



**HAL**  
open science

# Apport de la modélisation hydrologique régionale à la compréhension des processus de crue en zone méditerranéenne

Olivier Vannier

► **To cite this version:**

Olivier Vannier. Apport de la modélisation hydrologique régionale à la compréhension des processus de crue en zone méditerranéenne. Hydrologie. Université de Grenoble, 2013. Français. NNT : . tel-01112649v1

**HAL Id: tel-01112649**

**<https://theses.hal.science/tel-01112649v1>**

Submitted on 3 Feb 2015 (v1), last revised 24 Jun 2015 (v2)

**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.

## THÈSE

Pour obtenir le grade de

### DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Océan, Atmosphère, Hydrologie**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

**Olivier Vannier**

Thèse dirigée par **Sandrine Anquetin**

et codirigée par **Isabelle Braud**

préparée au sein du **Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE, UMR 5564, CNRS - Grenoble INP - IRD - UJF)** dans l'Ecole Doctorale **Terre, Univers, Environnement**

# Apport de la modélisation hydrologique régionale à la compréhension des processus de crue en zone méditerranéenne

Thèse soutenue publiquement le **22 novembre 2013**,  
devant le jury composé de :

**Mme Florence Habets**

DR CNRS, Fontainebleau, SISYPHE, Rapporteur

**M. Francesc Gallart Gallego**

DR CSIC, Barcelone, Institute of Environmental Assessment and Water Research (IDAEA), Rapporteur

**M. Eric Blayo**

Professeur Université Joseph Fourier, Grenoble, LJK, Examineur

**M. Roger Moussa**

DR INRA, Montpellier, LISAH, Examineur

**Mme Sandrine Anquetin**

DR CNRS, Grenoble, LTHE, Directeur de thèse

**Mme Isabelle Braud**

DR IRSTEA, Lyon, Hydrologie-Hydraulique, Co-Directeur de thèse



---

## REMERCIEMENTS

Voilà, le “jour J” est passé, et avec lui, la pression (quoiqu’en disent certains, elle est inéluctable) est retombée. Le moment est venu de remercier toutes les personnes, qui, de près ou de loin, m’ont aidé à mener à bien ce projet de recherche. En espérant n’oublier personne (ou en espérant que ceux que j’oublie - il y en aura forcément - ne seront pas trop rancuniers)...

D’abord, bien évidemment, je souhaite adresser un immense merci à mes deux directrices de thèse, Isabelle et Sandrine. Je dirais qu’elles ont été des encadrantes parfaites (même si la perfection n’est pas de ce monde), dans le sens où elles m’ont laissé l’autonomie nécessaire à ce travail de recherche, tout en étant toujours disponibles, et toujours de bon conseil. Elles ont su m’orienter dans mes choix sans jamais se montrer trop directives. En ce sens, ce fut un vrai plaisir de collaborer avec elles. Je souhaite à tous les doctorants de bénéficier d’un tel encadrement.

Naturellement, mes remerciements vont ensuite aux membres de mon jury. D’abord aux rapporteurs de ce travail, Florence Habets et Francesc Gallart. Ils ont accepté de relire et d’évaluer en détail mon manuscrit. Leurs retours et commentaires m’ont été très précieux. Les examinateurs de mon travail, Eric Blayo et Roger Moussa, m’ont également témoigné leur intérêt et fait part de leurs remarques instructives. Un grand merci à eux.

Bien sûr, je souhaite également remercier tous les collègues du LTHE avec qui j’ai pu échanger pendant ces quelques années. A leur tête, Thierry Lebel, notre directeur, qui m’a accueilli au laboratoire, et qui s’est intéressé à mon travail également. Viennent ensuite les collaborateurs de l’équipe HMCI, avec qui j’ai partagé mon quotidien et les pauses café pendant toute la durée de cette thèse : Guy Delrieu, Brice Boudevillain, Benoît Hingray, Anne-Catherine Favre, Isabelle Ruin, Gilles Molinié, Jean-Dominique Creutin, Arona Diedhiou, Sandra Rome, Juliette Blanchet, Valérie Quatela. Des remerciements particuliers aussi vont aux membres de la société Hydrowide, Pierre Viallet et Samuel Debionne, sans qui cette thèse n’aurait pas pu avoir lieu. Ils sont à l’origine du modèle CVN utilisé dans ce travail, et ont toujours été disponibles pour répondre à mes questions et me dépanner. Samuel a continué à assurer bénévolement un “service dépannage Liquid” alors même qu’il travaillait sur d’autres projets, je lui en suis très reconnaissant. Je voudrais également saluer les gens qui ont fait partie de mon comité de thèse, Patrick Sauvaget, et Jean-Pierre Vandervaere. Par ailleurs, j’ai passé de très agréables moments sur les bassins ardéchois, les vignobles du Pradel ou les marnes de Draix avec Jean-Pierre. Nos conversations scientifiques ont toujours été très intéressantes, et je regrette que l’éloignement de nos bureaux nous aient empêché d’avoir des échanges plus réguliers. Je remercie également les autres chercheurs du LTHE avec qui j’ai pu discuter de mon travail (ou d’autres choses)

lors de ces quelques années : Théo Vischel, Sylvie Galle, Thierry Pellarin, Jean-Martial Cohard, Guillaume Nord, Michel Esteves, Guillaume Quantin, Charles Obled, Isabella Zin, Michel Vauclin.

Ma thèse s’inscrit dans le vaste programme de recherche HyMeX, et plus particulièrement son volet hydrologie, le projet FloodScale. Les nombreux échanges que j’ai eu avec les personnes impliquées dans ce projet m’ont été plus que bénéfiques, et extrêmement enrichissantes. A ce titre, je remercie chaleureusement Christophe Bouvier, qui a suivi de près mon travail, ainsi que Pascal Brunet pour toutes les données d’humidité des sols qu’il m’a fournies. Merci aussi à Jean-François Didon-Lescot et Pierre-Alain Ayral pour leurs visites guidées sur les bassins du Gardon, et leur partage des connaissances de l’hydrologie de terrain. Un grand merci également à tous les collègues de l’unité Hydrologie-Hydraulique d’IRSTEA Lyon, qui ont assisté à mes nombreuses présentations et avec qui j’ai toujours eu des échanges plaisants : Flora Branger particulièrement, qui s’est toujours montrée intéressée par mon travail, Benjamin Renard, Eric Sauquet, Jean-Philippe Vidal, Etienne Leblois, Michel Lang, Jérôme Le Coz, Aurélien Ben Daoud, Clotaire Catalogne, Sonja Jankowski qui m’a transmis une partie du “patrimoine Liquid”, et les plus jeunes, qui soutiendront leur thèse prochainement, Marko Adamovic et Mériem Labbas.

Je souhaite également adresser des remerciements particuliers à Eric Gaume, qui m’a enseigné l’hydrologie à l’École des Ponts, et qui, avec une grande pédagogie, m’a donné l’envie de comprendre comment s’écoulait l’eau au sein d’un bassin versant.

Enfin, il me faut inévitablement remercier tous les amis qui ont rendu ces quatre années tellement agréables. D’abord ceux du labo, en commençant par les plus anciens, et dans le désordre : Matthias S., thésard capable d’encadrer dix stagiaires à lui tout seul ; Rémi, compagnon de ski et d’ultimate et qui m’a ramassé, moi et mon vélo, sur une route de montagne le jour où voiture m’a envoyé dans le décor ; Aurélien C., hydrologue qui a cédé à la tentation des montagnes suisses et du chocolat, Aurélien D., capable de se lancer dans une course de ski de fond sans en avoir jamais fait ; Matthieu, avec qui j’ai partagé mon bureau pendant une bonne demi-thèse, et aussi quelques sympathiques soirées, randonnées et sorties à ski ; Davide, le doctorant modèle de l’équipe HMCI, et dont le pot de thèse italien restera longtemps gravé dans ma mémoire ! Et puis les anciens moins anciens (mes contemporains dirais-je) : Joris, mon compagnon de route des années thèses, dont la fidèle 405, telle KITT dans K-2000, nous aura transporté jour et nuit à travers l’agglomération et les montagnes sur simple commande vocale ; Baptiste, supporteur inconditionnel du RC Toulon et notre maître à tous au poker (ou pas) ; Gérémy, geek avoué et “Linux-addict”, kayakiste hors-pair et bourreau de ses bâtons de ski de fond ; Thomas Gr., le gars qui ne faisait pas de sport (mais ça c’était avant), et qui un jour a été frappé par la grâce d’un disque en plastique fendant l’air (ne vous moquez pas, il est pas tout seul dans ce cas !); Antoine, sportif éternellement blessé mais (presque) toujours partant, grenoblois

d'adoption mais parisien de cœur ; Solène, qui a eu le courage de supporter nos bêtises de gars pendant toutes ces soirées et week-ends ; Benoît et Thomas M., infatigables moteurs des soirées qui resteront dans les mémoires ! Je n'oublierai pas non plus mes camarades de bureau, Stéphanie et Jérémy, qui ont contribué à donner une atmosphère sympathique à la pièce dans laquelle on passe le plus clair de notre temps (et qui sauteront sur ma place laissée vacante, près du radiateur, dès que j'aurai quitté les lieux). Et puis tous les autres, à commencer par Aloïs, Thomas Ge., Matthias L., Maxime, Annette, Valentin, Ossénatou, Cynthia, Hernan, Lise, Eric, Dorothée. Et les petits nouveaux, qui vont, je n'en doute pas, donner une super ambiance aux années à venir : Damien, Aurélien, Saïf, Galatia, ainsi que les "autres" (entendez par là non-thésards) Audrey, Anna, Mélody. Et comment ne pas citer non plus les copains des autres laboratoires de la place grenobloise : Julien (aventurier parti s'exiler quelques mois sur le continent le moins hospitalier de la planète), Nicolas, Romain, Germain et tous les autres...

Bien sûr je remercie du fond du cœur ma famille, en particulier mes parents, qui m'ont toujours encouragé dans les choix que j'ai fait. Je remercie aussi mes amis, avec qui j'ai passé tout ce temps en montagne ou ailleurs, à oublier les contraintes quotidiennes du doctorant. Et je remercie enfin et surtout Vio, qui partage mon quotidien, avec qui on forme une chouette équipe. Et bien plus que ça.

## RÉSUMÉ

Le risque hydrologique associé aux crues rapides survenant en région méditerranéenne est variable dans l'espace et le temps. Des travaux ont montré une vulnérabilité forte des personnes mobiles face aux crues touchant les bassins versants de petite taille ( $< 20 \text{ km}^2$ ). Le risque hydrologique qui en résulte s'ajoute au risque, mieux connu, associé au débordement des grands cours d'eau. Ce constat définit les enjeux de la modélisation hydrologique régionale mise en place dans ce travail, qui a pour objectif la compréhension des processus de crue de l'échelle du petit bassin versant ( $1 \text{ km}^2$ ) à l'échelle des bassins régionaux ( $> 1000 \text{ km}^2$ ).

Le modèle utilisé dans cette thèse est construit avec la plate-forme de modélisation LI-QUID, qui permet un couplage "à la carte" de modules représentant les processus que l'on souhaite intégrer au modèle. C'est un modèle utilisé sans calibration, dans une démarche de test d'hypothèses de fonctionnement hydrologique des bassins. La zone d'étude est la région Cévennes-Vivarais. Les premières simulations montrent une sensibilité forte des résultats du modèle aux propriétés des sols (conductivité hydraulique, épaisseurs), ainsi qu'au type de condition limite employée (percolation profonde ou non). Une distinction apparaît entre les comportements en crue des bassins situés sur roche sédimentaire et des bassins schisteux situés sur les reliefs cévenols. Une version du modèle intégrant la représentation des écoulements latéraux de surface et de sub-surface est également développée, et déployée sur le bassin expérimental du Cartaou ( $0.5 \text{ km}^2$ ). Les premiers résultats soulignent l'important rôle joué par ces écoulements à petite échelle.

Une méthodologie d'analyse des récessions de débit est mise en place pour l'estimation des propriétés hydrauliques et des épaisseurs des horizons de roche altérée, non-décrits par les bases de données des sols de la région. Les résultats de l'analyse suggèrent une hiérarchie dans les valeurs des paramètres, contrôlée par le type de géologie. Les horizons de roche altérée sont ensuite intégrés dans la version finale du modèle, qui est déployée à l'échelle de la région entière. Les simulations effectuées sur l'année 2008 montrent l'intérêt de la prise en compte de ces épaisseurs de roche altérée, tant pour la simulation des débits en crue que lors des périodes inter-événementielles. Les simulations mettent également en évidence des différences de comportement entre les bassins du nord de la région (Ardèche, Tarn) et ceux du sud (Cèze, Gardon, Vidourle) que l'on peut relier à la géologie.

**Mots clés :** Modélisation hydrologique distribuée, processus, crues rapides, risque, Méditerranée, région Cévennes-Vivarais, sols, géologie

## ABSTRACT

The hydrological risk associated with flash-floods in the mediteranean area is temporally and spatially variable. Recent works showed the vulnerability of mobile people during floods occurring on small catchments (area  $< 20 \text{ km}^2$ ). The associated risk, added to the better-known risk related to the overflow of larger rivers, defines the objectives of the present thesis. This work aims at developing a regional distributed hydrological model to study the flood processes over a large range of spatial scales, from small catchments ( $1 \text{ km}^2$ ) to large regional catchments ( $> 1000 \text{ km}^2$ ).

The model used in this thesis is built within the LIQUID hydrological modeling platform, which allows a modular coupling of the chosen hydrological processes. The model is used without calibration, with the purpose to test different hypotheses on the hydrological functioning of catchments. The studied area is the Cevennes-Vivarais region (south-east of France). The first simulations show a high sensitivity of the model results to soil properties (hydraulic conductivity, thickness), and to the bottom flux boundary condition (deep percolation). A different behavior is observed between catchments located on sedimentary rocks and catchments located in the mountain area, on metamorphic schists. A version of the model which accounts for lateral surface and sub-surface flows is developed, and tested on the Cartaou ( $0.5 \text{ km}^2$ ) experimental catchment. Preliminary results highlight the importance of lateral flow processes in flood generation at small spatial scales.

A streamflow recession analysis is performed to estimate hydraulic and thickness properties of weathered rock horizons, which are not described by regional soil databases. The results show a hierarchy in the estimated parameters, in relation with geology. The weathered rock horizons are implemented in the hydrological model, which is used at the regional scale. Simulations performed over the 2008 year bring out the better results obtained when using the weathered rock layer, for flood events simulations as well as for long-term simulations. The results also show differences between the hydrological behavior of north catchments (Ardèche, Tarn) and south catchments (Cèze, Gardon, Vidourle), which can be linked to the geology.

**Mots clés :** Distributed hydrological modeling, processes, flash floods, risk, Mediterranean area, Cevennes-Vivarais region, soils, geology.



# LA THÈSE EN 100 MOTS



# Table des matières

Remerciements . . . . .	i
Résumé . . . . .	iv
Table des matières . . . . .	vii
<b>Introduction générale</b>	<b>1</b>
<b>1 Crues rapides : observation, modélisation et compréhension</b>	<b>7</b>
1.1 Échelles spatiales et temporelles du risque de crue rapide. . . . .	9
1.2 Problématique des bassins non-jaugés . . . . .	13
1.3 Processus hydrologiques associés aux crues rapides . . . . .	15
1.4 Utilisation de la modélisation pluie-débit pour la compréhension des processus hydrologiques sur la région Cévennes-Vivarais . . . . .	34
1.5 Modélisation régionale : objectifs, enjeux et stratégie d'évaluation . . . . .	39
1.6 Objectifs de la thèse et méthodologie générale . . . . .	47
<b>2 Description de la zone d'étude et des données utilisées</b>	<b>49</b>
2.1 Caractéristiques géographiques de la région Cévennes-Vivarais . . . . .	51
2.2 Données utilisées. . . . .	55
2.3 Climatologie et bilans hydrologiques de la zone d'étude . . . . .	64
2.4 Description de quelques événements passés de crues rapides. . . . .	73
<b>3 Vers une modélisation hydrologique régionale</b>	<b>79</b>
3.1 Présentation du modèle CVN : version initiale et évolutions apportées . . . . .	82
3.2 Détermination des propriétés hydrodynamiques des sols . . . . .	91
3.3 Simulations des événements de septembre 2005 : premiers résultats et tests de sensibilité aux propriétés des sols . . . . .	96
3.4 Sensibilité à la condition limite de flux à l'interface sol-substratum : différences de comportement inter-bassins et inter-événements . . . . .	102

3.5	Analyse spatio-temporelle des résultats de simulation . . . . .	113
3.6	Conclusion . . . . .	125
<b>4</b>	<b>Prise en compte des écoulements latéraux dans la modélisation hydrologique : application au bassin du Cartaou</b>	<b>127</b>
4.1	Prise en compte des écoulements latéraux souterrains et de surface dans la modélisation hydrologique . . . . .	130
4.2	Le modèle CVN-1 . . . . .	137
4.3	Résultats de simulation . . . . .	145
4.4	Conclusion et perspectives . . . . .	159
<b>5</b>	<b>Estimation régionale des propriétés de sol au travers de l'analyse des récessions de débit</b>	<b>163</b>
	Résumé étendu . . . . .	166
5.1	Introduction . . . . .	170
5.2	Case study . . . . .	173
5.3	Methodology . . . . .	179
5.4	Results . . . . .	186
5.5	Discussion . . . . .	189
	Conclusion . . . . .	192
	Acknowledgements . . . . .	192
<b>6</b>	<b>Simulation hydrologique régionale de l'année 2008</b>	<b>193</b>
6.1	Implémentation des écoulements souterrains et de la couche de roche altérée dans le modèle régional . . . . .	196
6.2	Plan de simulation . . . . .	201
6.3	Évaluation de l'apport des épaisseurs de roche altérée : comparaison aux résultats obtenus sans couche altérée . . . . .	203
6.4	Analyse régionale des deux épisodes de crue de l'automne 2008 . . . . .	214
6.5	Evaluation régionale des résultats . . . . .	220
6.6	Conclusion . . . . .	234
	<b>Conclusion générale et perspectives</b>	<b>237</b>
	<b>Références</b>	<b>273</b>

# Introduction générale

Les crues soudaines et violentes qui touchent régulièrement les régions méditerranéennes constituent l'objet d'étude de cette thèse. Ces crues sont consécutives à des cumuls de précipitation très importants (plusieurs centaines de mm), pouvant survenir en quelques heures seulement. En France métropolitaine, de tels cumuls de pluie ne s'observent que dans le sud-est, sur le pourtour méditerranéen, généralement à l'automne. La Fig.1 présente les départements les plus régulièrement touchés par des épisodes de pluie dont les cumuls dépassent 200 mm en 24h : seuls les départements méditerranéens sont concernés (ou presque). Les départements de la région Languedoc-Roussillon (Hérault, Gard, Lozère) et l'Ardèche, tous situés sous les reliefs des Cévennes, sont les plus régulièrement touchés par ces épisodes de précipitations intenses.

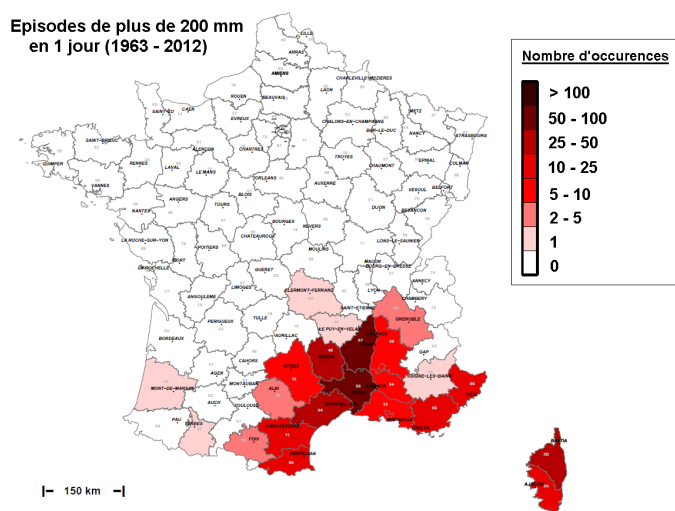


FIGURE 1 – Carte des occurrences observées par département de précipitations supérieures à 200 mm en une journée. Source : Météo-France, 2013.

Cette particularité a valu aux événements hydro-météorologiques qui touchent la région le qualificatif “d'épisodes cévenols”, bien qu'il existe en réalité plusieurs typologies différentes d'épisodes de ce type (Boudevillain *et al.*, 2009), et que ce genre d'événement ne soit pas cantonné à la région des Cévennes ni à la période automnale.

Les exemples historiques de crues rapides ayant provoqué des dégâts importants sont nombreux. Au cours des vingt-cinq dernières années, on peut citer les inondations urbaines survenues à Nîmes le 3 octobre 1988, la crue de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine le 22 septembre 1992, la vague meurtrière ayant traversé la commune de Puisserguier (Hérault) dans la nuit du 28 janvier

1996, les inondations de l'Aude les 12-13 novembre 1999, l'événement qui a touché le département du Gard les 8-9 septembre 2002 ou les crues qui ont touché la région de Draguignan le 15 juin 2010. Toutes ces crues ont causé des victimes, et les deux derniers événements mentionnés font partie des dix catastrophes naturelles ayant engendrées le plus de dégâts économiques en France depuis 1900<sup>1</sup>. La France n'est pas le seul pays concerné par ces phénomènes, comme le rappellent par exemple les événements qui ont frappé Alger en novembre 2001, la région de Zelezniki en Slovénie en septembre 2007, les "Cinque Terre" (Italie) en octobre 2011 ou encore l'Andalousie en septembre 2012.

Le risque associé aux crues rapides résulte du croisement de l'aléa hydrométéorologique (intensité de l'événement et propagation de la crue) et de la vulnérabilité des populations (vulnérabilité des personnes et des infrastructures). L'analyse des crues survenues en région Languedoc-Roussillon au cours des vingt dernières années montre que le niveau de risque est très étroitement lié à la vulnérabilité (Antoine *et al.*, 2001; Vinet, 2004). La Fig.2a représente le nombre d'arrêtés interministériels de "catastrophe naturelle inondation" obtenus par commune, dans le sud-est de la France, entre 1983 et 2003. La Fig.2b représente la population des communes, sur la même zone géographique. La similarité entre les deux cartes est frappante. Comme observé par Vinet (2004), "la carte du risque inondation est le reflet de la carte de la population". En conséquence, la réduction du risque de crue passe avant tout par une maîtrise de la vulnérabilité des populations.

Face au risque de crue, les moyens de protection visant à réduire l'aléa (barrages écrêteurs de crue, bassins de rétention, digues) sont efficaces dans une certaine limite seulement (Antoine *et al.*, 2001). La surverse par dessus le barrage de la Rouvière (Vidourle) en septembre 2002, ou les ruptures de digues constatées le long du Rhône lors de la crue de décembre 2003 témoignent de l'inefficacité de ces ouvrages lorsque les phénomènes sont extrêmes. D'un autre côté, la vulnérabilité liée aux constructions en zone inondable est en augmentation, et difficilement contournable à court et moyen-terme. Cette vulnérabilité a crû au cours des quarante dernières années en raison de l'urbanisation massive des lits majeurs des cours d'eau et des plaines inondables, induite par une pression foncière en hausse constante. Une estimation du Ministère de l'Ecologie, du Développement durable et de l'Energie<sup>2</sup> indique qu'au sein de la région Languedoc-Roussillon, en 2008, plus de 692 000 personnes vivaient en zone inondable. Pour le seul département du Gard, 41 % de la population résidait en 2008 en zone inondable. En outre, des travaux récents montrent que la vulnérabilité en cas de crue n'est pas seulement liée au lieu de résidence, mais également en grande partie à la mobilité des personnes, circulant avec leur véhicule (Ruin *et al.*, 2008; Lutoff *et al.*, 2010).

Ces constats font émerger la nécessité de disposer d'un système d'alerte efficace pour prévenir les populations exposées au risque de crue. Au sein de ce système d'alerte, la modélisation hydrologique tient une place importante. Les outils opérationnels développés pour la prévision des crues rapides en France (et ailleurs) sont nombreux et très divers (par ex. Vieux *et al.*, 2004; Georgakakos, 2006; Norbiato *et al.*, 2008; Berthet *et al.*, 2009; Bouilloud *et al.*, 2010; Versini

---

1. source : EM-DAT : The OFDA/CRED International Disaster Database, www.emdat.be - Université catholique de Louvain - Brussels - Belgium

2. Source : SOeS d'après Medde, Gaspar, Cartorisque, 2012 - Dreal, 2012 - Insee, RFL 2009 et RP 2008 - ©IGN

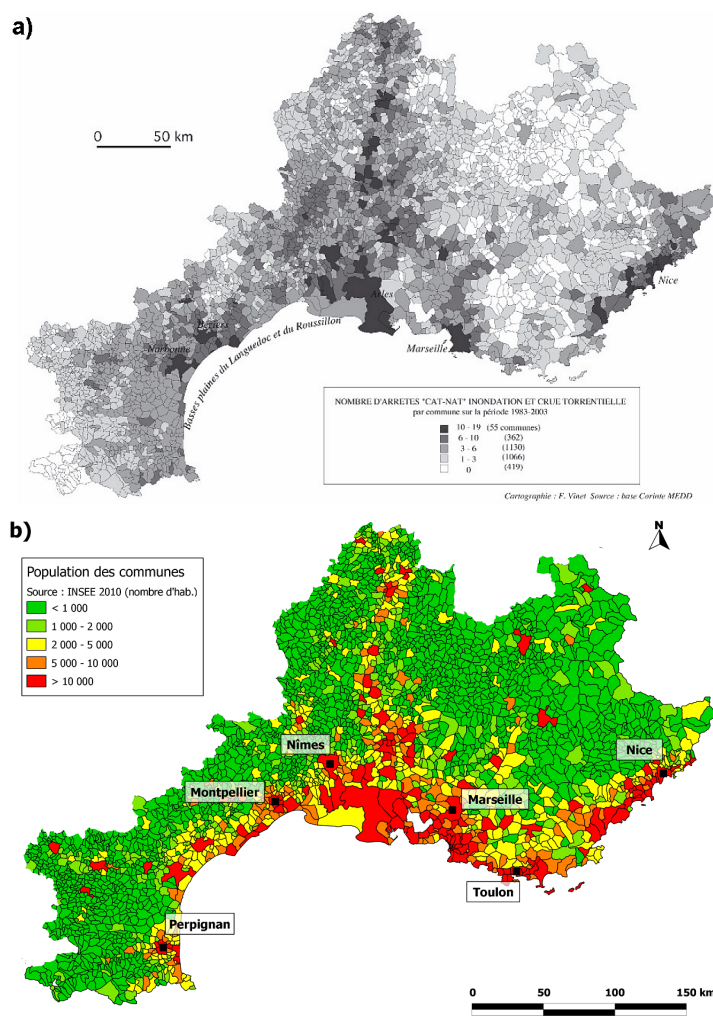


FIGURE 2 – a) Carte des arrêtés interministériels de “catastrophe naturelle inondation” par commune, dans le sud-est de la France (période 1983-2003), tirée de [Vinet \(2004\)](#). b) Carte de la population des communes (Recensement 2010 de l’INSEE).

*et al.*, 2010a; *Javelle et al.*, 2010; *Vincendon et al.*, 2010; *Naulin et al.*, 2013).

L’approche de modélisation hydrologique développée dans ce travail est guidée par la compréhension des processus hydrologiques. Cette thèse n’a pas pour objectif de développer un nouvel outil de prévision des crues, mais c’est une approche complémentaire à celle de la modélisation développée à des fins de prévision. La compréhension des processus hydrologiques à l’origine des crues rapides est encore parcellaire et soumise à de nombreuses incertitudes ([Gaume, 2007](#)). On peut imaginer que les progrès effectués dans la compréhension des mécanismes de crue puissent permettre à moyen et long-terme :

- D’améliorer la représentation des processus de crue dans les modèles de prévision hydrologique, permettant l’augmentation de la performance des outils d’annonce des crues. Un des enjeux majeurs de la prévision des crues rapides est de réussir à évaluer le risque sur une gamme d’échelles spatiales allant du petit bassin versant (moins de 10 km<sup>2</sup>) à la région

entière (regroupant plusieurs bassins de plus de 1000 km<sup>2</sup> de superficie);

- D'établir les liens entre susceptibilité des bassins aux crues et caractéristiques physiques du territoire (topographie, géologie, pédologie, occupation du sol). Sur la base de ces liens, on peut imaginer dresser une cartographie de l'aléa hydrologique associé aux caractéristiques intrinsèques des bassins versants (indépendamment de l'aléa pluviométrique). Une telle cartographie serait un outil précieux d'aide à l'aménagement du territoire;
- D'améliorer la prédétermination des crues extrêmes, en intégrant dans les estimations statistiques la connaissance acquise sur les processus physiques à l'origine des ces crues. Une meilleure connaissance de l'aléa se traduirait par une augmentation de la sécurité des ouvrages d'aménagement construits pour la protection contre les crues.

Ce projet de thèse se situe donc *en amont* des études de modélisation hydrologique à visées applicatives. C'est un travail cognitif, intégrant une composante importante de développement d'outils de modélisation, utilisés à l'échelle régionale pour tester des hypothèses de fonctionnement hydrologique des bassins. En résumé, c'est un travail de recherche qui ne perd pas de vue les préoccupations sociétales fortes qui entourent son objet d'étude. Les grands objectifs de cette thèse sont les suivants :

- **Mettre en place un modèle hydrologique distribué à l'échelle de la région Cévennes-Vivarais;**
- **Analyser, à l'aide des simulations, les processus hydrologiques dominants en crue et les hiérarchiser. Le modèle doit pouvoir reproduire les processus hydrologiques actifs sur une large gamme d'échelles spatiales (du petit bassin à la région);**
- **Lier ces processus et leur importance relative aux caractéristiques physiques des bassins versants.**

Ce document synthétise la démarche entreprise pour répondre à ces objectifs, et les résultats obtenus. Il s'articule de la manière suivante :

Le **Chapitre 1** introduit la problématique des échelles spatiales et temporelles associées aux crues rapides. Il décrit également les processus hydrologiques associés aux crues et les mécanismes observés de production des débits sur les bassins méditerranéens. Il reprend les principaux résultats de modélisation hydrologique utilisée à des fins de compréhension des processus, et définit les enjeux de ce travail, la méthodologie suivie ainsi que les objectifs détaillés de la thèse.

Dans le **Chapitre 2**, les données utilisées au cours de cette thèse sont présentées. Les caractéristiques géographiques de la région Cévennes-Vivarais sont également décrites, ainsi qu'une brève analyse climatologique de la région et des bilans hydrologiques caractéristiques des bassins de la région. Enfin, les quelques événements de crue passées qui sont étudiés dans ce travail sont

présentés.

Le **Chapitre 3** présente le modèle CVN, son fonctionnement et les processus qui y sont représentés. Ce chapitre décrit la démarche de modélisation suivie, les modifications apportées à CVN pour qu'il fonctionne de manière continue, et détaille la manière dont les paramètres des sols sont estimés à partir des informations disponibles dans les bases de données. Une évaluation de la méthode d'estimation de ces paramètres est ensuite effectuée. Les premiers résultats de modélisation sur l'événement de septembre 2005 sont décrits et analysés, ainsi que les résultats de tests de sensibilités aux propriétés des sols. Le chapitre se clôt avec l'application d'une méthode d'analyse spatio-temporelle des résultats de simulations, permettant une décomposition des écoulements produits par le modèle en différents termes dûs aux interactions entre pluie et coefficient de ruissellement.

Le **Chapitre 4** décrit le développement d'une version complémentaire du modèle (nommée CVN-1) destinée à l'étude des processus de crue sur les petits bassins versants. Cette version du modèle intègre des écoulements latéraux de surface et souterrains, absents de la version originale de CVN. Cette version est mise en place sur le bassin du Cartaou (0.5 km<sup>2</sup>) pour la simulation de l'événement de crue d'octobre 2008. Les résultats de simulation sont décrits et comparés aux observations (mesures de débit, observation d'extension du réseau hydrographique).

Le **Chapitre 5** est constitué d'un article soumis et accepté pour publication dans la revue *Hydrological Processes*, intitulé "Regional estimation of catchment-scale soil properties by means of streamflow recession analysis for use in distributed hydrological models". L'article décrit les lacunes identifiées des informations contenues dans les bases de données sol, notamment en ce qui concerne les capacités de stockage des bassins versants. Deux méthodes d'analyse des données, en particulier l'analyse des récessions de débit, sont utilisées pour combler ces lacunes et estimer les propriétés des horizons de roche altérée non décrits dans les bases de données sol.

Une évolution du modèle CVN (nommée CVN-p) est présentée dans le **Chapitre 6**, intégrant un écoulement de base et des épaisseurs de roche altérée, avec les propriétés estimées grâce à l'analyse des récessions présentée dans le chapitre 5. Cette version du modèle est implémentée sur l'ensemble de la région Cévennes-Vivarais. L'apport de la prise en compte des horizons de roche altérée est évalué, aussi bien pour la simulation des débits en crue et en période sèche. Les résultats des simulations des événements d'octobre 2008 et de novembre 2008 sont analysés à l'échelle de la région et discutés.

Le document se termine avec une **Conclusion générale** et une description des perspectives de ce travail.





# Chapitre 1

## Crues rapides : observation, modélisation et compréhension

### Sommaire

---

1.1	Échelles spatiales et temporelles du risque de crue rapide. . . . .	9
1.2	Problématique des bassins non-jaugés . . . . .	13
1.3	Processus hydrologiques associés aux crues rapides . . . . .	15
	1.3.1 Historique de la compréhension des mécanismes de production des débits de crue . . . . .	15
	1.3.2 Processus hydrologiques associés aux crues rapides en région Cévennes- Vivarais . . . . .	20
	a Bassin versant expérimental de Roujan . . . . .	21
	b Bassins versants du Mont-Lozère . . . . .	22
	c Bassins des reliefs cévenols . . . . .	24
	d Bassins calcaires karstiques . . . . .	26
	e Autres bassins méditerranéens . . . . .	28
	f Synthèse . . . . .	31
1.4	Utilisation de la modélisation pluie-débit pour la compréhension des processus hydrologiques sur la région Cévennes-Vivarais . . . . .	34
	1.4.1 Approches conceptuelles de type SCS . . . . .	34
	1.4.2 Approche TOPMODEL . . . . .	35
	1.4.3 Autres approches de modélisation distribuée . . . . .	35
1.5	Modélisation régionale : objectifs, enjeux et stratégie d'évaluation . . . . .	39
	1.5.1 Transfert d'échelle et modélisation hydrologique. . . . .	39
	1.5.2 Modélisation des bassins non-jaugés . . . . .	43
	1.5.3 Quelle évaluation pour quel objectif de modélisation ? . . . . .	44
	a Une évaluation multi-critères et multi-sites . . . . .	44
	b Une évaluation qualitative des comportements du modèle. . . . .	45
1.6	Objectifs de la thèse et méthodologie générale . . . . .	47

---

## RÉSUMÉ

Ce chapitre débute par une description des échelles spatiales et temporelles du risque de crue rapide. Ces échelles définissent les enjeux d'une modélisation dont les objectifs sont de représenter les processus hydrologiques de crue sur une large gamme d'échelle. Une revue bibliographique des travaux de recherches expérimentales menées sur plusieurs petits bassins versants méditerranéens est ensuite présentée. Elle met en évidence les différents processus identifiés dans la littérature et le lien avec les caractéristiques physiques des bassins (végétation, géologie, sols). Puis les travaux de modélisation hydrologique menés sur la région Cévennes-Vivarais dans un objectif de compréhension des processus sont décrits et synthétisés. Finalement, les enjeux et objectifs de la mise en place d'une modélisation régionale sont définis, ainsi que la méthodologie générale suivie au cours de ce travail.

## 1.1. ÉCHELLES SPATIALES ET TEMPORELLES DU RISQUE DE CRUE RAPIDE

Cette thèse s'intéresse aux crues rapides, à leur compréhension et à leur modélisation. Les spécificités de ces phénomènes hydrométéorologiques destructeurs sont appréhendées dans le cadre de l'étude des échelles spatiales et temporelles du risque associé. L'épisode meurtrier (24 victimes) de septembre 2002 qui a touché les bassins du Gard, du Vidourle et de la Cèze a été l'objet de nombreuses études. Dans l'une d'elles, [Ruin et al. \(2008\)](#) ont analysé l'emplacement des victimes de la crue. Ils ont en particulier relié le lieu de décès des victimes aux caractéristiques (taille et temps de réponse) des bassins versants drainant cet emplacement, et croisé cette information avec les caractéristiques des victimes (sexe, taille, activité au moment de l'accident). La Fig.1.1 est reprise de la publication de [Ruin et al. \(2008\)](#), et décrit cette relation entre taille des bassins et origine des victimes.

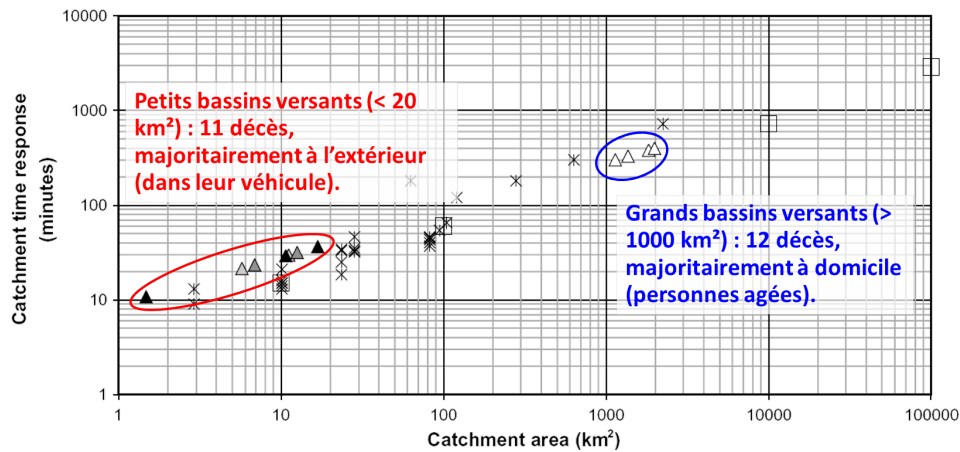


FIGURE 1.1 – Localisation des victimes (triangles) des crues lors de l'événement de septembre 2002 dans le Gard : analyse par taille de bassin versant. Adapté de [Ruin et al. \(2008\)](#).

[Ruin et al. \(2008\)](#) mettent en évidence deux types de vulnérabilité associée à l'événement de septembre 2002, et qui apparaissent sur ce graphique spatio-temporel. Une première catégorie (entourée en bleu sur la Fig.1.1) concerne des personnes plutôt âgées (moyenne d'âge de 76 ans), qui sont décédées essentiellement dans leur domicile inondé à l'aval de grands bassins (surface supérieure à 1000 km<sup>2</sup>). Les causes de décès de cette première catégorie de victimes sont liées à un problème de sécurité civile (difficulté dans la mise en place des secours). Une seconde catégorie de victimes (entourée en rouge) concerne des personnes jeunes (moyenne d'âge de 43 ans) décédées sur de petits bassins versants (surface inférieure à 20 km<sup>2</sup>), en déplacement avec leur véhicule. Cette seconde catégorie de victimes met clairement en évidence un risque hydrologique majeur associé aux petites échelles spatiales, en l'occurrence des bassins versants de taille inférieure à 20 km<sup>2</sup>. La vulnérabilité à ces échelles est liée à la dispersion du risque hydrologique, et à sa faible prévisibilité.

Dans le cas de l'événement de septembre 2002, les débits de pointe estimés lors du retour d'expérience hydrologique effectué *a posteriori* (Gaume *et al.*, 2003b; Gaume & Bouvier, 2004) indiquent pourtant que la "sévérité hydrologique" de l'événement n'a pas été plus importante sur les petits bassins que sur ceux d'une superficie d'une centaine de km<sup>2</sup>. Ceci est illustré sur la Fig.1.2, qui compare les débits spécifiques de pointe estimés pour l'événement de septembre 2002 à des observations historiques effectuées aux États-Unis (Costa, 1987) et en région méditerranéenne (données non publiées). Cette figure laisse apparaître une "enveloppe supérieure" de la relation entre débits spécifiques maximums et superficie des bassins versants. Les estimations effectuées pour l'événement de crue de septembre 2002 se situent toutes sous cette enveloppe, mais elles ne semblent pas en être plus éloignées sur les bassins de taille intermédiaire (20 - 300 km<sup>2</sup>) que sur les petits bassins versants (< 20 km<sup>2</sup>) sur lesquels sont survenus la moitié des décès. On ne peut donc pas attribuer cette différence de niveau de risque entre les échelles à une différence d'intensité de l'événement hydrologique.

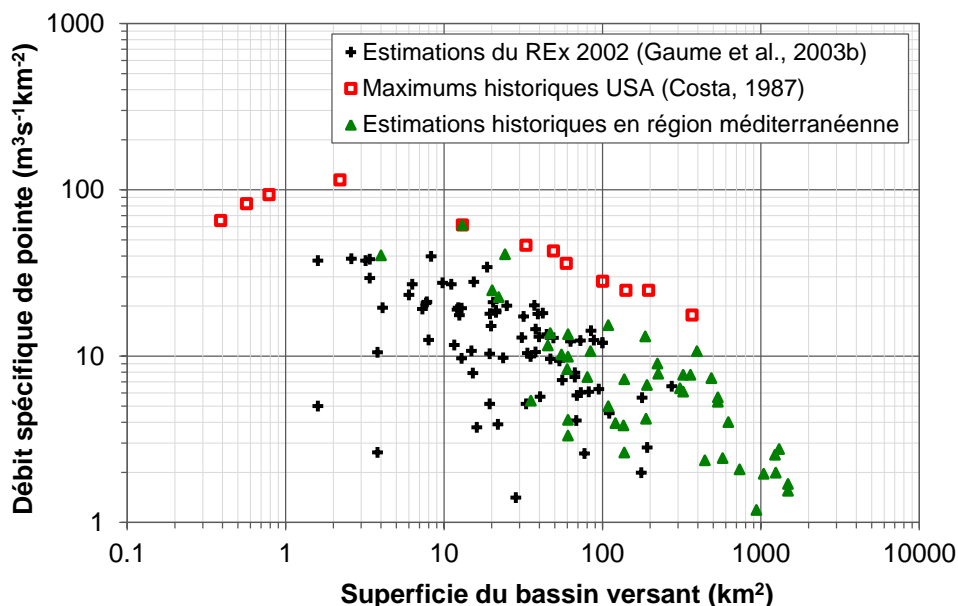


FIGURE 1.2 – Débits spécifiques maximums estimés lors du retour d'expérience hydrologique de l'événement de septembre 2002 (Gaume *et al.*, 2003a) comparés aux estimations historiques en région méditerranéenne et aux États-Unis (adapté de Ruin *et al.* (2008) et complété).

Les raisons de la dangerosité des crues rapides aux petites échelles spatiales peuvent être explorées parmi les raisons suivantes :

- *Vulnérabilité élevée du réseau routier aux petites échelles.* Les ouvrages routiers de franchissement du réseau hydrographique sont d'autant plus sécuritaires et bien dimensionnés que les cours d'eau franchis sont importants (Ruin *et al.*, 2008). En revanche, les routes franchissant de petits cours d'eau parfois intermittents, voire des talwegs secs la plupart du temps, ne sont pas toujours équipées d'ouvrages (buses, petits ponts) suffisamment dimensionnés, ce qui conduit à des submersions de routes en cas de crue importante (illustration sur la Fig.1.3). On peut dès lors imaginer le danger lié à ce type de situation, entre le

moment où la route est inondée et le moment où le service de la voirie décide de fermer le tronçon routier en question.



FIGURE 1.3 – Route submergée dans le département de l’Hérault. Source : Conseil Général de l’Hérault

- *Effet de surprise induit par la rapidité du phénomène hydrométéorologique.* Le temps de réaction des bassins versants étant étroitement lié à leur taille, il est clair que le temps que met un cours d’eau drainant un petit bassin à passer d’un débit de base à un débit de crue (parfois 100 fois plus important) peut-être extrêmement court, de l’ordre de l’heure pour un bassin d’environ 10 km<sup>2</sup> de superficie. En conséquence, l’effet de surprise induit par cette vitesse de réaction est potentiellement important, et peut être une des raisons des accidents impliquant des personnes en déplacement sur le réseau routier pendant un épisode hydrométéorologique intense.
- *Effet de surprise associé à la rareté locale du phénomène hydrométéorologique.* On peut également penser que l’effet de surprise puisse être renforcé par un effet purement statistique, lié à la rareté de l’occurrence des crues importantes sur un petit cours d’eau. Si les crues rapides dévastatrices ne sont pas rares à l’échelle de la région Cévennes-Vivarais, les crues susceptibles d’être destructrices pour un cours d’eau donné de petite taille (bassin d’une dizaine de km<sup>2</sup> de superficie) sont relativement rares. En conséquence, là où les riverains d’un cours d’eau important comme le Vidourle ou le Gardon sont habitués aux débordements réguliers, le risque hydrologique peut être bien plus mal perçu par la population riveraine d’un petit cours d’eau. A titre d’exemple, on peut citer le cas de l’inondation meurtrière (4 personnes tuées) et soudaine de la commune de Puisserguier (Hérault) le 28 janvier 1996. Ce jour là, jusqu’à 200 mm de pluie tombée sur des sols déjà saturés ont provoqué un ruissellement intense qui a ravagé le centre du village<sup>1</sup>. Aucun cours d’eau ne traverse le village, situé sur un bassin de seulement 2.4 km<sup>2</sup> de superficie. En conséquence les habitants et les pouvoirs publics, bien qu’habitué au débordement du Lirou (notamment 4 ans plus tôt, en 1992)<sup>2</sup>, petit cours d’eau dont le lit se situe en contrebas du

1. <http://pluiesextremes.meteo.fr/1996-01-28/catastrophe-de-puisserguier.html>

2. Plan Communal de Sauvegarde de la commune : [http://www.ville-puisserguier.com/cariboost\\_files/plaquette\\_pcs\\_st\\_puisserguier.pdf](http://www.ville-puisserguier.com/cariboost_files/plaquette_pcs_st_puisserguier.pdf)

village, n'ont certainement pas eu conscience de la possibilité qu'une telle quantité d'eau puisse s'écouler au cœur même de la commune.

- *Difficultés de prévision de l'aléa hydrométéorologique aux petites échelles spatiales.* Prévoir précisément des crues sur des bassins de moins de 20 km<sup>2</sup> est aujourd'hui encore impossible. Les mises en vigilance météorologiques émises par Météo-France se font à l'échelle d'un département, et la surveillance hydrologique mise en place par les Services de Prévision des Crues (SPC) et le Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations (SCHAPI) concerne quasiment exclusivement des tronçons de rivières drainant des bassins de taille supérieure à 100 km<sup>2</sup> (voir la carte des tronçons surveillés par le SPC Grand Delta sur la Fig.1.4).

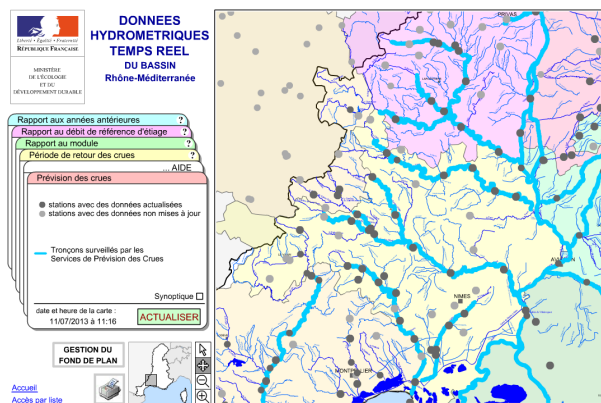


FIGURE 1.4 – Carte des tronçons du réseau hydrographiques concernés par la surveillance crue (en trait bleu épais) du SPC Grand Delta sur la région Cévennes-Vivarais. Source : <http://www.rdbrmc.com/hydroree12/>

Ce dernier point mentionné est étroitement lié au fait que sur ces bassins de petite taille, les observations disponibles sont rares, voire inexistantes : c'est la problématique de la prévision sur des bassins versants non-jaugés, qui est abordée dans la section suivante.

## 1.2. PROBLÉMATIQUE DES BASSINS NON-JAUGÉS

Les modèles hydrologiques utilisés pour la prévision des crues sont généralement des modèles pluie-débit nécessitant une phase de calibration directe : ces modèles intègrent des paramètres dont on détermine la valeur optimale par ajustements successifs (procédure souvent automatique) en comparant les résultats (débits simulés) aux observations (débits mesurés). Pour faire de la prévision hydrologique sur un bassin versant donné, il est nécessaire de disposer d'une chronique de débits mesurés suffisamment longue (et si possible incluant l'enregistrement de crues significatives) afin de calibrer les modèles pluie-débits destinés à la prévision.

La structure des modèles hydrologiques utilisés à des fins de prévisions est la plupart du temps assez simple (modèles à réservoirs), car ce type de modèle, une fois calibré, donne des résultats souvent très satisfaisants pour la prévision des crues. De plus, les procédures de calibration nécessitent parfois d'effectuer un grand nombre de simulations, afin d'explorer exhaustivement l'espace des valeurs acceptables des paramètres du modèle. Il est donc souvent nécessaire de disposer de modèles peu coûteux en termes de temps de calcul. En contrepartie, la nature même de ces modèles les rend peu robustes, inopérants sur les bassins pour lesquels ils n'ont pas été calibrés. En conséquence, les prévisions hydrologiques qui sont faites sur les bassins versants de la région Cévennes-Vivarais ne sont réellement valables que pour les bassins versants jaugés, et toute extrapolation vers des bassins voisins ou même des sous-bassins ne peut s'accompagner que d'incertitudes supplémentaires.

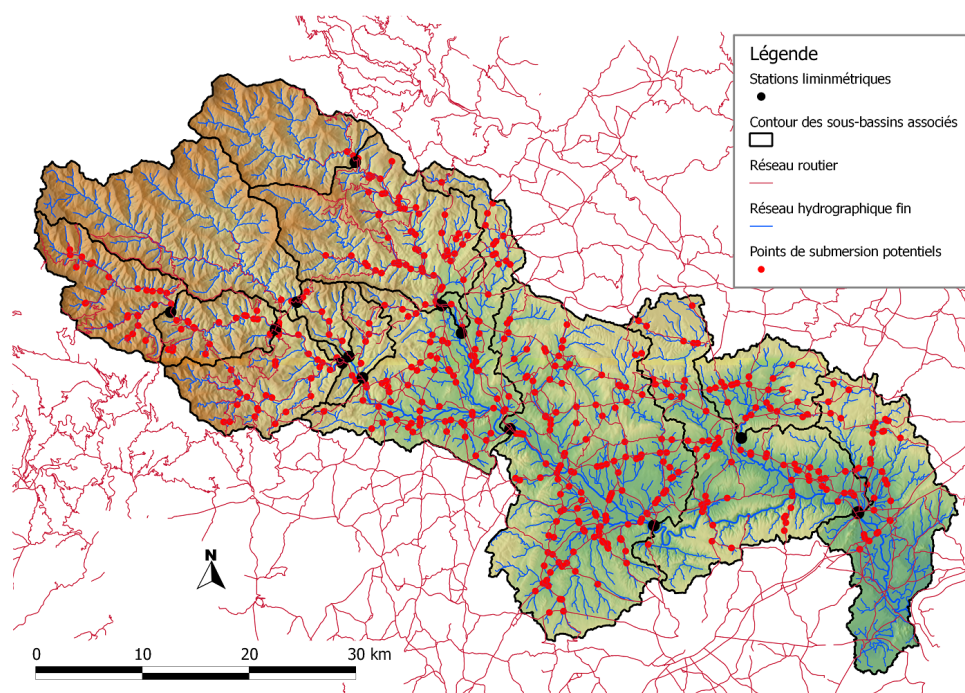


FIGURE 1.5 – Points de coupure de route potentiels (département du Gard uniquement) et sous-bassins jaugés sur le bassin versant du Gardon

La Fig.1.5 présente une carte du bassin versant du Gardon, sur laquelle figurent les emplacements des stations hydrométriques opérationnelles, définissant les sous-bassins qui sont jaugés.



Sur cette carte figurent également les points de submersion potentiels du réseau routier du département du Gard en cas de crue (à l’intersection du réseau hydrographique), identifiés par [Versini \(2007\)](#) et dans le cadre du projet PreDiFlood<sup>1</sup> (Prévision distribuée des crues pour la gestion des routes en région Cévennes-Vivarais). Cette carte illustre parfaitement la différence de densité spatiale entre les bassins versants jaugés (bassins pour lesquels les modèles pluie-débit de prévision sont calibrés), dont la superficie moyenne est de l’ordre de 100 km<sup>2</sup>, et les bassins versants susceptibles d’être dangereux pour le réseau routier, beaucoup plus nombreux et beaucoup plus petits en terme de superficie. La Fig.1.6 quantifie ce déséquilibre, en comparant les distributions des tailles des bassins jaugés et des tailles des bassins associés au risque de coupure de route.

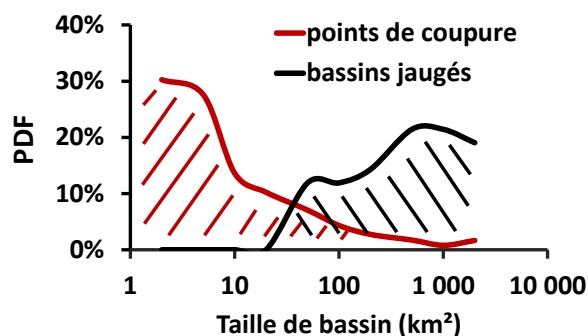


FIGURE 1.6 – Distribution des tailles de bassins versants jaugés (noir) et des tailles de bassins versants drainants les points de coupure potentiels du département du Gard (rouge)

L’échelle spatiale d’observation hydrologique est donc mal adaptée à l’échelle spatiale du risque hydrologique associé aux coupures de routes. En conséquence, les modèles pluie-débit utilisés à des fins de prévision hydrologique, calibrés à grande échelle, ne peuvent appréhender ce risque hydrologique de petite échelle que de manière incorrecte. Comblant le manque de robustesse des modèles hydrologiques en les rendant utilisables sur des bassins non-jaugés constitue l’enjeu majeur d’une prévision hydrologique efficace des crues rapides. C’est également le challenge lancé en 2003 par l’initiative PUB (Prediction in Ungauged Basins) ([Sivapalan et al., 2003](#)). L’initiative PUB, basée sur le constat que la plupart des bassins versants de la planète ne sont pas ou mal jaugés, avait pour objectifs de donner des pistes de réflexion sur les méthodes à mettre en œuvre pour réduire “l’incertitude prédictive” des modèles sur les bassins peu ou pas jaugés.

Une meilleure prévision des crues sur les bassins non-jaugés passe nécessairement par une meilleure compréhension des processus hydrologiques actifs en crue. Les mécanismes de production des débits intervenant aux différentes échelles spatiales doivent être compris et hiérarchisés, afin d’être ensuite implémentés dans les modèles pluie-débit en fonction des objectifs de modélisation. La section suivante introduit les différents mécanismes identifiés de production des débits de crue. Dans un objectif de modélisation hydrologique à l’échelle de la région Cévennes-Vivarais, une revue bibliographique des processus de crue identifiés comme dominants sur différents bassins de la région est également effectuée.

1. <http://heberge.lcpc.fr/prediflood/index.php>

## 1.3. PROCESSUS HYDROLOGIQUES ASSOCIÉS AUX CRUES RAPIDES

### 1.3.1. Historique de la compréhension des mécanismes de production des débits de crue

Les processus hydrologiques impliqués dans la genèse des crues sur les petits <sup>1</sup> bassins versants, aussi bien en milieu tempéré que semi-aride, ne sont pas encore parfaitement compris aujourd'hui. Une des difficultés est que généralement ce n'est pas un seul processus qui est à l'origine des écoulements générés, mais bien la combinaison dans le temps et dans l'espace de différents processus illustrés sur la Fig.1.7 (Ambroise, 1998).

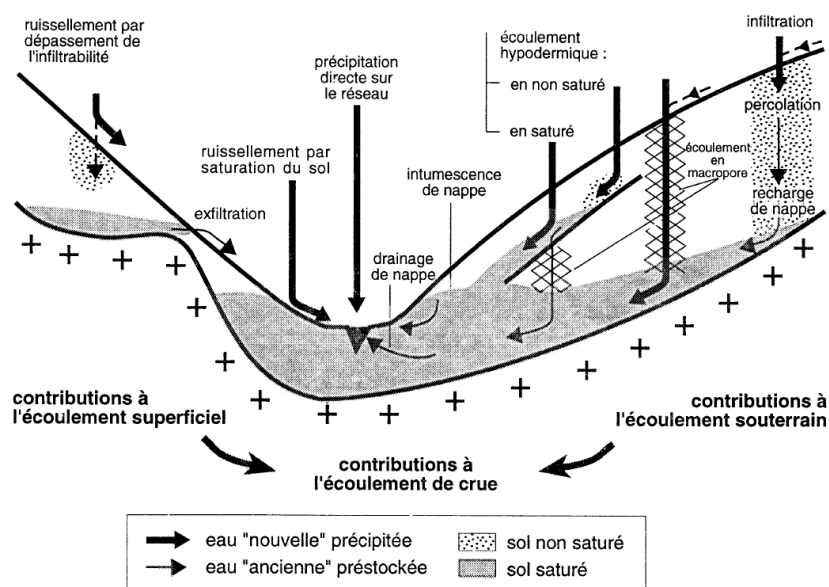


FIGURE 1.7 – Illustration des différents processus hydrologiques pouvant contribuer à la production des débits de crue, d'après Ambroise (1998).

#### *Le modèle de Horton : dépassement des capacités d'infiltration des sols et saturation par le haut*

On a longtemps considéré que les écoulements rapides étaient générés par un processus de type "hortonien", c'est à dire du ruissellement de surface généré lorsque l'intensité de pluie dépasse la capacité d'infiltration des sols (Horton, 1933). Cette capacité d'infiltration évolue au fur et à mesure de l'épisode pluvieux en raison de l'humidification des sols. La théorie de Horton

1. Dans cette section, la notion de "petit" bassin versant renvoie à la taille généralement très limitée des bassins ayant fait l'objet d'observations intensives, permettant aux études mentionnées ici de faire progresser la connaissance des processus hydrologiques de crue. Le plus souvent, ce sont des bassins ou des versants de moins d'1 km<sup>2</sup> qui sont étudiés expérimentalement. La notion de "petit" bassin versant utilisée dans cette section est donc légèrement différente (même si elle s'en rapproche) de celle employée dans la section précédente, qui renvoyait aux bassins les plus soumis aux risques de coupure de route en région Cévennes-Vivarais, d'une superficie inférieure à 10 km<sup>2</sup>.

a longtemps fait office de paradigme dans la communauté hydrologique qui, au moins jusqu'au début des années 1970, a été incapable de trouver d'autres explications possibles à l'augmentation très rapide des débits de crue sur les petits bassins versants. Le processus de ruissellement hortonien est aujourd'hui reconnu comme minoritaire dans la genèse des crues en milieu tempéré, en particulier, comme le souligne Gaume (2002), suite aux nombreux travaux de séparation géochimique des hydrogrammes qui ont prouvé la dominance de la présence d'eau antérieure à l'événement pluvieux considéré ("eau ancienne" dans l'hydrogramme de crue) (Pinder & Jones, 1969; Martinec, 1975; Sklash & Farvolden, 1979; Anderson & Burt, 1982). Le modèle de Horton reste malgré tout admis comme important voire majoritaire sur les bassins versants arides et semi-arides, aux sols généralement très secs, avec peu de végétation (Albergel *et al.*, 2003; Esteves, 2003). C'est également un processus qui peut intervenir sous tous les types de climats lorsque les intensités de pluie sont très importantes, par exemple lors d'orages violents.

### *Écoulements latéraux de subsurface*

Constatant l'absence de ruissellement de surface généralisé lors de leurs observations sur un certain nombre de bassins versants forestiers des Etats-Unis, Hewlett & Hibbert (1967) ont proposé une théorie des écoulements différente de celle de Horton. Alors que la théorie de Horton est un processus purement unidimensionnel et vertical, Hewlett & Hibbert (1967) proposent une théorie "bidimensionnelle" fondée sur une contribution en crue d'écoulements latéraux rapides au sein des versants ("translatory flow"). La possibilité que des écoulements de subsurface puissent contribuer de manière importante à l'augmentation rapide des débits de crue avait déjà été suggérée par plusieurs auteurs, dont Whipkey (1965) qui s'est intéressé aux écoulements générés aux interfaces d'horizons de sols différents. Le concept proposé par Hewlett & Hibbert (1967) est celui d'un écoulement de subsurface se renforçant par effet de convergence hydraulique au fur et à mesure de la progression vers le bas des versants, amenant à une saturation progressive des zones situées dans les fonds de vallée, et conduisant à l'extension temporaire du réseau hydrographique ("variable source area").

### *Concept des zones saturées contributives variables*

Le concept des zones saturées dites "contributives variables" décrites par Hewlett & Hibbert (1967) a été par la suite repris dans de nombreuses autres études, et notamment par Dunne & Black (1970). A la suite de travaux expérimentaux sur un petit bassin du nord des Etats-Unis, Dunne & Black (1970) ont généralisé et clarifié le concept de zones saturées contributives variables décrit par Hewlett & Hibbert (1967), réfutant notamment le rôle nécessairement joué par les écoulements de subsurface dans la mise en place de ce processus. Les zones contributives variables décrites par Dunne & Black (1970) sont formées par l'affleurement de la nappe de bas de versant au cours de l'épisode pluvieux, générant à la fois un ruissellement de surface par précipitation directe sur les zones saturées et par exfiltration de l'eau de la nappe, conduisant à une élévation très rapide du débit dans la rivière (voir Fig.1.8). De telles constatations avaient déjà été effectuées une dizaine d'années plus tôt, sur un petit bassin versant français du massif central par Cappus (1960). La propension des zones contributives à se former, ainsi que leur extension, dépend donc étroitement des conditions initiales d'humidité du bassin versant. Le concept des zones contributives variables tel que décrit par Dunne & Black (1970) est un modèle aujourd'hui

d'hui admis de production des débits de crue sur les petits bassins versants sous climat humide (voir illustration sur la Fig.1.9), et encore d'actualité, même si le recours quasi-systématique à ce modèle pour expliquer le fonctionnement hydrologique de bassins situés en climat semi-aride ou méditerranéen a pu être excessif (Grésillon, 1994). Il constitue la base théorique du modèle pluie-débit le plus utilisé en hydrologie, TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979).

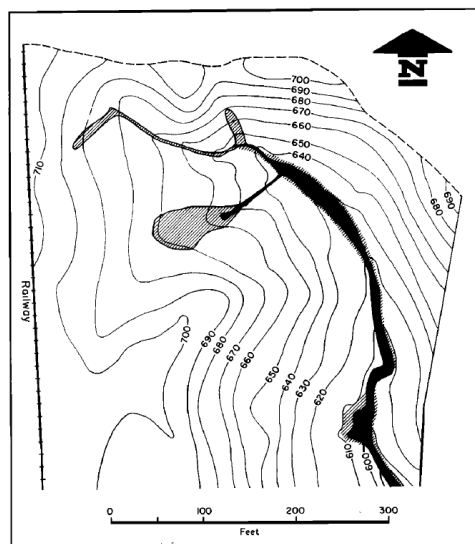


Fig. 11. Areas contributing storm flow: variation between short intense summer storms, and extreme autumn storms on wet conditions.

FIGURE 1.8 – Cartographie des zones saturées contributives aux écoulements de crue, observées sur le bassin versant expérimental de Sleepers River, d'après Dunne & Black (1970).

### *L'importance des écoulements préférentiels*

Les travaux de Mosley (1979), sur un bassin versant forestier de Nouvelle-Zélande (Maimai), ont mis en avant l'importance que peuvent avoir des écoulements préférentiels lors de la genèse des débits sur les petits bassins versants. Mosley a montré que la conductivité hydraulique de la matrice poreuse des sols n'est pas un facteur limitant les écoulements de subsurface lorsqu'une macroporosité importante est présente. Mosley (1979) a suggéré que les chemins d'écoulement préférentiels jouaient sur ce type de bassin versant un rôle majeur, dans la production des débits de crue mais également en période de basses-eaux. Beven & Germann (1982) ont réalisé une synthèse des observations expérimentales et des théories physiques associées aux écoulements en macropores, soulignant l'évidence de leur rôle joué dans la production des débits de crues, et ont donné des pistes de réflexion quant à leur modélisation. Une illustration des différents types de macropores rencontrés au sein des horizons de sol est présentée sur la Fig.1.10. La conceptualisation des écoulements préférentiels et leur intégration dans les modèles pluie-débit est aujourd'hui encore un enjeu majeur de la modélisation hydrologique, et fait l'objet de nombreux travaux (Bronstert & Plate, 1997; Zehe & Flühler, 2001; Simunek *et al.*, 2003; Weiler & Naef, 2003; Weiler, 2005; Weiler & McDonnell, 2007).

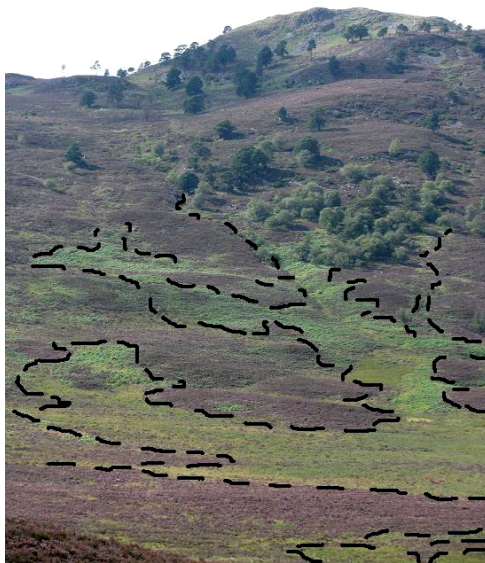


FIGURE 1.9 – Photographie d’un versant dans la campagne écossaise (région d’Aberdeen) : la différence de végétation laisse apparaître l’extension des zones saturées (photographie personnelle).

*Contributions souterraines : le “paradoxe” de l’eau ancienne*

Les théories comme celles des zones saturées contributives variables et des écoulements rapides de subsurface, progressivement intégrées dans la communauté hydrologique, ont malgré tout en commun avec le modèle de Horton qu’elles attribuent l’essentiel des écoulements en crue à l’eau précipitée au cours de l’événement (“eau nouvelle”). En cela, elles ne répondent pas aux questions soulevées par les études de décomposition géochimiques et isotopiques des hydrogrammes de crue qui se sont multipliées au cours des années 1970 (Pinder & Jones, 1969; Martinec, 1975; Sklash & Farvolden, 1979; Anderson & Burt, 1982). En particulier, Sklash & Farvolden (1979)

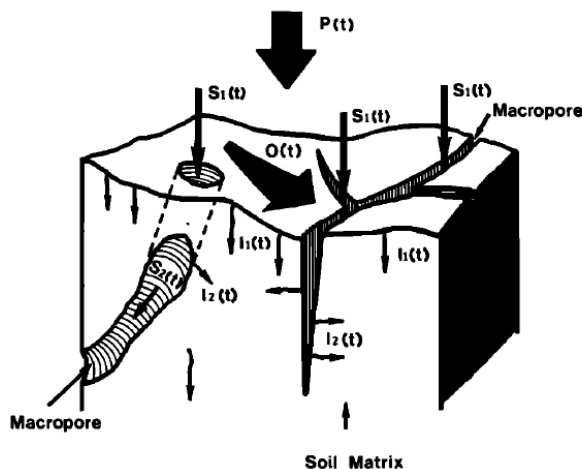


FIGURE 1.10 – Illustration des écoulements en macropores, d’après Beven & Germann (1982)

ont été parmi les premiers à montrer, sur plusieurs bassins versants aux caractéristiques diverses, que l'eau "ancienne", c'est à dire l'eau souterraine déjà présente avant l'événement au sein du bassin versant ("pre-event water"), contribuait de manière majoritaire aux écoulements en crue, hormis dans le cas particulier des plus violents orages : c'est le "paradoxe de l'eau ancienne".

L'avènement de l'utilisation des isotopes stables de l'eau, tels que l'oxygène-18 ( $^{18}\text{O}$ ) et le deutérium ( $^2\text{H}$ ) peut être considéré comme une révolution pour la compréhension du fonctionnement hydrologique des bassins versants. Les études de décomposition isotopique ont remis en cause beaucoup des présupposés sur les chemins de l'eau au sein d'un bassin en crue, et ont posé des questions auxquelles la communauté hydrologique n'a aujourd'hui encore pas complètement répondu. Une illustration des bouleversements cognitifs induits par ce genre d'étude est le "débat" autour du bassin versant du Maimai (Nouvelle-Zélande) lancé en 1986 suite à la réfutation des hypothèses émises par Mosley (1979). Ce débat est lancé par Pearce *et al.* (1986) et Sklash *et al.* (1986), qui défendent une contribution de l'eau ancienne souterraine aux écoulements en crue. S'en est suivie une évolution notable de la perception du fonctionnement hydrologique de ce bassin au cours des recherches suivantes, conduisant à des hypothèses de fonctionnement mêlant une contribution de l'eau souterraine et des écoulements préférentiels en macropore (McDonnell, 1990). La Fig.1.11, tirée des travaux de McGlynn *et al.* (2002), montre l'évolution du modèle conceptuel des écoulements en crue du bassin versant de Maimai, illustrant le cheminement scientifique parcouru depuis Mosley (1979).

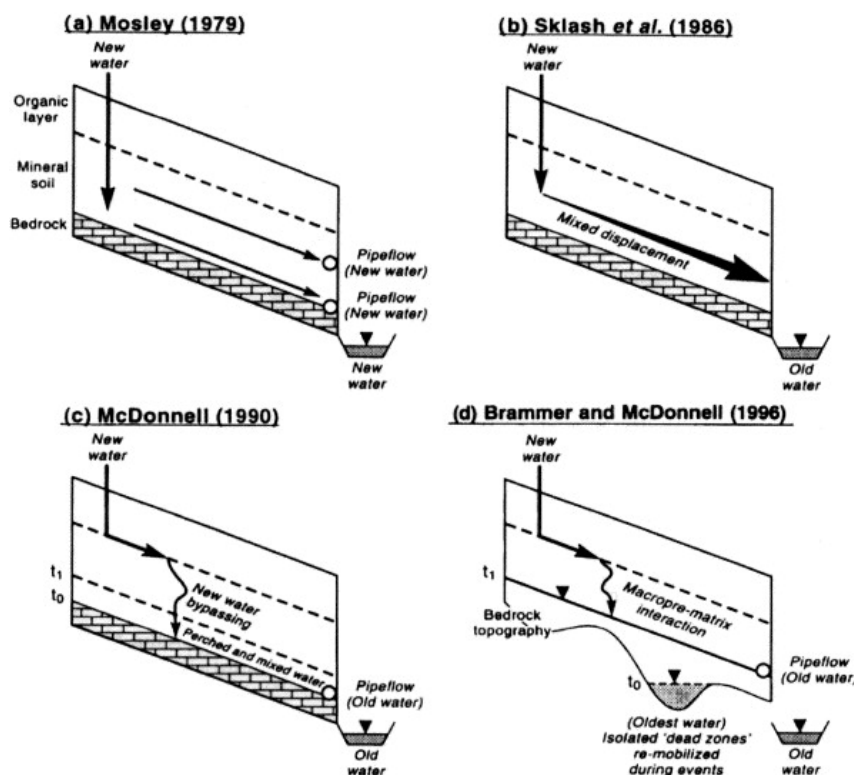


FIGURE 1.11 – Évolution chronologique du modèle conceptuel de fonctionnement du bassin versant expérimental de Maimai (Nouvelle-Zélande), d'après McGlynn *et al.* (2002)

Les mécanismes proposés pour expliquer la contribution des eaux souterraines aux écoulements rapides observés sur les bassins versants en crue sont divers. Sklash & Farvolden (1979)

ont proposé une théorie de contribution rapide de la nappe de versant dans laquelle la frange capillaire (limite entre zone saturée et zone non-saturée) joue un rôle important si elle est située proche de la surface. Cette théorie nommée “groundwater ridging”, traduite en français par “intumescence de nappe” (Ambroise, 1998; Gaume, 2002), suggère que les nappes affleurantes en bas de versant, peuvent, au cours de l’épisode pluvieux, être l’objet d’un gradient de charge particulièrement fort sous l’effet d’une recharge rapide. L’importance jouée par la frange capillaire de la nappe de versant a par la suite été confirmée par les expérimentations en laboratoire effectuées par Abdul & Gillham (1984), qui émettent l’hypothèse d’un écoulement au sein de cette nappe par “effet piston” (l’eau ancienne de la nappe étant poussée par l’eau nouvelle issue de la recharge par la pluie) pour expliquer les contributions rapides en crue. Les résultats de ces travaux expérimentaux ont été reproduits assez fidèlement avec un modèle numérique de versant, dans le cas de sols très conducteurs (Gaume, 2007), mais n’ont pas pu être extrapolés à l’échelle des petits bassins versants, ni réellement confirmés par des observations de terrain.

Il est communément admis aujourd’hui qu’il n’existe pas de réponse universelle à la question posée par le “paradoxe” de l’eau ancienne. C’est sans doute plutôt une combinaison de mécanismes d’écoulements complexes au sein du bassin versant qui sont à l’origine d’écoulements à la fois rapide et composés d’eau ancienne. Parmi ces mécanismes, les études actuelles mettent en particulier en évidence les effets liés :

- aux écoulements aux interfaces, notamment à l’interface entre le sol et la roche imperméable (McDonnell, 1990) ;
- à la topographie variable du substratum (“bedrock topography”), favorisant les stockages dans les zones d’accumulation, et une connectivité hydraulique s’activant en cours d’épisode pluvieux au sein des versants, par mécanisme de remplissage-vidange (“fill and spill mechanism”) (Tromp-van Meerveld & McDonnell, 2006; Hopp & McDonnell, 2009). Une illustration de la connectivité croissante des chemins d’écoulements souterrains au sein d’un versant est donnée par la Fig.1.12 ;
- à la perméabilité du substratum, conduisant à des effets de stockage et de libération progressive de l’eau à des échelles différentes, pouvant expliquer les différences de comportements hydrologiques observées entre versants et bassins versants de taille croissante (Tromp-van Meerveld *et al.*, 2007; Clark *et al.*, 2009).

### 1.3.2. Processus hydrologiques associés aux crues rapides en région Cévennes-Vivarais

Cette thèse a pour objet l’étude du fonctionnement hydrologique des bassins versants de la région Cévennes-Vivarais, et particulièrement des processus à l’origine des crues rapides. Du fait de la grande hétérogénéité des caractéristiques physiques (géologie, végétation, pente, altitude) et des conditions climatiques (précipitations, température) des bassins versants de la région (description dans les sections 2.1 et 2.3), il est clair qu’il n’existe pas un modèle établi de comportement hydrologique pour l’ensemble de ces bassins, mais une grande variété de mécanismes d’écoulements contribuant aux débits de crue, et probablement étroitement liés

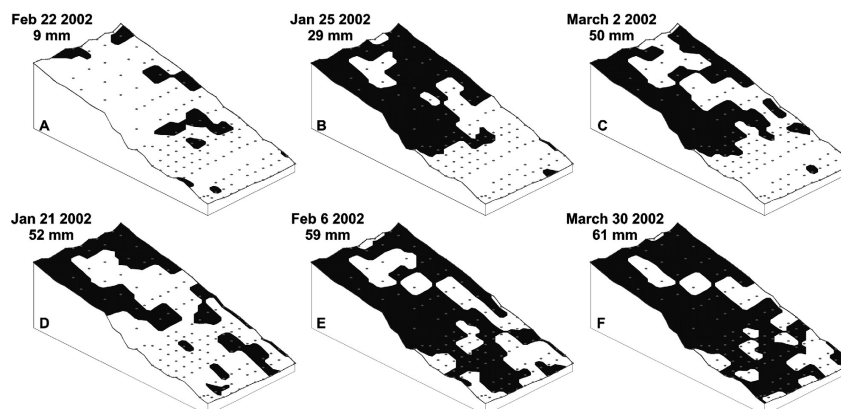


FIGURE 1.12 – Saturation de subsurface observée après différents épisodes pluvieux sur un versant expérimental du bassin de recherche de Panola (Etats-Unis), illustrant la connectivité hydraulique croissante au sein du versant avec le cumul pluviométrique, tiré de [Tromp-van Meerveld & McDonnell \(2006\)](#)

aux caractéristiques des bassins. De nombreux travaux se sont intéressés à la compréhension du fonctionnement hydrologique de bassins versants de la région Cévennes-Vivarais, ou plus généralement du pourtour méditerranéen. En voici une synthèse :

#### *a. Bassin versant expérimental de Roujan*

La plupart des études hydrologiques de la région se sont focalisées sur des bassins versants de montagne. Pourtant, une grande partie de la zone étudiée ici (décrite dans la section 2.1) est une zone de plaine, peu pentue, très agricole, et où les petits cours d'eau ont un fonctionnement intermittent. Afin de comprendre l'ensemble des processus hydrologiques actifs à l'échelle de la région, il est nécessaire de comprendre le fonctionnement de ces bassins de plaine. En ce sens, les programmes de recherche qui se sont intéressés depuis plus de 20 ans au fonctionnement du bassin expérimental de Roujan (Hérault) constituent une source d'informations essentielle et unique<sup>1</sup>.

Le bassin de Roujan est un petit bassin versant très anthropisé d'une superficie de 0.91 km<sup>2</sup>, situé sur le bassin de la Peyne (Hérault). Il présente une topographie modérée, organisée en terrasses pour la culture de la vigne (Fig.1.13), qui occupe jusqu'à 81 % de la surface du bassin. Un réseau de fossés concentre l'essentiel des écoulements de surface du bassin. Les caractéristiques de ce bassin versant, ainsi que son climat (650 mm de cumul annuel moyen de précipitations, 1090 mm de cumul annuel moyen d'évapotranspiration de référence ([Voltz \*et al.\*, 1997](#))) en font un exemple représentatif de cette zone de plaine du sud de la région Cévennes-Vivarais.

[Voltz \*et al.\* \(1997\)](#) ont analysé le régime hydrologique du bassin à l'échelle inter-annuelle. Ils ont déduit de leurs observations effectuées lors d'événements pluvieux importants que le processus dominant de genèse des débits sur ce bassin est le ruissellement de surface par dépassement des capacités d'infiltration (ruissellement hortonien). Ceci a par la suite été confirmé par des études de traçage géochimique ([Ribolzi \*et al.\*, 2000](#)), qui ont montré la prédominance d'eau nouvelle dans les écoulements à l'exutoire lors des épisodes importants. Le ruissellement hortonien

1. <http://www.umr-lisah.fr/omere/>





FIGURE 1.13 – Paysages viticoles et dispositif expérimental de mesure des débits sur le bassin versant de Roujan (photo : P. Andrieux)

observé est lié aux faibles capacités d'infiltration des sols viticoles du bassin, dépourvus de couvert végétal. Des nappes d'eau souterraines sont présentes sur le bassin versant, mais il s'agit essentiellement d'entités isolées (une nappe sur le plateau, une autre située à l'aval du bassin) qui ne présentent pas de réelle connexion souterraine à l'échelle du bassin (Chahinian, 2004). C'est donc un fonctionnement hydrologique essentiellement vertical qui est à l'origine des débits sur ce bassin versant, dominé par le ruissellement hortonien lors des épisodes de précipitation intenses. Hébrard *et al.* (2006) ont également montré que la distribution spatiale des humidités de surface des sols du bassin, qui conditionne le ruissellement hortonien, n'était pas influencée par d'éventuels transferts latéraux, mais seulement par les états de surface des sols (résultants des pratiques culturales). Le fonctionnement hydrologique du bassin du Roujan est également influencé par l'affleurement de nappes locales, capables de contribuer aux débits de crue, lors d'épisodes hivernaux en conditions humides, à travers l'exfiltration de l'eau vers le réseau de fossés du bassin versant (Marofi, 1999).

#### *b. Bassins versants du Mont-Lozère*

Le fonctionnement hydrologique des bassins versants du Mont-Lozère est étudié depuis 1980, date de création du BVRE (Bassin Versant de Recherche et Expérimental) du Mont-Lozère, qui inclut outre l'aspect hydrologique des études hydrochimiques, pédologiques et d'érosion. A l'origine focalisées sur trois petits bassins expérimentaux (Cloutasses, Latte, Sapine), les observations ont par la suite été étendues à l'ensemble du Mont-Lozère (Martin, 2002). Les études des processus à l'origine des crues sur les bassins de la Latte (0.195 km<sup>2</sup>) et des Cloutasses (0.81 km<sup>2</sup>) nous intéressent particulièrement. Ces deux bassins versants d'altitude (entre 1150 et 1500 m), affluents du Tarn, sont situés sur un substratum essentiellement granitique (granite du Pont-de-Montvert), et sont soumis à un climat très humide de montagne (plus de 2000 mm de précipitation moyenne annuelle) avec une forte influence méditerranéenne conduisant à des crues automnales. Les sols de ces bassins versants, de texture sableuse, sont assez peu épais (moins d'un mètre en moyenne) mais très conducteurs (conductivité hydraulique à saturation supérieure à 70 mm.h<sup>-1</sup>), et reposent sur une arène granitique d'épaisseur variable.

Les études du fonctionnement hydrologique en crue de ces deux bassins par [Cosandey & Didon-Lescot \(1989\)](#) et [Cosandey \(1994\)](#) ont suggéré un mécanisme de saturation assez particulier. Les observations concluent à l'absence de ruissellement de type hortonien, ce qui n'est pas surprenant sur des bassins versants de ce type, avec des sols très filtrants. Le mécanisme de genèse des crues décrit par ces auteurs est une contribution par zones saturées, mais légèrement différent du principe décrit par [Dunne & Black \(1970\)](#). Dans le cas des bassins du Mont-Lozère, il s'agirait d'une saturation progressive des versants qui progresserait du haut vers le bas (et non du bas vers le haut comme couramment décrit), jusqu'à atteindre une saturation complète du bassin (valeur "seuil" de saturation) et donc une réponse soudaine et violente (voir description du mécanisme sur la Fig.1.14). Par ailleurs, en comparant les précipitations événementielles et les hydrogrammes enregistrés, et en estimant les stocks d'eau initiaux à partir des débits de base, [Cosandey \(1994\)](#) a estimé les capacités de stockage en eau de ces bassins versants : 270 mm pour le bassin de la Latte et 230 mm pour le bassin des Cloutasses.

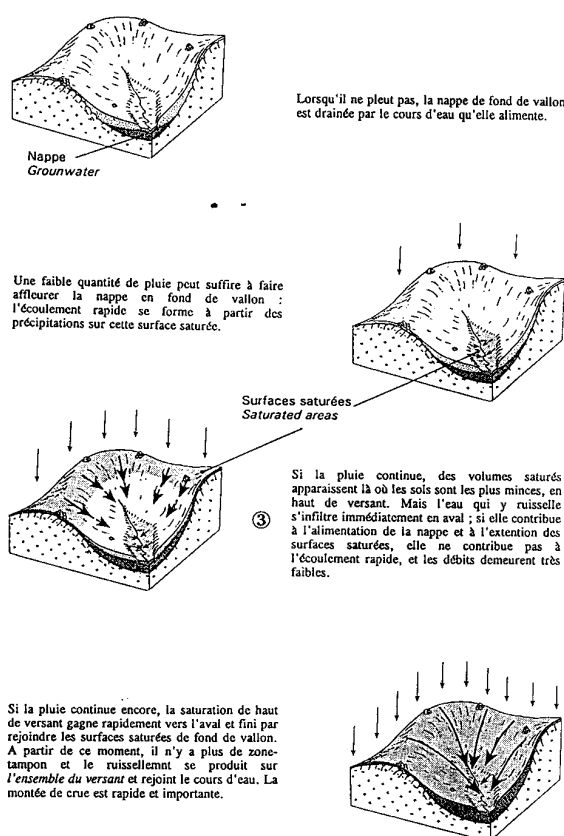


FIGURE 1.14 – Mécanisme de production des débits de crue sur les bassins versants du Mont-Lozère, tiré de [Cosandey \(1994\)](#)

[Martin & Didon-Lescot \(2004\)](#) et [Martin & Didon-Lescot \(2009\)](#) ont réalisé des observations complémentaires, dans les années 2000, sur le bassin versant de la Latte, afin de mieux comprendre les mécanismes de genèse des crues, et le cas échéant, de vérifier les hypothèses de fonctionnement émises par [Cosandey \(1994\)](#). Un limnigraphe et trois piézographes (répartis de haut en bas de versant) ont été installés en complément de la station de mesure déjà présente depuis 1981. L'intérêt de l'utilisation des piézographes est de comprendre la dynamique d'extension

des nappes en cours d'événement. Sur la base de ces observations complémentaires et sur l'analyse de plusieurs épisodes pluvieux intenses, [Martin & Didon-Lescot \(2009\)](#) ne confirment pas l'hypothèse d'un engorgement progressif d'amont en aval des sols (pas de constatation d'une saturation précoce des hauts de versants) comme décrit par [Cosandey \(1994\)](#). Tout en soulignant la diversité des mécanismes d'écoulements sur ce bassin versant de la Latte et en confirmant la capacité des sols à contribuer latéralement de manière importante aux débits (comme en témoignent les fortes valeurs observées de débit en décrue), [Martin & Didon-Lescot \(2009\)](#) attribuent les contributions rapides du bassin de la Latte à un ruissellement direct sur les zones saturées situées près du drain principal (zones saturées de fond de vallon), autrement dit à un mécanisme analogue à celui décrit par [Dunne & Black \(1970\)](#).

En parallèle de ces études, des expériences de traçage géochimique ont été effectuées sur les bassins du Mont-Lozère ([Durand et al., 1993](#); [Marc et al., 2001](#)). Ces travaux apportent des informations très précieuses sur la compréhension des chemins d'écoulements et les contributions des différents compartiments des bassins aux débits de crue. La séparation des hydrogrammes de crue effectuée à l'aide de silice et d'un isotope stable ( $^{18}\text{O}$ ) (exemple sur la Fig.1.15) ont permis à [Marc et al. \(2001\)](#) d'établir un modèle conceptuel de fonctionnement de ces bassins versants :

- Des écoulements de sub-surface rapides et dominants dans la genèse des débits de crue ;
- Une contribution majeure de l'eau "ancienne", déjà présente sur le bassin versant avant la pluie ;
- Un fonctionnement du bassin versant modélisable en deux compartiments : i) un réservoir qui correspond aux horizons de sol très superficiels (horizons organiques) dans lequel transite de l'eau "nouvelle" ; ii) un réservoir qui correspond aux horizons plus profonds de sol (sol minéral et sable de l'arène granitique) qui contribue à l'écoulement en apportant de l'eau "ancienne" de manière rapide (mécanisme de libération d'eau ancienne à travers des chemins d'écoulements préférentiels, similaire à celui décrit par [McDonnell \(1990\)](#)) ;
- Une contribution de la zone saturée (nappe pérenne dans le granite fracturé) apparemment négligeable lors des épisodes étudiés.

### *c. Bassins des reliefs cévenols*

Il n'existe pas de bassin versant expérimental dans la zone des reliefs cévenols (hauts bassins du Gardon et de la Cèze) qui ait fait l'objet d'expérimentations et d'observations aussi nombreuses et exhaustives que sur les bassins de Roujan et du Mont-Lozère. Le bassin du Gardon d'Anduze (545 km<sup>2</sup>) en particulier, a été très étudié, mais presque toujours dans le cadre de projets de modélisation hydrologique à des fins de prévision des crues ([Estupina Borrell, 2004](#); [Ayrat, 2005](#); [Marchandise, 2007](#); [Moussa et al., 2007](#); [Bouilloud et al., 2010](#); [Vincendon et al., 2010](#); [Tramblay et al., 2011](#); [Roux et al., 2011](#); [Naulin, 2012](#)), et rarement afin d'en comprendre le fonctionnement hydrologique. En particulier, de nombreux essais d'infiltrométrie ont été menés sur ce bassin versant ([Ayrat, 2005](#); [Desprats et al., 2010b,a](#)) afin d'aider à la mise en place des modèles de prévision ALTHAIR et STREAM, qui simulent la production d'écoulement par

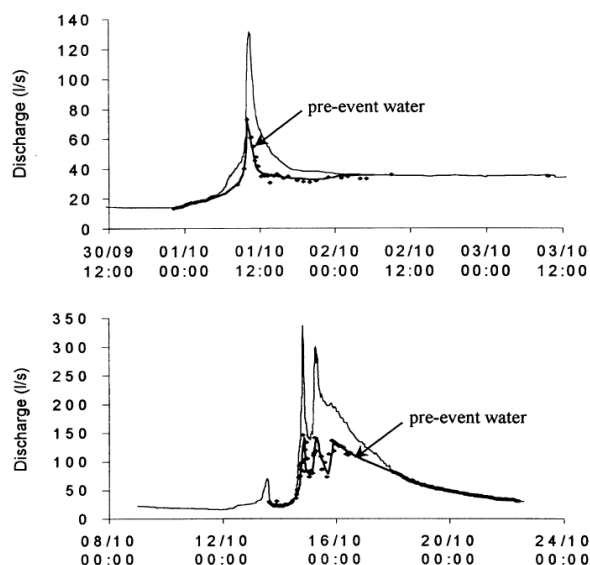


FIGURE 1.15 – Séparation de deux hydrogrammes de crue grâce à l’utilisation de silice comme traceur sur un bassin versant du Mont-Lozère, tiré de *Marc et al. (2001)*. Les deux hydrogrammes correspondent à deux événements différents. La courbe en trait fin est le débit mesuré à l’exutoire du bassin versant. La courbe en trait épais est la contribution de l’eau ancienne reconstituée à partir des mesures géochimiques.

mécanisme hortonien. L’emploi de tels modèles est d’ailleurs assez paradoxal dans la mesure où l’intégralité des observations de terrain rapportent que sur les terrains schisteux (qui recouvrent 65% de la surface du bassin) et granitiques (15% de la surface du bassin) de ce bassin versant très forestier, la production de ruissellement hortonien est minoritaire, voire inexistante (ce que confirment les valeurs de conductivité des sols mesurées sur ces types de surfaces).

Néanmoins, les bassins versants de Tourgueille (2.6 km<sup>2</sup>) et de Valescure (4 km<sup>2</sup>), tous deux situés sur la partie amont du Gardon de Saint-Jean, sont instrumentés depuis près d’une dizaine d’années, et sont désormais au cœur du programme de recherche FloodScale<sup>1</sup>, lancé en 2012, qui vise à la compréhension et la modélisation des crues rapides de la région Cévennes-Vivarais. Plusieurs travaux ont déjà tiré profit des mesures effectuées sur ces bassins pour en faire une analyse du fonctionnement. *Martin et al. (2005)* ont notamment analysé les données d’enregistrement de deux piézomètres situés en bas de versant sur le bassin versant de Valescure amont (0.93 km<sup>2</sup>), et ont constaté une corrélation nette entre l’apparition d’une nappe transitoire de bas de versant et la réponse en débit des bassins. Malgré les incertitudes associées à ces mesures et leur représentativité limitée, ces observations vont dans le sens d’un mécanisme de contribution de zones saturées résultant de l’affleurement de nappes en fond de vallon (*Dunne & Black, 1970*). Par ailleurs, dans le cadre d’un travail de modélisation hydrologique sur le bassin versant de Valescure, *Tramblay et al. (2010)* ont montré le rôle important joué par les conditions initiales d’humidité des sols sur la réponse du bassin. En particulier, ils ont montré que le meilleur prédicteur du coefficient d’écoulement du bassin versant est l’humidité initiale mesurée *in situ* par les capteurs situés dans les couches de sol les plus profondes (80 - 140 cm). Ces résultats sont

1. <http://floodscale.irstea.fr/>

précieux, même s'ils sont préliminaires et ne permettent pas de conclure sur la nature exacte des processus à l'origine des crues. Ils tendent à montrer l'importance des horizons de sol profond dans la genèse des crues sur ces bassins versants, et la présence probable d'écoulements rapides survenant temporairement à l'interface sol-substratum.

Les récents travaux de thèse de Maréchal (Maréchal, 2011; Maréchal *et al.*, 2013) se sont axés sur le fonctionnement hydrologique de deux sous-bassins de Valescure (Cartaou, 0.6 km<sup>2</sup>) et de Tourgueille (Crébadès, 0.9 km<sup>2</sup>). Un grand nombre de capteurs limnimétriques a été mis en place le long du réseau des cours d'eau et ravines des deux bassins versants, dans le but de cartographier l'extension du réseau hydrographique (et donc les chemins d'écoulements) et sa connectivité lors des crues. Ces mesures ont permis d'obtenir des informations pertinentes sur les chemins suivis par l'eau lors des épisodes pluvieux (Fig.1.16). Ces observations mettent en évidence des différences de comportement entre les deux bassins versants situés sur des géologies différentes :

- **Cartaou (0.6 km<sup>2</sup>, granites)** : On note la présence d'un drain permanent très marqué, dans lequel les débits sont fortement corrélés à l'aire amont drainée. Les ravines des versants sont peu marquées et se mettent plus rarement en eau, signe d'un ruissellement peu important. Maréchal *et al.* (2013) lie ces observations à un mécanisme de production de ruissellement de type surfaces saturées contributives en bas de versant (affleurement de nappe) (Dunne & Black, 1970), et font l'hypothèse d'une alimentation du drain principal par une nappe pérenne située dans les épaisseurs de granite altéré.
- **Crébadès (0.9 km<sup>2</sup>, schistes)** : le réseau est globalement plus intermittent que sur le Cartaou, qui subit une plus grande amplitude d'extension spatiale lors des événements pluvieux (densité de drainage plus faible en étiage, plus forte en crue que le Cartaou). C'est le signe apparent de ruissellement (exfiltration) plus important, conséquence de capacités de stockage des schistes plus hétérogènes spatialement et globalement plus faibles que sur le Cartaou. Le mécanisme de genèse et de propagation des crues sur ce bassin versant serait donc plus "linéaire", avec une réactivité plus grande du bassin, et des écoulements de subsurface rapides que Maréchal (2011) lie à l'importante fracturation des schistes et à leur surface plane, propice à guider l'écoulement. De telles observations d'écoulements hypodermiques (entre 20 et 40 cm sous la surface) sur substrat schisteux ont par ailleurs été faites lors d'essais de simulations de pluie sur des bassins de l'Aveyron par Asseline *et al.* (1995).

#### d. Bassins calcaires karstiques

L'étude du comportement hydrologique des bassins karstiques est une discipline à part entière. De par leur comportement très fortement non-linéaire et difficilement prévisible, qui ne se rapproche en aucun cas du comportement hydrologique des bassins "standards" (constaté notamment par Gaume *et al.* (2003b) lors de l'analyse de la réponse du sous-bassin karstique de Conqueyrac, sur le Vidourle, à l'épisode du 8-9 septembre 2002), les bassins karstiques sont la plupart du temps soigneusement évités par les hydrologues, en particulier les modélisateurs. Les travaux de thèse présentés ici ne dérogeront pas à cette "règle" : dans les résultats pré-

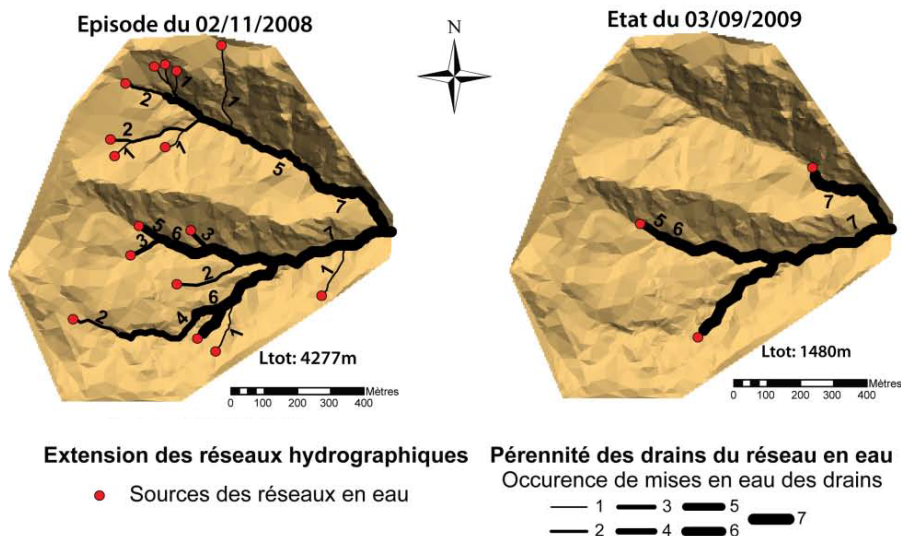


FIGURE 1.16 – Extension observée du réseau hydrographique sur le bassin versant du Crébadès (Tourgueille) à l’aide d’un réseau de mesures limnimétriques, à deux dates différentes. Tiré de [Maréchal \(2011\)](#)

sentés dans les chapitres suivants, aucun ne concernera de bassin versant avec une composante karstique importante. Néanmoins, afin d’être aussi exhaustif que possible sur l’ensemble des processus hydrologiques à l’origine des crues rapides de la région, il est nécessaire de mentionner le rôle joué par ces bassins versants karstiques, qui ont été étudiés par un certain nombre d’auteurs.

Plusieurs études se sont intéressées au rôle joué par les réseaux karstiques lors des crues rapides, en partie suite à l’événement catastrophique qui a touché la ville de Nîmes en octobre 1988, pour lequel le rôle joué par les sources karstiques de la “Fontaine de Nîmes” a été mis en évidence. [Maréchal et al. \(2008a\)](#) ont analysé le fonctionnement de la Fontaine de Nîmes lors de l’événement de septembre 2005, et ont exposé les caractéristiques de fonctionnement du karst favorisant les crues rapides : infiltration à travers l’épikarst (couche superficielle du karst), transfert rapide de l’eau à travers les drains et conduits mis en charge, puis saturation du système et débordement par effet de “trop-plein” (ou rétro-inondation, décrite par [Maréchal et al. \(2008a, 2009\)](#)).

Plusieurs études ont été menées sur la région karstique située au nord de Montpellier sur les bassins de l’Hérault et du Lez afin de mieux comprendre leur fonctionnement ([Aquilina et al., 2006](#); [Maréchal et al., 2008b](#)) et d’essayer de modéliser leur comportement en crue ([Fleury et al., 2009](#)). Les caractéristiques de fonctionnement majeures des karsts de la région ont été mises en évidence : i) le rôle important joué par l’épikarst et le réservoir qu’il constitue, dans la recharge du système karstique. La capacité de stockage des conduits karstiques, en comparaison, apparaît comme beaucoup plus faible ; ii) des temps de résidence de l’eau au sein du système assez faibles (2 à 3 mois au maximum), dus aux vitesses de transfert important dans le réseau karstique ; iii) un fonctionnement en crue par “effet piston” : l’eau d’un premier événement pluvieux est stockée dans le réservoir de l’épikarst, puis “poussée” par l’eau précipitée lors de l’événement suivant et rapidement transférée jusqu’à l’exutoire du système.

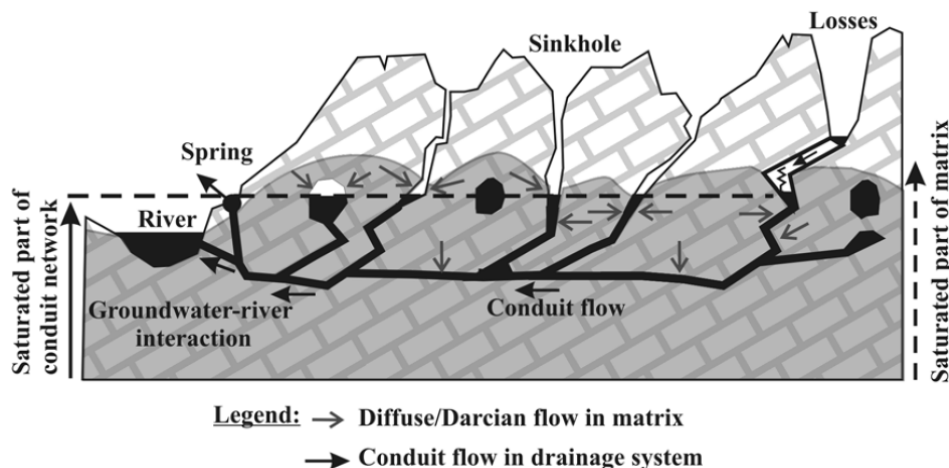


FIGURE 1.17 – Fonctionnement naturel d’un système karstique, tiré de Maréchal *et al.* (2008b)

*e. Autres bassins méditerranéens*

En dehors de la région Cévennes-Vivarais, plusieurs auteurs se sont intéressés au fonctionnement hydrologique et aux mécanismes de genèse des crues de petits bassins versants méditerranéens, ou sous influence partielle du climat méditerranéen.

***Bassins de Vallcebre (Espagne)***

Les bassins versants expérimentaux de Vallcebre, situés à l’est des Pyrénées espagnoles, ont été l’objet d’une instrumentation poussée depuis 1989. De nombreux travaux d’analyse de ces observations ont été menés, dans le but notamment de comprendre le fonctionnement hydrologique de ces bassins (Gallart *et al.*, 1997, 2002; Latron & Gallart, 2008; Latron *et al.*, 2008). Les bassins ont une superficie comprise entre 0.56 et 4.17 km<sup>2</sup> et une altitude comprise entre 1100 et 1600 m. Ils sont situés sur une géologie sédimentaire argilo-limoneuse, avec des sols moyennement profonds (en terrasse) et très conducteurs en raison de la macroposité due à la végétation. Le climat est un climat méditerranéen de montagne, avec des saisons marquées en terme de précipitation et surtout d’évapotranspiration. Les données acquises sur ces bassins (débit, précipitation, teneur en eau des sols, potentiel matriciel, hauteur de nappe) ont permis d’en déduire assez finement le comportement hydrologique. Gallart *et al.* (2002) et Latron & Gallart (2008) montrent une dépendance saisonnière forte des processus à l’origine des débits de crue (et donc des conditions d’humidité des bassins) : i) en période sèche (été), des crues très modestes générées par du ruissellement hortonien très localisé ; ii) en période d’humidification (automne), des débits générés par une saturation temporaire de surface (nappes perchées) ; iii) en période humide, un fonctionnement par zones saturées de bas de versants (affleurement de la nappe), provoquant une relation très nette entre débits et hauteurs de nappe mesurée. Ces trois types de fonctionnement sont illustrés sur la Fig.1.18. Les plus fortes crues sont observées pendant les périodes humides, avec les coefficients d’écoulement calculés les plus importants.

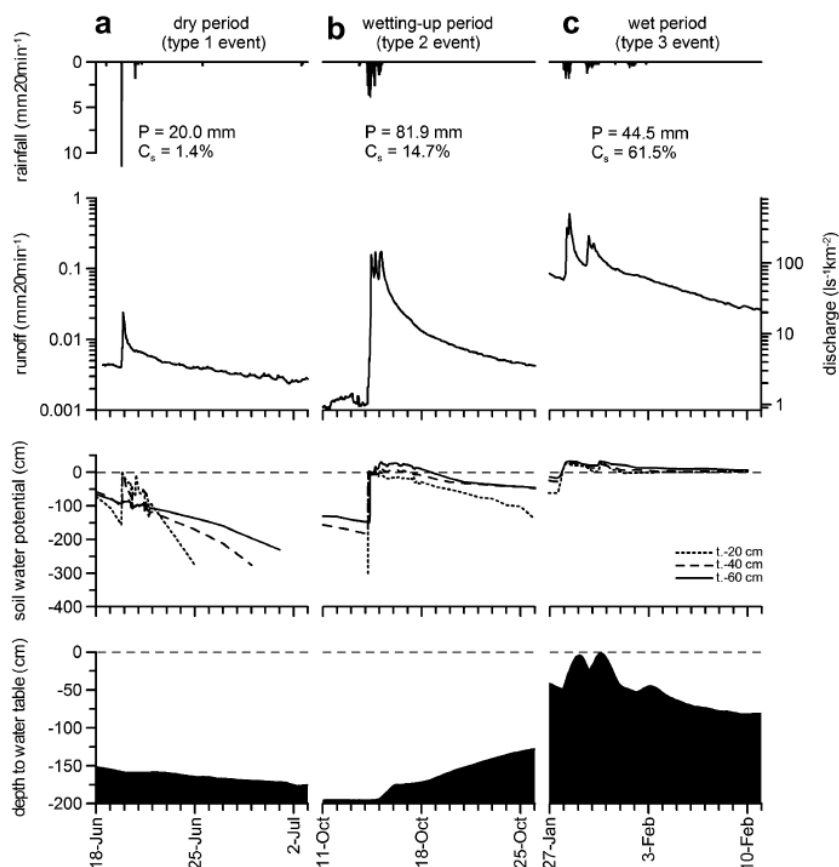


FIGURE 1.18 – Trois mécanismes de genèse des crues différents observés sur le bassin versant de Can Vila ( $0.56 \text{ km}^2$ ), situé sur le site expérimental de Vallcebre : a) ruissellement hortonien en période sèche ; b) apparition de nappes perchées en période d’humidification ; c) saturation complète du profil de sol (zone saturée contributive) en période humide. Tiré de [Latron & Gallart \(2008\)](#)

### *Réal Collobrier (France, Var)*

En France, le bassin versant du Réal Collobrier, dans le massif des Maures a également été beaucoup étudié dans les années 1980 et 1990. En particulier, il a été montré que les hétérogénéités géologiques et pédologiques au sein de ce bassin sont à l’origine des différences de comportement hydrologique observées parmi les sous-bassins qui composent le Réal Collobrier. [Grésillon \*et al.\* \(1995\)](#) ont montré que la réponse des bassins versants était fortement conditionnée par les épaisseurs de sol et d’horizons altérés, observant des réponses différentes entre sous-bassins situés sur des matériaux différents (schistes de type phyllades, amphibolites, gneiss) pour un même événement. Au sein des bassins du Réal Collobrier ( $70 \text{ km}^2$ ), les comportements en crue de deux petits bassins versants, les Maurets ( $8.4 \text{ km}^2$ ) et le Rimbaud ( $1.4 \text{ km}^2$ ) ont été examinés en détail, en particulier afin de comprendre le rôle joué par les différences de substratum géologique et de végétation (en raison d’un incendie ayant détruit l’essentiel de la forêt initialement présente sur le bassin du Rimbaud) sur la réponse des bassins.



*Rimbaud (1.4 km<sup>2</sup>)*

Le bassin du Rimbaud, situé sur des gneiss (roche cristalline massive, sans structure planaire particulière), et ayant été déboisé à cause d'un incendie important en 1990, présente des sols superficiels peu épais (30 cm), situés sur des épaisseurs altérées de gneiss. Les faibles capacités de stockage des horizons superficiels de ce bassin, ainsi que les sols non végétalisés devenus moins perméables, le rendent très réactif aux épisodes pluvieux en raison du ruissellement important qui s'y produit (Grésillon *et al.*, 1995). Les mesures géochimiques réalisées par Travi *et al.* (1994) et Marc *et al.* (1995) permettent d'identifier les processus à l'origine des débits de crue sur ce bassin (schématisés sur la Fig.1.19). Il apparaît que l'eau nouvellement précipitée domine dans l'hydrogramme de crue (55 à 60 %), conséquence de ruissellement hortonien ou de ruissellement direct sur des sols qui se saturent très vite. La contribution de l'eau des sols est négligeable, au contraire de la contribution de l'eau de la nappe présente dans le gneiss fracturé (40 à 45 %) qui se vidange lorsque elle affleure. Ce bassin présente donc un comportement en crue "mixte" dominé par le ruissellement hortonien et les zones saturées contributives qui se mettent en place très rapidement.

*Maurets (8.4 km<sup>2</sup>)*

Le comportement en crue du bassin des Maurets est plus compliqué. Ce bassin versant forestier est situé sur des structures géologiques hétérogènes : schistes (phyllades) au nord, amphibolites au centre, plus quelques micaschistes et gneiss au sud. De manière globale, la capacité de stockage des sols de ce bassin est beaucoup plus importante que celle du bassin du Rimbaud : elle est souvent supérieure à 400 mm et même 700 mm sur certaines zones du bassin (Grésillon *et al.*, 1995). En particulier, les amphibolites sont propices à la formation d'une épaisseur d'altération importante. Les mesures géochimiques effectuées par Marc *et al.* (1995), couplées aux mesures tensiométriques et piézométriques en place (Grésillon *et al.*, 1997) ont permis de montrer que l'eau ancienne préexistante dans le sol dominait dans la réponse en crue du bassin (60 %), les contributions de l'eau ancienne de la nappe (20 %) et de l'eau nouvellement précipitée (20 %) étant minoritaires (Fig.1.19). Les travaux plus récents de Martin *et al.* (2004) sur l'analyse des débits mesurés sur différents sous-bassins des Maurets, sont également très instructifs à propos du rôle joué par la lithologie. Sur la zone amont des Maurets, dont les roches (phyllades) présentent les schistosités (structures planaires) les plus marquées, Martin *et al.* (2004) ont mis en évidence la réponse différente en crue des versants situés sur des schistes dont la structure planaire est perpendiculaire au relief (conditions favorables à l'infiltration profonde, au stockage et au soutien des débits d'étiage) vis-à-vis de la réponse des versants pour lesquels la structure planaire des phyllades est parallèle à la pente du terrain (conditions favorables au ruissellement de surface et aux écoulements rapides de subsurface). L'effet de "guidage" des écoulements par la schistosité a par ailleurs été aussi décrit par Asseline *et al.* (1995).

*L'Alrance (France, Aveyron)*

Le fonctionnement hydrologique d'un affluent (3.15 km<sup>2</sup>) de l'Alrance, dans l'Aveyron, a été étudié en détail par Cappus (1960). Les travaux de Cappus sont parmi les premiers dans la littérature hydrologique à avoir décrit le mécanisme de genèse des débits par extension des zones

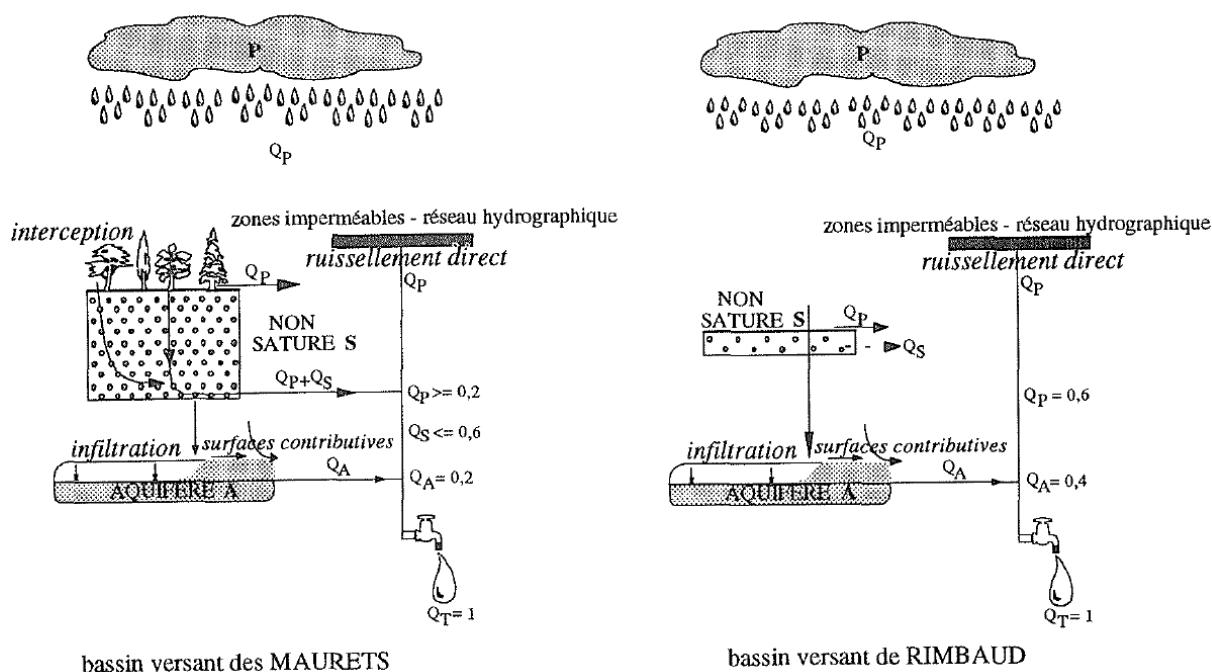


FIGURE 1.19 – Fonctionnement hydrologique conceptuel des bassins des Maurets et du Rimbaud, sur le Réal Collobrier. Tiré de [Marc et al. \(1995\)](#)

saturées contributives. Ce bassin versant de moyenne altitude (situé entre 770 et 960 m), dont le climat est à la fois influencé par les régimes océaniques et méditerranéens, semble être un exemple typique de bassin fonctionnant par zones saturées contributives, dans lequel une nappe temporaire apparaît dans les fonds de vallon, alimentée par les écoulements latéraux générés dans les horizons sableux de ce bassin cristallin (situé sur des gneiss et micaschistes).

#### *Le Cannone (France, Corse-du-Sud)*

Le bassin du Cannone (0.33 km<sup>2</sup>), affluent de la Solenzara en Corse-du-Sud, a été étudié par [Loye-Pilot & Jusserand \(1990\)](#). Une séparation isotopique (<sup>18</sup>O) de l'hydrogrammes d'une crue survenue en octobre 1981 sur ce petit bassin versant forestier granitique a été effectuée. L'étude révèle une contribution majeure de l'eau ancienne stockée avant la crue (90 % de l'hydrogramme en début de crue, 60 % en fin de crue), avec un rôle sans doute mineur joué par l'eau du sol (autrement dit, une contribution majeure de l'eau de nappe). Ce type de fonctionnement laisse penser à un mécanisme de genèse par développement de zones saturées contributives, par ailleurs observées sur de nombreux autres bassins granitiques.

#### *f. Synthèse*

Le tableau 1.1 récapitule les processus de genèse des crues identifiés sur les petits bassins expérimentaux mentionnés ici (sauf bassins versants karstiques). Les caractéristiques des bassins sont également mentionnées. Malgré les comportements hydrologiques différents, et la complexité importante des mécanismes de genèse des débits de crue rencontrés sur ces bassins, on relève

des similarités entre les bassins, signes apparents des relations existant entre fonctionnement hydrologique et caractéristiques physiques des bassins :

1. le rôle du couvert végétal apparaît comme déterminant : les bassins dont les sols sont peu végétalisés comme le Roujan (vignobles) ou le bassin du Rimbaud sur le Réal Collobrier (suite à un incendie) ont un fonctionnement hydrologique dominé par le ruissellement hortonien. Les végétaux, de part leur racines et la macroporité induite, et leur rôle protecteur vis-à-vis des impacts des gouttes de pluie (évitant la mise en place d'une croûte de battance), augmentent très fortement les capacités d'infiltration des sols ;
2. l'épaisseurs des sols, ainsi que l'épaisseur des éventuels horizons de roche altérée (telle que l'arène granitique présente sur certains bassins), conditionne la réactivité des bassins. Les bassins ayant des sols et/ou des altérites peu épais sont moins susceptibles que les autres de stocker l'eau de pluie, et sont donc plus rapidement l'objet d'une saturation généralisée. C'est le cas notamment du bassin de Rimbaud et de certains versants du bassin des Maurets (Réal Collobrier), et du bassin de Tourgueille (Gardon de St-Jean) ;
3. les bassins granitiques semblent être particulièrement favorables à un mécanisme de genèse des crues de type zones saturées contributives de bas de versant (bassins du Mont-Lozère, Valescure, Cannone). C'est également le cas des bassins situés sur des roches métamorphiques cohérentes, telles que gneiss, amphibolites et certains micaschistes, dont la structure cristalline et massive est assez proche du granite (Alrance, Maurets, Rimbauds). On peut attribuer les raisons de ce type de mécanisme à la présence d'une nappe de bas de versant située dans les horizons altérés et/ou fracturés (arène), alimentée en crue par des apports latéraux importants favorisés par la forte perméabilité des sols sableux développés sur ce type de roche ;
4. les bassins situés sur des schistes (Tourgueille, Maurets) paraissent avoir un comportement en crue très singulier, dépendant notamment des direction de pendage des structures planaires des roches. Les formations schisteuses sont décrites comme influençant grandement les écoulements, facilitant le ruissellement et guidant les écoulements de subsurface le long des structures rocheuses.

TABLEAU 1.1 – Synthèse des processus dominants de genèse des débits de crue sur les petits bassins versants méditerranéens (non karstiques) étudiés dans la littérature

Bassin versant	Gardon de St-Jean				Réal Collobrier			Cannone	
	Roujan	Mont-Lozère	Valescure	Tourgueille	Valleebre	Maurets	Rimbauds		Aurance
<b>Localisation</b>	Hérault	Lozère	Gard	Gard	Espagne (Pyrénées)	Var	Var	Aveyron	Corse du Sud
<b>Altitude de l'exutoire (m)</b>	75	1150	245	750	1100	196	470	770	1020
<b>Pluviométrie annuelle (mm)</b>	650	2000	1500	1600	900	1050	1050	1200	1000
<b>Géologie</b>	Sédimentaire (grès, calcaire, argile)	Granite	Granite	Schistes métamorphiques	Sédimentaire (calcaire, pélite)	Métamorphique (schistes, amphibolites)	Métamorphique (gneiss)	Gneiss et micaschistes	Granite
<b>Nature des sols</b>	Épais (2-3 m) et peu conducteurs	Moyennement épais (<1m) sur arène peu profonde, et très conducteurs	Peu épais (50 cm) sur arène profonde, et très conducteurs	Peu épais (<50 cm) et très conducteurs	Moyennement épais (80 cm) sauf en terrasses (2-3 m) et très conducteurs	cm) avec altérites d'épaisseurs variables (selon la géologie et les pendages) et conducteurs	Peu épais (30 cm) et peu conducteurs, arène peu épaisse	Assez épais (<2 m) et très conducteurs	Peu épais (10-80 cm) sur arène granitique
<b>Végétation</b>	Vignes	Landes, forêt	Forêt	Forêt	Prairie, forêt	Forêt	Déboisé (incendie)	Prairie, cultures, lande	Forêt
<b>Processus dominant de genèse des crues</b>	Ruissellement hortonien	Zones saturées de bas de versant	Zones contributives saturées de bas de versant	Écoulements rapides de subsurface	Zones contributives saturées de bas de versant	Écoulements rapides de subsurface	Ruissellement hortonien	Zones contributives saturées de bas de versant	Zones contributives saturées de bas de versant
<b>Processus secondaire observé</b>	Remontée de nappe à travers le réseau de fossés	Écoulements rapides de subsurface	-	-	Écoulements rapides de subsurface (nappes perchées)	Zones contributives saturées de bas de versant	Zones contributives saturées de bas de versant	-	-
<b>Mesures géochimiques</b>	Oui	Oui	Non <sup>a</sup>	Non	Non	Oui	Oui	Non	Oui
<b>Contribution dominante en crue</b>	Eau nouvelle	Eau ancienne (sol)	-	-	-	Eau ancienne (sol essentiellement)	Eau nouvelle 60 % (eau ancienne de nappe 40 %)	-	Eau ancienne (nappe et/ou sol)
<b>Références</b>	Voltz <i>et al.</i> (1997); Ribolzi <i>et al.</i> (2000); Marofi (1999); Chahinian (2004)	Cosandey & Didon-Lescot (1989); Durand <i>et al.</i> (1993); Cosandey (1994); Marc <i>et al.</i> (2001); Martin (2002); Martin & Didon-Lescot (2004, 2009)	Ayral (2005); Martin <i>et al.</i> (2005); Tramblay <i>et al.</i> (2010); Maréchal (2011); Maréchal <i>et al.</i> (2013)	Ayral (2005); Maréchal (2011); Maréchal <i>et al.</i> (2013)	Gallart <i>et al.</i> (1997, 2002); Latron & Gallart (2008); Latron <i>et al.</i> (2008)	Grésillon (1994); Grésillon <i>et al.</i> (1995); Marc <i>et al.</i> (1995); Grésillon <i>et al.</i> (1997); Martin <i>et al.</i> (2004)	Grésillon (1994); Travi <i>et al.</i> (1994); Marc <i>et al.</i> (1995); Grésillon <i>et al.</i> (1997)	Cappus (1960)	Loye-Pilot & Jusserand (1990)

*a.* En cours dans le cadre du projet FloodScale

## 1.4. UTILISATION DE LA MODÉLISATION PLUIE-DÉBIT POUR LA COMPRÉHENSION DES PROCESSUS HYDROLOGIQUES SUR LA RÉGION CÉVENNES-VIVARAIS

Comme mentionné précédemment, de nombreux travaux de modélisation hydrologique (notamment de travaux de thèse) ont été menés sur des bassins versants méditerranéens, la plupart du temps avec comme objectif d'améliorer les prévisions hydrologiques des crues rapides (Rodriguez-Hernandez, 1989; Sempere-Torres, 1990; Saulnier, 1996; Zin, 2002; Estupina Borrell, 2004; Ayrat, 2005; Lavabre & Gregoris, 2005; Moussa *et al.*, 2007; Moulin, 2007; Versini, 2007; Marchandise & Viel, 2009; Bouilloud *et al.*, 2010; Desprats *et al.*, 2010b; Javelle *et al.*, 2010; Vincendon *et al.*, 2010; Tramblay *et al.*, 2011; Naulin, 2012, par ex.). Moins d'études de modélisation sont focalisées sur la compréhension des processus à l'origine des crues, et encore moins l'ont fait à l'échelle régionale.

### 1.4.1. Approches conceptuelles de type SCS

Les objectifs d'une modélisation hydrologique conceptuelle simple à mettre en œuvre, peuvent être nombreux. Gaume *et al.* (2003b) et Gaume & Bouvier (2004) ont employé une approche de ce type pour compléter l'analyse hydrologique de l'épisode de septembre 2002, en parallèle des observations recueillies lors du retour d'expérience (REx). Le modèle utilisé lors de ces études est basé sur une fonction de production de type SCS (Soil Conservation Service), comprenant un seul paramètre à calibrer : le paramètre CN ("Curve Number"), traduisant le niveau de saturation initial du bassin, et donc son coefficient d'écoulement. Versini (2007) puis Naulin (2012), dans leurs travaux de thèses respectifs, ont repris la fonction de production SCS intégrée dans un modèle distribué (CINECAR), et couplée à un module de routage dans le réseau hydrographique. Le modèle résultant est un outil d'annonce de coupure de route utilisé lors des épisodes de crue.

Marchandise (2007) a également employé un modèle hydrologique à fonction de production SCS dans son travail d'inter-comparaison de modèles (et d'approches de modélisation) différents sur le Gardon d'Anduze. C'est encore ce type de modélisation qu'ont choisi Tramblay *et al.* (2010) et Tramblay *et al.* (2011) pour mener des travaux de modélisation sur les bassins de Valescure et du Gardon d'Anduze, dans le but d'analyser la sensibilité des résultats de simulation à la méthode d'initialisation de l'humidité des sols et à la distribution spatiale de la pluie.

Comme indiqué par Marchandise (2007), ce type de modélisation, parcimonieuse et simple de mise en œuvre, donne généralement de très bons résultats en terme de reproduction de débits observés, une fois la calibration correctement effectuée. Le recours à des modèles conceptuels est donc parfaitement justifié dans le cadre d'études pour lesquelles le modèle est un "outil" nécessaire à l'estimation d'un débit (prévision hydrologique, études de reconstitution d'un événement de crue historique, analyses de sensibilités aux forçages météorologiques ou climatiques). Il est

également possible de déduire certains traits de fonctionnement des bassins à partir de ce type d'approche, notamment des indications sur les capacités de stockage (Tramblay *et al.*, 2010, 2011) *via* la calibration du modèle. Ce type de modélisation ne peut tout de même fournir que des informations limitées sur le comportement hydrologique des bassins versants. En conséquence, les hydrologues soucieux de comprendre en détail le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant ou d'une région ont recours à des outils de modélisation plus complexes.

### 1.4.2. Approche TOPMODEL

Le modèle hydrologique TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979) est qualifié de “modèle semi-distribué”. Ce n'est pas un modèle distribué dans le sens où il ne calcule pas la valeur des variables d'état qui lui sont propres (degré de saturation, production de ruissellement) en chaque point du système, mais qu'il est malgré tout possible de retrouver *a posteriori* ces valeurs puisqu'elles sont liées directement aux caractéristiques de chaque maille, *via* l'indice topographique. En ce sens TOPMODEL n'est pas un modèle global, puisqu'il simule un comportement hydrologique dépendant des caractéristiques de chaque maille. TOPMODEL est basé sur la théorie des surfaces saturées contributives décrite par Dunne & Black (1970).

Une version “distribuée” de TOPMODEL (constituée de l'assemblage de plusieurs entités de TOPMODEL implémentées par sous-bassin versant) a été employée par Le Lay & Saulnier (2007) et Saulnier & Le Lay (2009) qui ont réalisé des simulations à l'échelle régionale (grands bassins du Gardon, de la Cèze et de l'Ardèche) (Fig.1.20). Le Lay & Saulnier (2007) ont montré l'importance de la prise en compte de la variabilité des précipitations et de la variabilité des conditions initiales d'humidité des sols lors de la simulation de l'épisode de crue de septembre 2002 sur la région. La nécessité de renseigner le modèle sur la distribution spatiale des précipitations a été confirmée par Saulnier & Le Lay (2009) dans le cas de l'épisode du 8-9 septembre 2002, mais pas dans le cas d'un autre épisode (1-3 décembre 2003), au caractère plus stationnaire et moins local. Selon Saulnier & Le Lay (2009), la prise en compte de la distribution spatiale des précipitations est aussi importante que l'estimation de la lame d'eau moyenne précipitée. Bonnifait *et al.* (2009), toujours sur l'événement du 8-9 septembre 2002, ont également employé une version distribuée de TOPMODEL dans une étude ciblée sur les conditions hydrauliques de la crue. Pour ce faire, le modèle hydraulique CARIMA (Cunge *et al.*, 1980) a été utilisé en étant forcé en entrée par les débits simulés par TOPMODEL.

### 1.4.3. Autres approches de modélisation distribuée

Dans son travail d'inter-comparaison de modèles sur le bassin versant du Gardon d'Anduze, Marchandise (2007) a confronté l'approche TOPMODEL à une approche de production hortonienne de ruissellement Horton (1933) sur laquelle est fondé le modèle ALTHAIR (Ayrat, 2005). Une des conclusions de ce travail de thèse, est qu'une fois les modèles calibrés, les deux fournissent des résultats satisfaisants et comparables en terme de performance. Or il est établi que les sols du bassin versant du Gardon d'Anduze ne sont pas propices (ou très rarement) au ruissellement hortonien, et probablement pas dans leur ensemble à un fonctionnement par surfaces saturées contributives. Le caractère inapproprié de la structure des modèles entraîne la perte de significativité physique des paramètres calibrés (conductivités hydrauliques trop grandes dans le

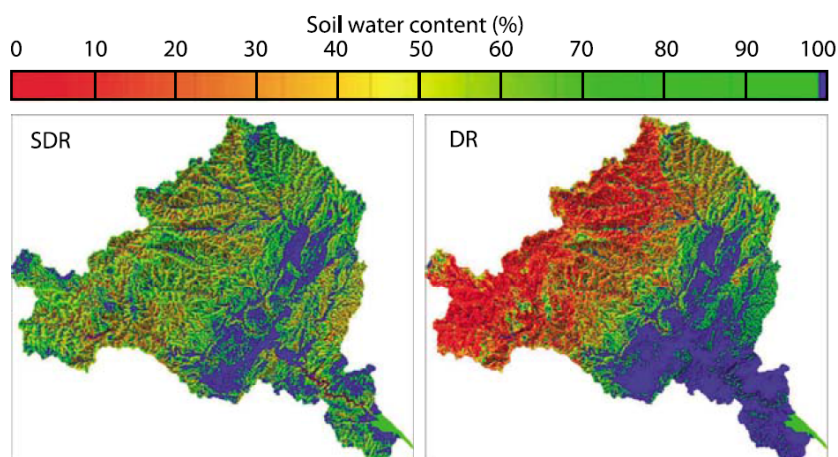


FIGURE 1.20 – Teneurs en eau du sol relatives simulées avec TOPMODEL sur le bassin de l’Ardèche, avec deux forçages pluviométriques différents, lors du pic de crue de l’événement du 8-9 septembre 2002 par [Saulnier & Le Lay \(2009\)](#). La carte de droite correspond à un forçage pluviométrique distribué (champs de pluie krigé), alors que la carte de gauche correspond à un champs de pluie dégradé (semi-distribué), avec perte d’une partie de l’information sur la distribution des pluies.

cas de TOPMODEL, trop faibles dans le cas d’ALTHAIR). Ces travaux illustrent parfaitement la propension des modèles “à bien fonctionner mais pour de mauvaises raisons” ([Klemes, 1986](#), repris par [Kirchner, 2006](#)), et donc l’importance pour l’hydrologue de garder un regard critique sur les résultats fournis par les modèles pluie-débit calibrés et leur interprétation possible.

[Marchandise \(2007\)](#) a également employé le modèle hydrologique distribué TOPKAPI ([Liu & Todini, 2002](#)), capable de générer des débits en s’appuyant sur différents processus simulés (notamment de subsurface), afin d’effectuer des études de sensibilité des résultats simulés aux caractéristiques pédologiques et hydrodynamiques des sols. Les résultats obtenus montrent une réelle sensibilité à la description des capacités de stockage des sols (variabilité des épaisseurs de sol) et à leurs conditions d’humidité, ce qui est cohérent avec les conclusions des autres études hydrologiques menées sur la région.

L’évaluation de la sensibilité d’un autre modèle hydrologique (CVN, qui constitue le point de départ de la modélisation employée dans ce travail de thèse) aux propriétés des sols a été effectué par [Manus \*et al.\* \(2009\)](#), toujours pour l’événement du 8-9 septembre 2002. Le même modèle CVN a été utilisé par [Anquetin \*et al.\* \(2010\)](#) et [Braud \*et al.\* \(2010\)](#) respectivement dans le cadre d’une analyse de sensibilité aux types de forçages pluviométriques et à la variabilité des propriétés des sols, et d’une analyse des processus actifs lors de l’événement (avec comparaison des résultats fournis par un autre modèle hydrologique distribué, MARINE, décrit par [Estupina Borrell \(2004\)](#) et [Roux \*et al.\* \(2011\)](#)).

Le modèle hydrologique distribué CVN (dont le fonctionnement est détaillé dans la section 3.1) a été utilisé sans calibration, et s’est avéré capable de reproduire correctement la réponse observée des bassins lors de l’épisode du 8-9 septembre ([Manus \*et al.\*, 2009](#); [Vannier, 2009](#); [Anquetin](#)

*et al.*, 2010), comme l'illustre la Fig.1.21. Les études effectuées avec CVN ont prouvé l'intérêt d'utiliser une approche de modélisation de ce type, dont les paramètres sont estimés *a priori* à partir des informations disponibles, dans un objectif de test d'hypothèses de fonctionnement hydrologique des bassins (idée du modèle "testeur d'hypothèses" (Clark *et al.*, 2011)).

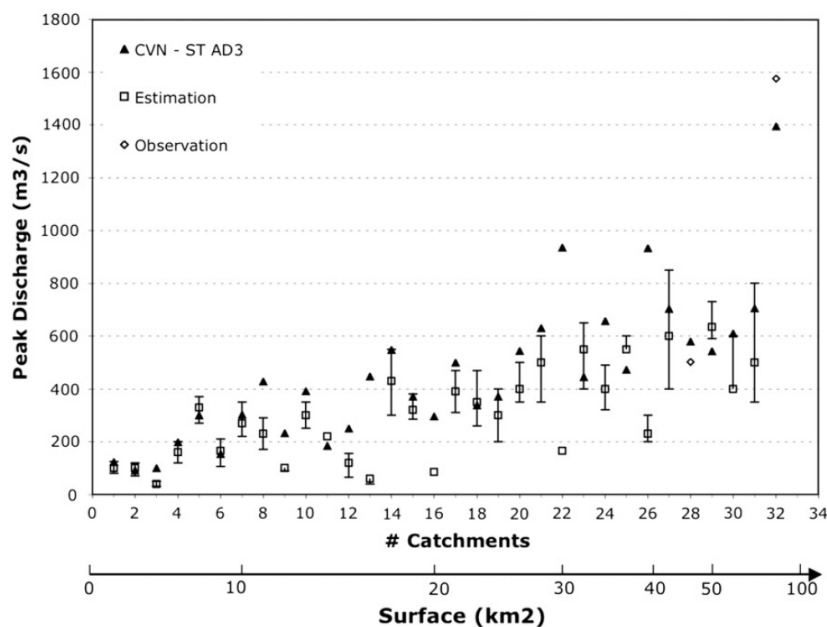


FIGURE 1.21 – Comparaison des débits de pointe simulés avec le modèle CVN (triangles), estimés lors du retour d'expérience hydrologique de l'événement du 8-9 septembre 2002 (carrés) et observés sur les barrages du Vidourle (losanges). Tiré de Anquetin *et al.* (2010).

D'autre part, ces études ont pointé du doigt la nécessité de disposer d'informations détaillées sur les propriétés des sols (propriétés hydrodynamiques, épaisseurs) pour la modélisation hydrologique distribuée des crues rapides. Ainsi Braud *et al.* (2010) ont souligné l'importance de l'estimation des capacités de stockage en eau des sols en début d'épisode. Anquetin *et al.* (2010) ont montré que l'impact des incertitudes associées aux propriétés des sols sur les simulations peut être du même ordre de grandeur que l'impact lié aux incertitudes sur l'estimation des forçages pluviométriques.

Le travail de modélisation hydrologique distribuée régionale effectué par Garambois (2012) avec le modèle MARINE a également (entre autres) mis en évidence le rôle majeur joué par les propriétés des sols sur la réponse des bassins versants. Il a dans le même temps montré les lacunes des bases de données sols de la région (BD-sols Ardèche et Languedoc-Roussillon, décrites dans la section 2.2), qui fournissent les informations distribuées sur les sols requises par les modèles hydrologiques MARINE et CVN. Dans MARINE, les épaisseurs de sol et la conductivité hydraulique latérale et verticale des sols (qui est dérivée des propriétés texturales) sont affectées de facteurs multiplicatifs. Une fois calibrés sur les bassins de la région Cévennes-Vivarais, ces facteurs multiplicatifs présentent des valeurs importantes : de 3 à 7 pour les épaisseurs de sol, de 2 à 20 pour la conductivité hydraulique à saturation verticale et latérale. Des différences de sensibilité du modèle en fonction de la région étudiée apparaissent également : une sensibilité



forte aux épaisseurs de sols est observée sur les bassins des reliefs (hauts Gardons, Ardèche), alors que sur les bassins de plaine (Vidourle), on constate une sensibilité forte aux conductivités hydrauliques. Ces résultats traduisent de manière évidente les différences de comportement hydrologiques des bassins de la région, par ailleurs mises en évidence par les travaux expérimentaux menés sur les petits bassins, mentionnés dans la section 1.3.

Les travaux de modélisation qui se sont intéressés à la région Cévennes-Vivarais l'ont fait dans des objectifs divers, et avec des outils différents. Beaucoup ont eu recours à des outils simples pour reproduire le mieux possible des débits observés. D'autres se sont tournés vers des modèles pluie-débit plus élaborés, distribués dans l'espace, dans le but de mieux comprendre les processus hydrologiques actifs sur ces bassins méditerranéens. Peu ont véritablement mis en place des modèles à l'échelle de la région, ou seulement très récemment (Garambois, 2012). Ce travail de thèse a pour objectif de poursuivre dans la voie ouverte par les travaux menés avec le modèle CVN (Manus *et al.*, 2009; Vannier, 2009; Anquetin *et al.*, 2010; Braud *et al.*, 2010), avec une évolution vers des simulations continues dans le temps et un domaine de simulation étendu à la région Cévennes-Vivarais. L'idée est d'utiliser la modélisation à des fins cognitives, sans calibration, afin de tester des hypothèses de fonctionnement hydrologique des bassins de la région et de détecter d'éventuelles similarités ou différences de comportement au sein de ces bassins.

## 1.5. MODÉLISATION RÉGIONALE : OBJECTIFS, ENJEUX ET STRATÉGIE D'ÉVALUATION

Ce travail de thèse a pour objectif de mieux comprendre les processus hydrologiques intervenant dans la formation des crues méditerranéennes, afin de mieux appréhender le risque hydrologique sur l'ensemble de la région. Comme mentionné dans la section 1.1 de ce chapitre, le risque est distribué sur toutes les échelles temporelles et spatiales, des bassins versants de quelques km<sup>2</sup> (dont le temps de réponse est de quelques minutes) aux bassins d'une superficie de plusieurs milliers de km<sup>2</sup> (sur lesquels les crues arrivent au bout de plusieurs heures, voir plusieurs jours). D'un autre côté les observations ne sont pas disponibles sur toute cette gamme d'échelle spatio-temporelle, puisque les stations de mesure des débits sont situées essentiellement sur des bassins d'une superficie égale à 100 km<sup>2</sup> ou plus. Ces deux constats définissent les enjeux de la mise en place d'une modélisation hydrologique régionale pour l'étude des crues rapides méditerranéennes :

1. **Un enjeu de transfert d'échelle : comment réussir à mettre en place une modélisation qui puisse traduire les connaissances acquises sur les processus actifs à l'échelle de la parcelle ou du versant en terme de comportement hydrologique d'un bassin versant de taille régionale ?**
2. **Un enjeu de modélisation hydrologique continue dans l'espace : comment simuler correctement le fonctionnement hydrologique de bassins peu ou pas instrumentés ?**

### 1.5.1. Transfert d'échelle et modélisation hydrologique

La problématique des transferts d'échelle en sciences de l'environnement (et en hydrologie en particulier) est un enjeu capital (Beven, 1995; Blöschl & Sivapalan, 1995; Lin *et al.*, 2006). La plupart des équations utilisées dans les modèles dits "à base physique" ont été établies sur la base de constatations faites en laboratoire, c'est à dire à très petite échelle en comparaison des échelles d'intérêt de l'hydrologie régionale. Ainsi, pour ne citer que les plus connues, Henry Darcy (1856) a déterminé expérimentalement la célèbre relation liant le débit d'eau au gradient de charge en réalisant des essais d'écoulement à travers une colonne de sable. L'équation de Richards (1931), généralisation déduite de l'équation de Darcy et des équations de continuité, a ainsi un domaine de validité extrêmement réduit malgré le fait qu'elle fasse office de loi universelle des écoulements en milieu poreux variablement saturé. Cette équation n'est valable que dans un milieu poreux aux propriétés uniformes, ce qui n'est généralement pas le cas en milieu naturel.

Sur la base de ce constat, deux approches de modélisation peuvent être définies :

1. Une première approche fait l'hypothèse que les lois physiques définies et vérifiées à l'échelle de l'expérience en laboratoire sont valables à l'échelle locale (par exemple à l'échelle de la

parcelle) en milieu naturel. En conséquence, la stratégie de modélisation consiste à cumuler les processus décrits à petite échelle (et des propriétés du milieu), pour aboutir à un comportement global à plus grande échelle. Cette approche est qualifiée d'*intégrative*, ou de *réductionniste* (Mathevet, 2005), même si la littérature anglo-saxonne emploie les termes plus appropriés de “upward approach”, ou encore de “bottom-up approach”. Le transfert d'échelle est alors possible :

- a. par une discrétisation de l'espace en mailles élémentaires considérées comme homogènes et représentatives des processus que l'on cherche à reproduire. Ces mailles élémentaires sont ensuite connectées entre-elles afin de simuler un comportement de plus grande échelle. C'est le principe de la **modélisation hydrologique distribuée** ;
- b. par une agrégation statistique et/ou théorique des équations et des paramètres du milieu, pour aboutir à un jeu d'équation et/ou de paramètres “valides” à plus grande échelle. Comme mentionné par Blöschl & Sivapalan (1995) cette étape d'agrégation nécessite généralement de réaliser préalablement l'étape de distribution (a.). L'agrégation des paramètres de petite échelle vers une échelle plus grande revient à estimer la valeur de paramètres “effectifs” (par exemple une conductivité hydraulique à saturation à l'échelle d'un versant). L'estimation de paramètres effectifs à des échelles spatiales dépassant largement l'échelle à laquelle ils ont été définis est généralement un problème, en raison de la non-significativité physique du paramètre en question à cette échelle (Beven, 1995), et parce que souvent le seul moyen d'estimer un paramètre effectif est le recours à la calibration (Kirchner, 2006). Les limitations de cette approche agrégative ont contribué à l'émergence de l'approche de modélisation complémentaire, dite “top-down”, décrite plus loin.

L'approche intégrative, ou “bottom-up”, est historiquement l'approche la plus courante en modélisation hydrologique, certainement en raison de son caractère plus naturel. On a longtemps considéré qu'il était possible de rendre compte du fonctionnement des bassins versants en intégrant l'ensemble des caractéristiques des milieux qui le composent, dans la mesure où l'on connaît les équations qui régissent la circulation de l'eau à petite échelle. C'est en ce sens qu'a été rédigé le manifeste pour l'élaboration de modèles hydrologiques à base physique (“Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model”) par Freeze & Harlan (1969), qui a longtemps fait office de cahier des charges pour la création de modèles hydrologiques distribués tels que le Système Hydrologique Européen (SHE) (Abbott *et al.*, 1986a,b). Ce type de modèle “tous-processus, complètement distribués” a peu à peu été abandonné par la communauté, pour différentes raisons. D'une part, parce que la complexité et la grande hétérogénéité des processus (illustrée sur la Fig.1.22) et des propriétés des milieux ne peut pas être intégralement reproduite par un modèle intégratif, aussi complet soit-il. D'autre part en raison du très grand nombre de paramètres requis par ce type de modèle, et donc de la difficulté d'en spécifier les valeurs et du risque de sur-paramétrisation des modèles, pouvant conduire à des problèmes de non-unicité et d'équifinalité des solutions.

Malgré tout, l'approche “bottom-up” est encore très employée par les modélisateurs hydrologiques. En particulier, les avancées majeures faites au cours des 40 dernières années dans

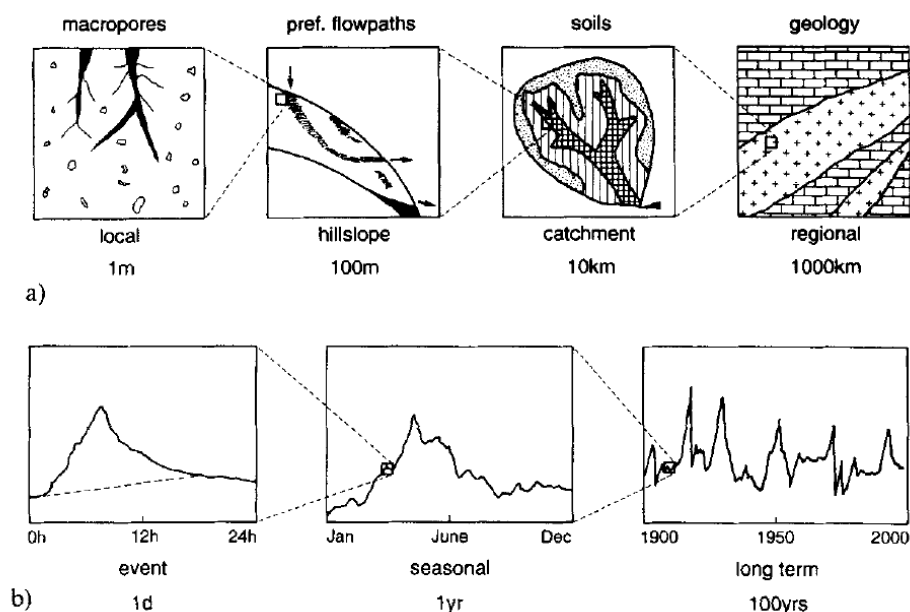


FIGURE 1.22 – Illustration de la variabilité naturelle dans l'espace (a.) et le temps (b.) des processus hydrologiques. Tiré de [Blöschl & Sivapalan \(1995\)](#)

l'observation et la compréhension des processus hydrologiques à l'échelle des versants et des bassins versants élémentaires représentent une source de connaissances précieuse qui appelle naturellement à être implémentée dans les modèles hydrologiques. De nombreux modèles physiques de versant ont en ce sens été développés sur la base de ces connaissances nouvelles ([Bronstert & Plate, 1997](#); [Paniconi \*et al.\*, 2003](#); [Troch \*et al.\*, 2003](#); [Weiler & McDonnell, 2004](#); [Beaugendre \*et al.\*, 2006](#)), et constituent à leur tour des outils précieux pour le test des hypothèses de fonctionnement hydrologique des versants et petits bassins, et donc une base de départ pour la construction de modèles de plus grande échelle. Car comme préconisé par [Beven \(1995\)](#) et [Blöschl \(2001\)](#), il est nécessaire d'identifier les processus hydrologiques dominants à l'échelle d'intérêt de la modélisation (par ex. le versant). Ces processus dominants, que l'on choisit de représenter dans la modélisation, conditionnent le découpage de l'espace et la résolution spatiale du modèle ([Dehotin & Braud, 2008](#)).

La notion de "Representative Elementary Watershed" (REW), proposée par [Reggiani \*et al.\* \(1998, 1999\)](#), constitue une évolution intéressante d'approche "bottom-up". C'est une démarche de modélisation basée sur l'hypothèse que l'échelle d'un sous-bassin versant (REW) peut-être considérée comme une échelle caractéristique représentative du fonctionnement d'un bassin versant. En conséquence, on découpe le bassin versant que l'on cherche à modéliser en plusieurs REW (Fig.1.23). Les équations de bilan de masse, de quantité de mouvement et d'énergie sont définies à l'échelle du REW, correspondant aux processus associés aux différentes zones internes au REW (zone non saturée, nappe, rivière). L'approche par REW tranche avec la tendance historique à vouloir représenter l'intégralité des échelles et des processus associés dans une modélisation hydrologique distribuée. En ce sens, le concept de REW constitue une "coupure" dans la continuité des échelles

spatio-temporelles hydrologiques, de manière assez analogue à ce qui est effectué dans les modélisations LES (Large Eddy Simulation) employées dans l'étude de la turbulence atmosphérique. Toujours par analogie avec la turbulence, *Lee et al. (2007)* soulignent que le cadre théorique défini par *Reggiani et al. (1998, 1999)* implique la définition et l'évaluation de relations de "fermeture" du bilan hydrologique, valables à l'échelle du REW, qui représentent une paramétrisation des processus intervenant à une échelle plus fine (processus sous-maille), comme le ruissellement, l'infiltration, les écoulements de sub-surface, etc. Plusieurs travaux récents *Zehe et al. (2006)*; *Lee et al. (2007)* ont montré l'intérêt d'une modélisation établie sur le concept de REW, déduisant les équations de bilan à l'échelle des REW d'un modèle de petite échelle à base physique (CATFLOW) représentant fidèlement les processus sous-maille d'un petit bassin versant allemand (Weiherbach) (*Bronstert & Plate, 1997*; *Zehe et al., 2001, 2005*). Ces travaux sont une illustration particulièrement intéressante et innovante d'approche de modélisation "bottom-up" à la fois représentative de la physique des processus et applicable sur des bassins de grande taille.

La modélisation hydrologique distribuée mise en place sur la région Cévennes-Vivarais dans le cadre de cette thèse appartient aux approches de modélisation "bottom-up".

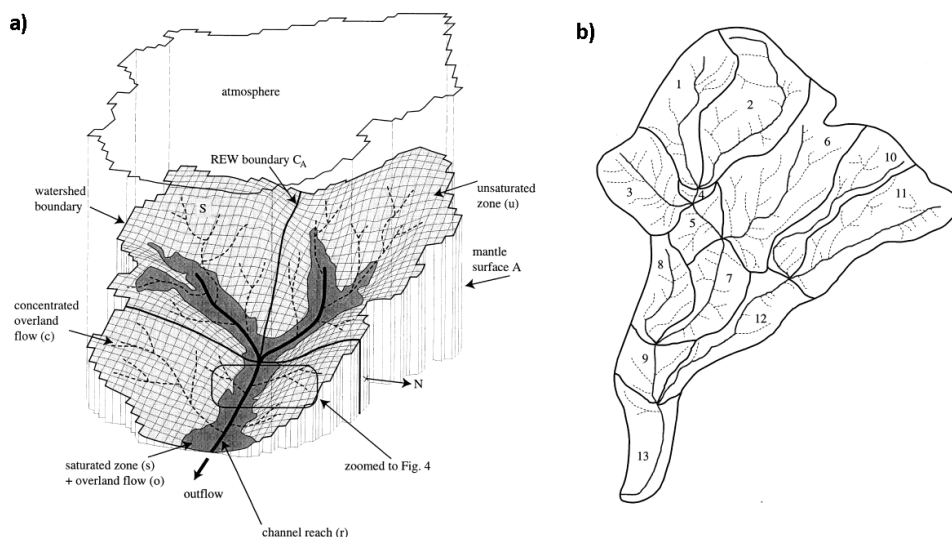


FIGURE 1.23 – Vue tri-dimensionnelle de trois REW (a) et découpage d'un bassin versant en 13 REW (b). Tiré de *Reggiani et al. (1998)*

2. Une seconde approche, plus empirique, part de l'échelle d'intérêt de la modélisation (par exemple le sous-bassin versant), et s'appuie sur les observations disponibles à cette échelle (mesures de pluie et de débit) afin d'essayer d'en déduire empiriquement une structure de modèle adaptée. C'est une approche qualifiée de "top-down approach" ou "downward approach" dans la littérature anglo-saxonne. Elle est parfois qualifiée d'approche *structuraliste* (*Mathevet, 2005*). L'intérêt de l'approche "top-down" est qu'elle ne fait pas d'hypothèse sur les processus actifs ou fonctionnement supposé à petite échelle des bassins versants, mais tire généralement toute l'information des données disponibles à l'échelle des bassins, qui sont intégratives et représentatives d'un comportement global. Cette approche de modélisation est à l'origine de l'émergence récente de nombreux modèles conceptuels

construits sur la base des données, et néanmoins très informatifs sur le comportement des bassins versants (Kirchner, 2009; Harman *et al.*, 2011; Sivapalan *et al.*, 2011).

Il est aujourd'hui naturel de penser que les approches "top-down" et "bottom-up" ne doivent pas être opposées, mais sont complémentaires (Sivapalan, 2003; Hrachowitz *et al.*, 2013). Un des grands chantier de l'hydrologie de bassin-versant consiste à réussir à tirer le meilleur des enseignements fournis par les deux approches, afin de réaliser ce lien d'échelle encore trop mal appréhendé, et franchir une étape importante dans la connaissances des processus hydrologiques et de leur manière de les représenter (Blöschl, 2001).

### 1.5.2. Modélisation des bassins non-jaugés

La modélisation des bassins non-jaugés est l'enjeu central de l'initiative PUB (Sivapalan *et al.*, 2003). Les modélisations mises en place pour y répondre doivent s'appuyer sur : i) le recours à l'utilisation d'observations de télédétection (radar, satellite), qui représentent un apport considérable à la modélisation par leur capacité à fournir des forçages météorologiques ou des estimations des propriétés physiques des bassins sur des gammes d'échelles très larges ; ii) l'utilisation de modèles basés sur les processus ("process-based models") ; iii) le développement de modèles couplés atmosphère-hydrologie.

D'un point de vue de la compréhension des processus hydrologiques actifs sur les bassins non-jaugés, la clé du problème réside certainement dans l'identification des relations existantes entre les propriétés physiques des bassins versants et leur fonctionnement hydrologique. Une classification des bassins versants sur la base d'une similarité hydrologique semble être le moyen le plus approprié pour atteindre ces objectifs, comme l'ont vivement recommandé McDonnell & Woods (2004) et Wagener *et al.* (2007). Les travaux ayant pour objectif de classer les bassins versants par leur comportement se sont multipliés au cours des dix dernières années (Yadav *et al.*, 2007; Carrillo *et al.*, 2011; Sawicz *et al.*, 2011, par ex.), tout comme les études de régionalisation des paramètres calibrés des modèles hydrologiques, sur la base des relations de proximité et/ou de similarité physique des bassins versants (Merz & Blöschl, 2004; Oudin *et al.*, 2008; Nester *et al.*, 2011). Une classification menée sur la base des processus hydrologiques dominants s'applique également à l'échelle inférieure, interne au bassin versant. Elle aboutit à un découpage de l'espace en unités hydrologiques de réponse uniforme (HRU - "Hydrological Response Unit") (Scherrer & Naef, 2003; Schmockler-Fackel *et al.*, 2007; Tetzlaff *et al.*, 2007). Ces unités de réponse peuvent ainsi constituer les mailles des modèles hydrologiques distribués. Les mailles à réponse homogène des modèles peuvent être déterminées par des observations (par ex. Uhlenbrook *et al.*, 2004), mais peuvent également être le résultats d'hypothèses de fonctionnement, ensuite évaluées (par ex. Branger, 2007; Manus *et al.*, 2009; Jankowfsky, 2011). Dans ce dernier cas, le découpage des mailles est basé sur une cartographie déjà existante (cartes pédologiques, géologiques ou d'occupation des sols) (Dehotin & Braud, 2008; Lagacherie *et al.*, 2010).

Une revue bibliographique des prédictions effectuées sur des bassins non-jaugés *via* différentes méthodes de régionalisation des paramètres de modèles hydrologiques conceptuels a été réalisée par Parajka *et al.* (2013). Une des conclusions est qu'au delà des progrès effectués dans l'estimation des paramètres des modèles au moyens des techniques de régionalisation, l'effort des

modélisateurs doit également porter sur le choix de structures de modèles adaptées aux bassins versants étudiés et aux processus associés. En ce sens, il est clair qu’une structure “universelle” de modèle adaptée à tous les bassins versants (“one model fits all”) est inconcevable. Le développement de nouvelles approches flexibles de modélisation, construites sur la connaissance des processus dominants (Savenije, 2010; Clark *et al.*, 2011; Fenicia *et al.*, 2011; Kavetski & Fenicia, 2011), constitue en ce sens une réelle avancée et une voie prometteuse pour la modélisation des bassins versants non-jaugés.

### 1.5.3. Quelle évaluation pour quel objectif de modélisation ?

#### a. Une évaluation multi-critères et multi-sites

La question de l’évaluation des modèles hydrologiques fait l’objet d’un nombre important d’études. La majeure partie des utilisateurs de modèles hydrologiques se concentrent sur la reproduction la meilleure possible d’un hydrogramme observé, sur un bassin versant isolé. Dans ce contexte, l’évaluation des modèles hydrologiques se fait sur la base de la meilleure adéquation entre débit observé et débit simulé. Pour ce faire, de nombreux indicateurs de performance (notamment décrits dans la thèse de Marchandise (2007)), dont le plus utilisé est le critère de Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970), sont utilisés et discutés (Gupta *et al.*, 1999; Mathevet, 2005; Moriasi *et al.*, 2007; Schaeffli & Gupta, 2007; Gupta *et al.*, 2009, par ex.).

L’évaluation (et la calibration) des modèles sur la seule base du calcul d’un indicateur de performance pour un hydrogramme mesuré sur un bassin versant peut conduire au problème largement étudié de non-unicité ou d’équifinalité des résultats du modèle. Cela signifie que différentes configurations du modèle (différents jeux de paramètres et/ou différentes structures) peuvent conduire aux mêmes résultats, ne laissant au modélisateur aucune indication sur la supériorité de l’une ou l’autre des configurations. Pour éviter ce problème, de nombreux auteurs (Gupta *et al.*, 1999, 2008; Wagener *et al.*, 2001, par ex.) préconisent une évaluation multi-critères des résultats de modélisation. Ce type d’évaluation permet de mieux contraindre la modélisation : en rejetant les configurations du modèle qui ne donnent des résultats satisfaisants que sur la base d’un critère, on s’assure d’une meilleure représentativité physique des résultats de simulation. Une évaluation multi-critères peut s’effectuer par exemple pour différentes gammes de débit (débit en crue, débits de base, récessions). La décomposition des hydrogrammes en différentes composantes, au moyen de filtres (Chapman, 1999) ou de mesures géochimiques (Pinder & Jones, 1969; Sklash & Farvolden, 1979), autorise également une évaluation multi-critères en comparant les débits produits par les différents compartiments du modèle (ruissellement, écoulements de sub-surface, écoulement de nappes) (Weiler & McDonnell, 2004; Willems, 2009).

Dans un objectif d’évaluation multi-critères, d’autres variables que les débits peuvent également être comparées aux observations. Ainsi, des mesures piézométriques (hauteurs de nappe), de teneurs en eau des sols, d’évaporation peuvent être comparées aux sorties de modèles calculant ces variables. De multiples travaux ont montré l’intérêt de l’évaluation des modèles au regard de différentes variables de sortie, dans un but de compréhension détaillée des processus hydrologiques en jeu sur un bassin versant ou une région donnée (Anderton *et al.*, 2002; Chahi-

nian, 2004; Parajka *et al.*, 2007; Fenicia *et al.*, 2008; Varado *et al.*, 2006a, par ex.).

Outre la validation multi-critères, le comportement d'un modèle hydrologique sur des bassins différents peut être évalué. Cela permet de s'assurer de la robustesse des résultats de simulations obtenus dans une optique d'extension des simulations à des bassins non-jaugés. Cela permet surtout de mettre en évidence d'éventuels défauts dans la structure ou la représentation des processus au sein d'un modèle et ainsi contribuer à son amélioration (Moussa *et al.*, 2007), ou de détecter des différences de comportement hydrologiques de bassins supposés proches (Clark *et al.*, 2009).

*b. Une évaluation qualitative des comportements du modèle*

Seibert & McDonnell (2002) ont montré que l'évaluation (et donc la calibration) des modèles sur la seule base des débits observés en un point était insuffisante dans une optique de représentation correcte des processus hydrologiques, et que l'introduction dans le processus de calibration d'observations complémentaires de nature plus subjective (comme la contribution relative de l'eau ancienne, l'extension des zones saturées) et faisant appel aux connaissances des expérimentateurs de terrain, tout en dégradant légèrement les résultats du modèle en terme de débit améliorerait très significativement la représentation des processus au sein de la modélisation. De manière similaire, Gupta *et al.* (2008) réfutent l'évaluation brute des résultats de simulations qui est classiquement effectuée, et prônent le recours à deux évaluations complémentaires à l'évaluation quantitative classique : une évaluation qualitative de la structure et des capacités du modèle, et une évaluation qualitative comportementale du modèle *via* l'extraction de "signatures" hydrologiques (indices de comportement). Une représentation schématique des processus de construction et d'évaluation des modèles, adaptée librement de Gupta *et al.* (2008), est illustrée sur la Fig.1.24. Cette figure fait apparaître les différents types d'évaluation quantitative et qualitative nécessaire à la validation d'un modèle.

Ceci illustre la nécessité, pour les études ayant pour objectif une meilleure compréhension des processus hydrologiques, d'aller au-delà de l'évaluation brute et systématique des modèles par le calcul d'une erreur quadratique moyenne ou d'un critère de Nash-Sutcliffe sur un hydrogramme de crue, tout en gagnant à s'intéresser de plus près à la quantité parfois insoupçonnée d'informations qui peuvent être contenues dans des observations la plupart du temps négligées, comme par exemple les récessions de débit (Sivapalan, 2009).

Les objectifs de modélisation de ce travail de thèse dépassent le cadre de la simple comparaison entre débit observé et débit simulé sur un bassin versant isolé. L'utilisation du modèle hydrologique est ici effectuée afin de tester des hypothèses de fonctionnement hydrologiques ou de détecter des différences de comportement entre bassins versants. Dans ce but, nous n'aurons pas recours à une évaluation systématique des résultats du modèle au travers des scores classiquement utilisés en hydrologie, même si cela sera parfois le cas. L'approche d'évaluation / validation privilégiée est plus subjective, s'intéressant par exemple de manière qualitative à la forme des hydrogrammes (aux récessions notamment), à la dynamique de simulation des humidités des sols par le modèle ou à la distribution spatiale des débits spécifiques simulés lors d'un événement. Surtout, l'évaluation de la modélisation s'effectuera à l'échelle régionale, dans un but



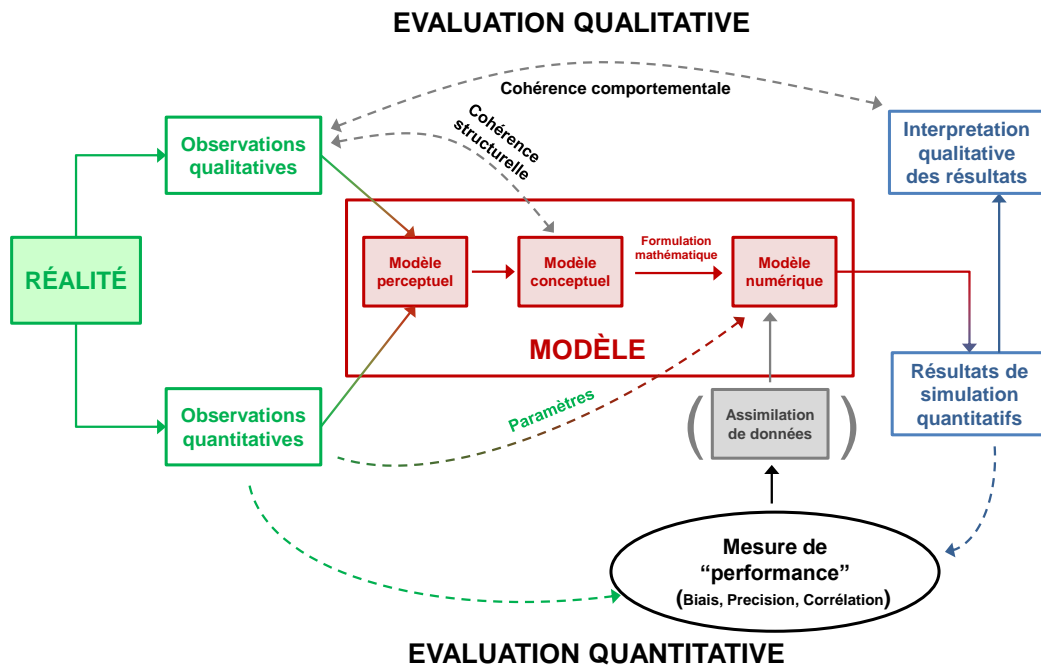


FIGURE 1.24 – Représentation conceptuelle du processus de construction et d'évaluation d'un modèle. Adapté de Gupta *et al.* (2008).

de comparaison des comportements du modèle et des comportements observés de l'ensemble des bassins de la région Cévennes-Vivarais.

## 1.6. OBJECTIFS DE LA THÈSE ET MÉTHODOLOGIE GÉNÉRALE

Le travail de modélisation développé dans cette thèse est guidé par l'analyse des échelles spatiales et temporelles des risques de crue rapide, présentée dans la section 1.1. En particulier, le risque hydrologique important mis en évidence sur les bassins de petite superficie ( $< 20 \text{ km}^2$ ) (Ruin *et al.*, 2008) dessine les enjeux du développement d'une modélisation pluie-débit capable de rendre compte de l'aléa hydrologique à ces échelles où il n'existe pas (ou très peu) d'observations. Une telle modélisation doit reposer sur une approche physique et distribuée dans l'espace, et représenter les processus hydrologiques actifs en période de crue, aux différentes échelles modélisées. Ce "cahier des charges" définit les différents objectifs de la thèse :

1. **Mise en place d'une modélisation hydrologique distribuée sur la région Cévennes-Vivarais pour la simulation multi-échelles du risque hydrologique.** Le modèle doit pouvoir simuler les débits de crue sur des bassins versants d'une superficie allant de moins de  $1 \text{ km}^2$  jusqu'à plusieurs centaines de  $\text{km}^2$ . La modélisation mise en place s'appuiera sur le modèle CVN, déjà existant et utilisé pour la simulation d'événements de crue passés ;
2. **Caractériser les processus hydrologiques actifs en crue sur les différents bassins de la région, et les hiérarchiser.** Le modèle hydrologique est utilisé sans calibration, dans le but de tester des hypothèses de fonctionnement hydrologique des bassins, et les simulations sont réalisées en continu pour s'affranchir des problèmes d'initialisation. La structure modulaire du modèle CVN, construit au sein de la plateforme de modélisation LIQUID (décrite dans la section 3.1), peut assez facilement évoluer. L'implémentation (ou l'abandon) de processus déjà existant dans la plateforme peut donc être facilement testée et évaluée ;
3. **Lier les processus hydrologiques identifiés comme dominants aux caractéristiques physiques des bassins versants, dans une optique de régionalisation.** L'utilisation du modèle hydrologique comme testeur d'hypothèses doit permettre d'identifier les processus hydrologiques dominants sur les bassins étudiés. Dans une perspective de régionalisation et de prédiction du comportement des bassins non-jaugés, il est essentiel de lier les comportements hydrologiques observés aux caractéristiques physiques des bassins versants. La synthèse bibliographique présentée dans la section 1.3 donne un premier aperçu des processus identifiés dans la littérature, et de leur relation avec les propriétés des bassins, en particulier la géologie, la nature des sols et le couvert végétal. L'utilisation du modèle hydrologique à l'échelle de la région doit permettre de confirmer ou d'infirmer l'existence de ces relations.



# Chapitre 2

## Description de la zone d'étude et des données utilisées

### Sommaire

---

2.1	Caractéristiques géographiques de la région Cévennes-Vivarais . . . . .	51
	2.1.1 Topographie . . . . .	51
	2.1.2 Hydrographie . . . . .	52
	2.1.3 Géologie . . . . .	52
	2.1.4 Occupation des sols . . . . .	53
2.2	Données utilisées. . . . .	55
	2.2.1 Les bases de données sol . . . . .	55
	2.2.2 Observations météorologiques . . . . .	56
	a Réanalyses SAFRAN France . . . . .	56
	b Observations radar . . . . .	57
	c Observations pluviométriques ponctuelles interpolées . . . . .	58
	2.2.3 Observations des humidités du sol . . . . .	58
	2.2.4 Observations des débits . . . . .	59
	a Débits mesurés aux stations hydrométriques . . . . .	59
	b Débits reconstitués en entrée des réservoirs artificiels. . . . .	60
	c Débits de pointe estimés lors des retours d'expériences hydrologiques (REx) . . . . .	61
2.3	Climatologie et bilans hydrologiques de la zone d'étude . . . . .	64
	2.3.1 Méthodologie . . . . .	64
	2.3.2 Résultats . . . . .	66
	2.3.3 Discussion autour des bilans hydrologiques estimés . . . . .	70
2.4	Description de quelques événements passés de crues rapides. . . . .	73
	2.4.1 Événement des 6 et 7 octobre 1997 sur le bassin de l'Avène . . . . .	73
	2.4.2 Événement des 8 et 9 septembre 2002. . . . .	74
	2.4.3 Événement des 6-7 et 8-9 septembre 2005 . . . . .	75
	2.4.4 Événements d'octobre et de novembre 2008 . . . . .	77

---

## RÉSUMÉ

Ce second chapitre décrit la région Cévennes-Vivarais, objet de notre étude. Les caractéristiques géographiques de la région sont d'abord détaillées. Dans un second temps, l'ensemble des données utilisées au cours de ce travail de thèse sont décrites. Une étude climatologique de la région, menée sur la base de ces données, est ensuite présentée. Cette étude présente les régimes d'écoulement d'un échantillon de bassins versants, ainsi que la comparaison avec les données de précipitations. Cela permet d'établir des bilans hydrologiques, qui sont décrits et discutés. Ces bilans permettent d'effectuer une première critique des données disponibles. La dernière section du chapitre est consacrée à la description de plusieurs événements hydrométéorologiques importants ayant touché la région au cours des quinze dernières années, et qui sont l'objet de simulations dans cette thèse.

## 2.1. CARACTÉRISTIQUES GÉOGRAPHIQUES DE LA RÉGION CÉVENNES-VIVARAIS

La région d'étude de cette thèse est la région Cévennes-Vivarais, zone cible de l'Observatoire Hydro-Météorologique Cévennes-Vivarais (OHMCV<sup>1</sup>). Rigoureusement, c'est une région plus large que celle uniquement constituée du massif des Cévennes et des monts du Vivarais, puisqu'elle couvre également les zones de plaine. Le région étudiée s'étend de la mer méditerranéenne au sud à Privas (Ardèche) au nord, et de l'extrémité ouest du bassin de l'Hérault (Lodève) à l'ouest, jusqu'au Rhône à l'est. C'est une zone d'environ 130 km de large (est-ouest) pour 150 km de long (nord-sud) (Fig.2.1).

### 2.1.1. Topographie

La topographie de la région est relativement hétérogène, s'étirant de la mer méditerranéenne au sommet du Mont-Lozère (1699 m au pic de Finiels). Une vaste zone de plaine occupe la moitié sud-est de la région, de Montpellier à Aubenas. Les premiers reliefs rencontrés en allant vers l'ouest sont assez découpés, avec des pentes raides et des vallées encaissées, caractéristiques des montagnes cévenoles. Plus à l'ouest encore, les crêtes sont dominées par deux sommets principaux : le Mont-Aigoual (1565 m) au sud, et le Mont-Lozère au nord. La carte topographique de la région est présentée sur la Fig.2.1.

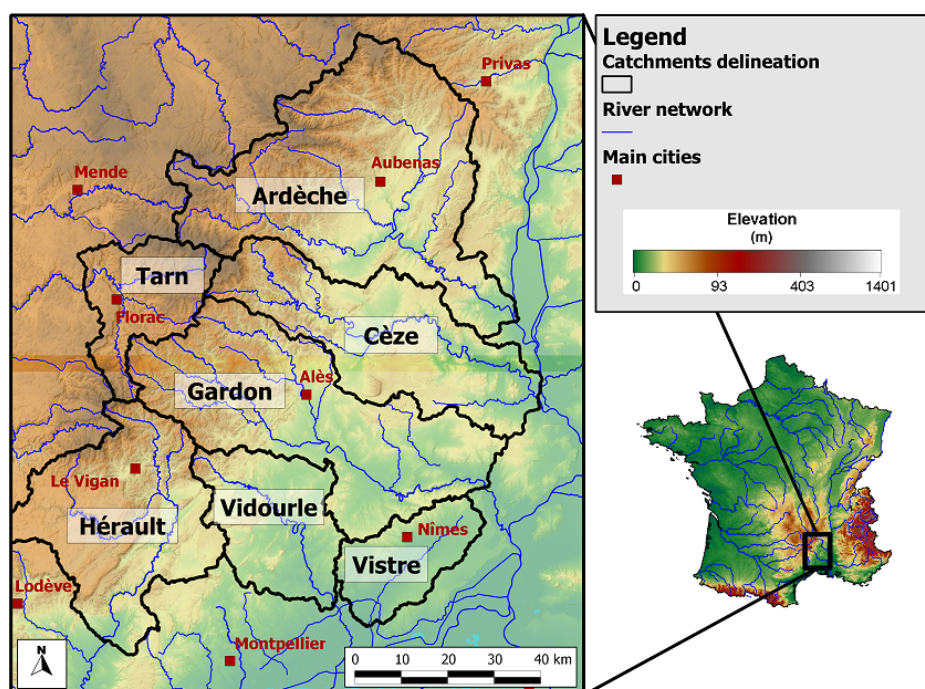


FIGURE 2.1 – Localisation et topographie de la région étudiée (source : MNT 25m de la BD-Topo IGN). Les contours des principaux bassins versants sont tracés en noir.

1. <http://www.ohmcv.fr/>

### 2.1.2. Hydrographie

La région est découpée en sept bassins versants principaux (Fig.2.1). Au nord, l'Ardèche (2376 km<sup>2</sup>), la Cèze (1359 km<sup>2</sup>) et le Gardon (1999 km<sup>2</sup>) sont des cours d'eau qui suivent une direction ouest-est, tous les trois affluents du Rhône. Sur le versant ouest des Cévennes, prenant sa source sur les pentes du Mont-Lozère, le Tarn est également considéré comme une rivière au régime cévenol, tout comme ses affluents situés plus au sud (Dourbie, Jonte). Le sud de la région est drainé par des fleuves côtiers : l'Hérault (2550 km<sup>2</sup>) qui prend sa source sous le Mont Aigoual, et plus à l'est une succession de fleuves de plaine dont les principaux sont le Lez (560 km<sup>2</sup>), le Vidourle (1355 km<sup>2</sup>) et le Vistre (588 km<sup>2</sup>).

Les cours d'eau de la région sont caractérisés par un régime hydrologique pluvial de type méditerranéen, avec un fort contraste saisonnier. L'été, les débits sont très faibles, voire nuls sur les petits cours d'eau de la zone de plaine. A l'automne, les fortes précipitations donnent lieu aux crues qui constituent l'objet d'étude de ce travail. En hiver, les précipitations relativement abondantes, en particulier sur les reliefs, maintiennent un régime de hautes-eaux sur les cours d'eau de la région. Le caractère intermittent des petits cours d'eau rend généralement difficile la mise en place de mesures de débit, et implique que ces cours d'eau sont la plupart du temps non-instrumentés. Ceci renvoie à la problématique scientifique des prédictions sur les bassins non-jaugés, abordée dans le chapitre 1.

### 2.1.3. Géologie

La géologie de la région est très contrastée et assez complexe. Trois grands ensembles géologiques se distinguent malgré tout : une partie centrale métamorphique (schistes), dominée par deux domaines cristallins (granites) sur les hauts sommets de l'Aigoual et du Mont-Lozère. La zone de plaine du sud-est ainsi que les plateaux des Causses sont constitués de roches sédimentaires (Calcaires, Dolomie, Marnes). Une carte géologique simplifiée de la région est présentée sur la Fig.2.2.

Le socle cévenol est constitué de roches datant de l'orogénèse du massif central à l'ère hercynienne (450 à 550 M.A.). Il est essentiellement constitué de roches métamorphiques et cristallines, et de quelques terrains carbonifères (schistes houillers, grès) qui n'affleurent aujourd'hui que sur une fine bande au pied des reliefs. C'est à l'ère hercynienne que se sont dessinées les principales failles de la région, notamment la faille des Cévennes, orientée NE-SO (emplacement visible sur la Fig.2.2), qui n'est plus active aujourd'hui.

Le fond métamorphique (schistes, micaschistes, gneiss) constituant le socle cévenol s'étend à l'échelle régionale sur plusieurs kilomètres d'épaisseur, et affleure sur presque toute la zone de relief (couvrant le triangle Nord-Ouest - Nord-Est - Sud-Ouest sur la Fig.2.2, à l'exception des plateaux calcaires des Causses situés à la limite ouest de la carte). Ce fond métamorphique est surmonté par un granite intrusif, ayant émergé il y a environ 330 M.A. au travers des schistes métamorphiques, donnant naissance aux deux massifs les plus élevés de la région : Mont-Lozère au nord et Mont-Aigoual au sud (zones granitiques situées respectivement au nord-est de Florac et au nord-ouest du Vigan sur la Fig.2.2). Les horizons supérieurs de ce granite sont générale-

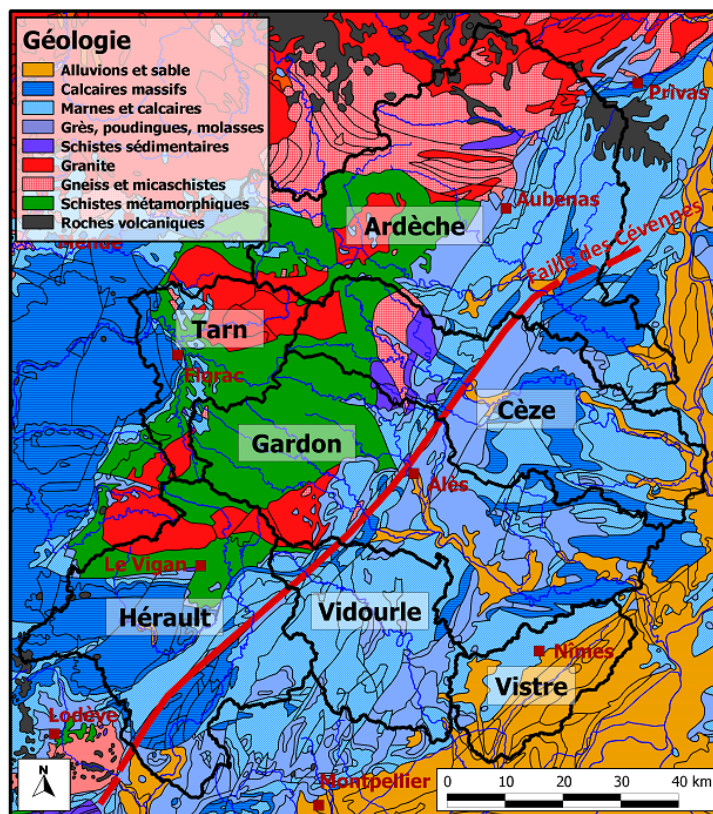


FIGURE 2.2 – Formations géologiques principales de la région Cévennes-Vivarais (source : carte lithologique du BRGM 1 :1 000 000).

ment altérés et forment un arène de plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

Des dépôts sédimentaires sont venus s'accumuler successivement sur le socle cévenol, sur une épaisseur de plus d'un kilomètre, entre le Trias et le Crétacé. Cette zone de dépôt constitue les plateaux des Causses (bande ouest de la carte sur la Fig.2.2), constitués de calcaires massifs datant du Jurassique, et toute la zone de plaine et de garrigues du sud-est de la région, situés sur des calcaires, marnes, dolomies du Jurassique (145 à 200 M.A.) et du Crétacé (95 à 135 M.A.) (triangle Nord-Est - Sud-Est - Sud-Ouest sur la Fig.2.2).

#### 2.1.4. Occupation des sols

L'occupation des sols est étroitement liée au relief (rendant ou non l'agriculture possible) et à la géologie (influençant les espèces végétales dominantes). Une carte de l'occupation des sols de la région, établie à partir des données CORINE (Coordination de l'information sur l'environnement) "Land Cover" de l'Union Européenne de 2006<sup>1</sup> est présentée sur la Fig.2.3.

Globalement, la région de plaine située sur la moitié sud-est est assez fortement agricole (vignobles notamment). Les zones non cultivées de cette région sont situées le plus souvent sur

1. [http://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr/donnees-ligne/t/methode-production-base-donnees.html?tx\\_ttnews\[tt\\_news\]=11268&cHash=88595af0806f46f2c8901fd438ea809f](http://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr/donnees-ligne/t/methode-production-base-donnees.html?tx_ttnews[tt_news]=11268&cHash=88595af0806f46f2c8901fd438ea809f)



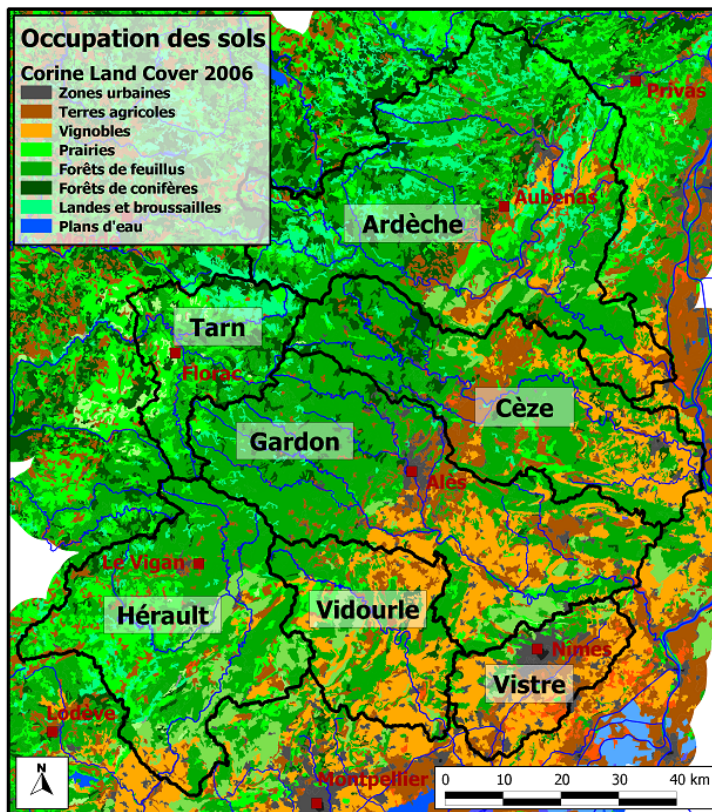


FIGURE 2.3 – Modes d’occupation des sols dominants de la région Cévennes-Vivarais (source : CorineLandCover 2006 - Résolution 1/100 000<sup>e</sup>). Les contours des principaux bassins versants sont représentés en noir.

des massifs calcaires affleurants, et c’est une végétation broussailleuse (garrigue) que l’on retrouve essentiellement. Sur les reliefs schisteux des Cévennes, où les pentes rendent l’agriculture difficile, la forêt domine. A basse altitude (< 400m), le chêne vert est très présent, progressivement remplacé par le châtaigner au delà, jusqu’à environ 800m d’altitude. Plus haut, sur les massifs granitiques les forêts de hêtres côtoient les résineux et la lande.

## 2.2. DONNÉES UTILISÉES

### 2.2.1. Les bases de données sol

Le modèle hydrologique utilisé nécessite le renseignement des caractéristiques des sols sur les bassins versants modélisés. Toutes ces informations sont tirées de deux bases de données cartographiques, la BD-sols Ardèche et la BD-sols Languedoc-Roussillon (Robbez-Masson *et al.*, 2000). Ces bases de données ont été constituées dans les années 2000, dans le cadre du programme IGCS<sup>1</sup> (Inventaire, Gestion et Conservation des Sols) de l'Institut National de la Recherche Agronomique (INRA). Les BD-sols cartographient les sols dominants de la région en unités cartographiques de sols (UCS). Parallèlement, les propriétés texturales, structurales, chimiques et les épaisseurs des horizons de sol identifiés lors de la réalisation de profils pédologiques sont renseignées et constituent les Unités Typologiques de Sol (UTS). Le lien entre UCS et UTS est fait statistiquement : la proportion (couverture spatiale relative) de chaque UTS présente au sein des UCS est donnée, sans indication sur sa localisation précise. Une description détaillée des informations contenues dans les BD-sols a été faite par Manus (2007). Sur la Fig.2.4a les différents types de sol (selon la nomenclature française de la Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols - CPCS de 1967) de la région sont représentés (UTS dominante au sein de chaque UCS), ainsi que les épaisseurs renseignées dans les BD-sols.

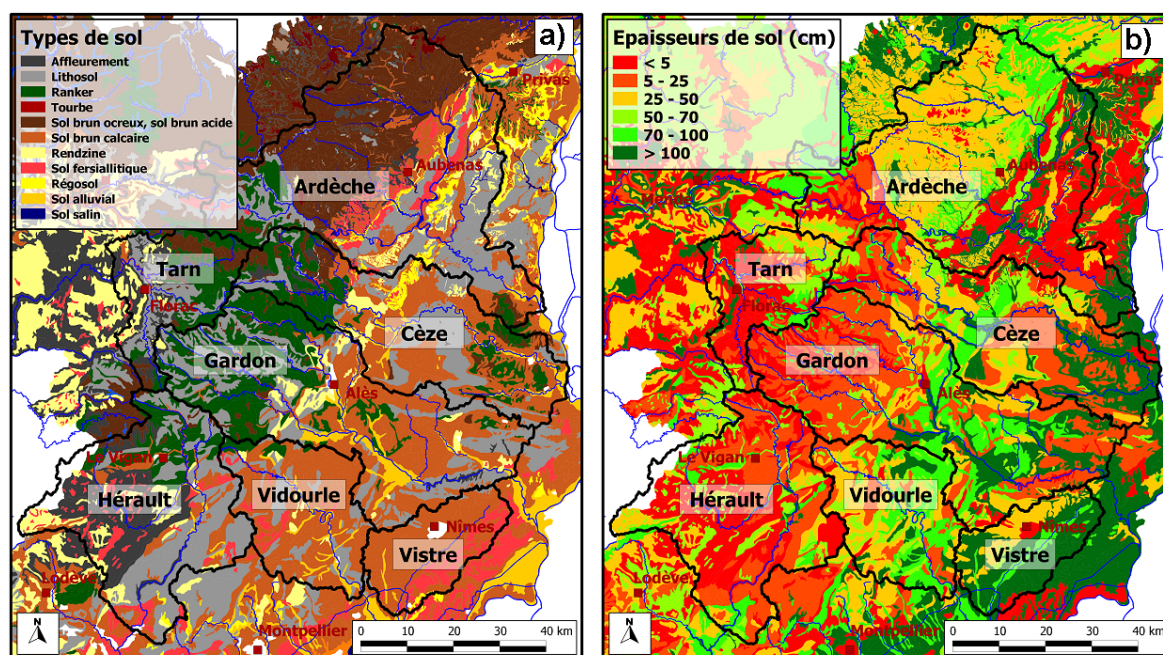


FIGURE 2.4 – Carte des types de sols selon la nomenclature CPCS (a) et carte des épaisseurs des sols cartographiées (b), d'après les données des BD-sols Languedoc-Roussillon et Ardèche. Sur ces cartes sont représentées les caractéristiques de l'Unité Typologique de Sol (UTS) la plus représentée au sein de chaque Unité Cartographique de Sol (UCS).

1. <http://www.gissol.fr/programme/igcs/igcs.php>

Les épaisseurs des sols de la région (Fig.2.4b) sont globalement assez faibles (généralement inférieure à 1 mètre), et semblent très liées à la nature des sols, qui apparaît elle-même étroitement liée à la géologie de la région, présentée sur la Fig.2.2. Par exemple, les zones de calcaire massif présentent des horizons superficiels très peu épais, de type lithosols (parfois même directement un affleurement rocheux). Les lithosols et les rankers, peu épais également, se retrouvent dans la zone des Cévennes schisteuses, où le relief et la pente semblent empêcher la formation de sols profonds. Les terrains marno-calcaires et cristallins sont recouverts par des sols bruns moyennement épais. Les sols les plus profonds sont situés sur les alluvions, dans la plaine.

Les propriétés hydrodynamiques des sols (teneur en eau, conductivité hydraulique) ne sont pas renseignées dans les BD-sols. Les valeurs des paramètres hydrodynamiques, à renseigner aux modèles hydrologiques distribués sont dérivées des propriétés texturales des sols, grâce à une loi de pédotransfert (Rawls & Brakensiek, 1985, par ex.). La texture (proportion relative d'argile, de limon et de sable) des sols de la région est représentée sous forme de triangles des textures (triangle des textures de l'USDA - United States Department of Agriculture) sur la Fig.2.5. Les sols de la région Cévennes-Vivarais sont assez hétérogènes, tant sur l'Ardèche (Fig.2.5b) que sur le sud de la région (Fig.2.5a), majoritairement limoneux et limono-sableux.

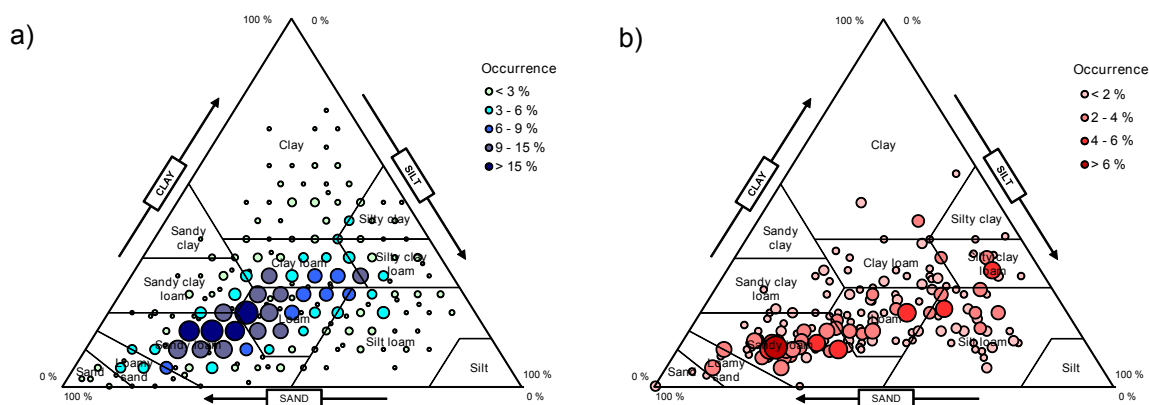


FIGURE 2.5 – Triangles des textures (nomenclature USDA) des horizons de sol renseignés dans les bases de données sols Languedoc-Roussillon (a) et Ardèche (b). La taille des bulles est proportionnelle à la fréquence d'apparition des textures dans la base de données.

### 2.2.2. Observations météorologiques

Différents types d'observations météorologiques sont utilisés dans le cadre de cette étude :

#### a. Réanalyses SAFRAN France

Les réanalyses météorologiques SAFRAN France (Quintana-Seguí *et al.*, 2008; Vidal *et al.*, 2010) fournissent au pas de temps horaire et sur une grille régulière (mailles de 8 km de côté) des valeurs horaires de précipitations liquides et solides, d'humidité spécifique, de température, de vitesse du vent, de rayonnement solaire incident et de rayonnement infrarouge descendant, ceci de 1958 à aujourd'hui. Les réanalyses SAFRAN sont utilisées comme forçage pluviométrique

ainsi que pour le calcul de l'évapotranspiration de référence (décrite dans la section 2.3).

Les données de précipitations (liquides et solides) de SAFRAN sont à considérer avec prudence. En effet, SAFRAN retranscrit correctement les cumuls pluviométriques événementiels ainsi que les heures de début et de fin d'épisode pluvieux. En revanche, l'information sur les intensités pluviométriques horaires n'est pas connue, si bien qu'au cours d'un épisode, l'intensité de pluie SAFRAN est constante ("créneau" de pluie) : elle correspond au cumul, divisé par la durée de l'épisode.

#### *b. Observations radar*

Des données issues des mesures radars sont disponibles pour les événements de pluie importants. Deux types de données radar sont utilisées dans ce travail :

##### – **Le produit radar opérationnel PANTHERE (Bousquet, 2009)**

Météo-France gère le réseau de radars météorologiques ARAMIS qui comporte à l'heure actuelle 24 radars bande C et bande S couvrant l'ensemble du territoire français. Les radars de Nîmes, Bollène et Sembadel présentent un intérêt majeur pour la surveillance de la région Cévennes-Vivarais : le radar de Nîmes couvre les bassins versants des Gardons, du Vidourle et de l'Hérault et le radar de Sembadel permet le suivi des précipitations cévenoles "débordant" sur le bassin de la Haute-Loire. Le radar de Bollène, opérationnel depuis 2000, a permis d'améliorer la couverture des bassins de l'Ardèche et de la Cèze.

Pour les radars de Nîmes et Bollène, les protocoles de balayage consistent en une série de trois balayages panoramiques (PPI) de six à huit angles de site à partir desquels une image cartésienne d'intensités pluvieuses est élaborée toutes les cinq minutes (domaine de  $512 \times 512 \text{ km}^2$ , maille de  $1 \text{ km}^2$ ). Les traitements des mesures radar assurés sur site par le calculateur CASTOR2 comprennent l'étalonnage électronique du radar, l'élimination des échos fixes selon un principe fondé sur la variance du signal radar tir à tir, la prise de moyenne du signal radar, la composition des sites -très simple actuellement puisque fonction uniquement de la distance au radar-, la conversion polaire - cartésien et l'application d'une relation réflectivité - intensité de pluie (relation Z-R) ;

##### – **Les produits de réanalyses radar TRADHy (Delrieu *et al.*, 2009)**

TradHy est un ensemble d'algorithmes de Traitements Régionalisés et Adaptatifs de Données radar pour l'Hydrologie. Il forme un logiciel modulaire regroupant des outils d'identification et de correction des sources d'erreurs affectant les données radar : identification dynamique des échos, identification des types de pluie, identification conditionnelle du profil vertical de réflectivité. TRADHy a été conçu au LTHE avec le soutien de la société ALICIME. Il a été évalué sur les données de l'expérience "Bollène 2002" (Delrieu *et al.*, 2009). Les données TRADHy des événements hydrométéorologiques récents (2000 - 2010) sont mises à disposition par l'OHMCV<sup>1</sup>.

1. <http://sevno1.ohmcv.fr>

c. Observations pluviométriques ponctuelles interpolées

Lorsque les données radar ne sont pas disponibles, ou dans le cadre d'études de sensibilité au forçage pluviométrique, des champs de pluie issus du krigeage ordinaire d'observations ponctuelles (pluviomètres horaires) sont employés. Ces champs ont une résolution spatiale de 1 km<sup>2</sup> et une résolution temporelle horaire. Les données de pluie krigées des événements hydrométéorologiques récents (2000 - 2010) sont mises à disposition par l'OHMCV. Ce sont des données événementielles uniquement (non continues dans le temps).

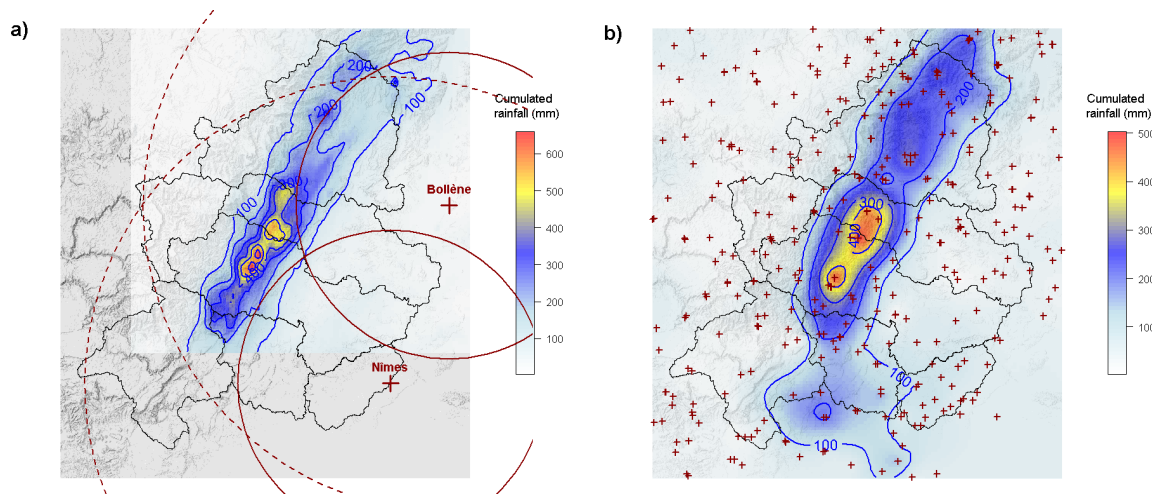


FIGURE 2.6 – Cumul de pluie événementiel (21-23 octobre 2008) issu du produit radar TradHy (a) et du krigeage des observations pluviométriques horaires (b). Les contours des grands bassins de la région sont dessinés en noir. Les emplacements des radars de Nîmes et Bollène sont indiqués sur la carte de gauche, avec les cercles de rayon 50 km et 100 km centrés sur l'emplacement de chaque radar. Les emplacements des postes pluviométriques sont marqués par des croix sur la carte de droite.

La Fig.2.6 est une illustration des cumuls pluviométriques événementiels (épisode du 21-23 octobre 2008) issus des données radar TradHy et des observations ponctuelles krigées. On remarque la structure globalement semblable entre les deux estimations, avec une description spatiale plus fine (moins lisse) du cumul pluviométrique radar. Des différences significatives entre les deux types d'estimations peuvent être constatées, et illustrent la nécessité de garder un regard critique sur les données pluviométriques utilisées en entrée des modèles hydrologiques distribués.

### 2.2.3. Observations des humidités du sol

Des mesures d'humidité réalisées sur 14 sites ont été analysées. Leur emplacement est indiqué dans le chapitre 5 sur la Fig.5.1. Elles sont issues de plusieurs sources. Des mesures de teneur en eau par TDR (Time Domain Reflectometry) ont été installées et maintenues entre 2005 et 2010 par l'UMR ESPACE<sup>1</sup> sur le bassin versant de Valescure (Tramblay *et al.*, 2010). D'autres sondes de type ThetaProbe ML2X (Delta-T Devices) ont été installées par l'UMR HydroSciences<sup>2</sup> sur 8 sites différents, situés sur les bassins du Lez, du Vidourle, et à Sumène (haut-bassin de l'Hérault)

1. <http://www.umrespace.org/>

2. <http://www.hydrosciences.org/>

sur différentes plages temporelles entre 2006 et 2011. Enfin, nous avons utilisé des données de teneur en eau collectées dans le cadre du réseau SMOSMANIA<sup>1</sup> (Soil Moisture Observing System - Meteorological Automatic Network Integrated Application) mis en place pour la calibration et validation des mesures spatiales d'humidité réalisées grâce au satellite SMOS (Calvet *et al.*, 2007; Albergel *et al.*, 2008).

Les observations d'humidité des sols sont généralement faites, pour un même emplacement, à différentes profondeurs (entre 2 et 4 profondeurs différentes). Une illustration de séries de teneur en eau du sol observées est présentée sur la Fig.2.7. Celles-ci ont été mesurées à 20 cm et 40 cm de profondeur sur le site des Matelles (bassin du Lez) pendant une année avec des sondes ThetaProbe.

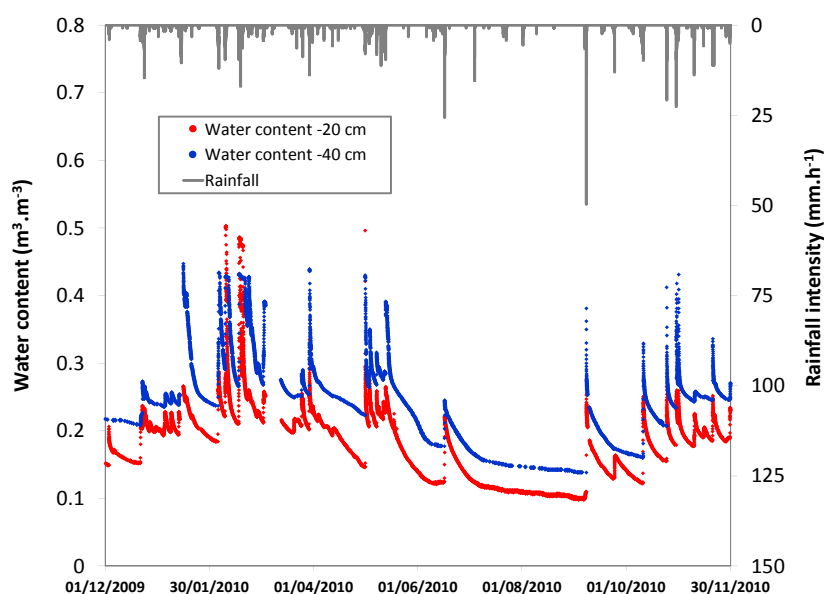


FIGURE 2.7 – Teneur en eau absolue du sol mesurée à 20 cm et à 40 cm de profondeur sur le site des Matelles. Provenance des données : Laboratoire HydroSciences Montpellier.

Ces observations sont utilisées soit pour être comparées aux teneurs en eau simulées par le modèle hydrologique, soit pour en dériver des informations sur la propension des sols à rester saturés ou non (durée moyenne de saturation).

#### 2.2.4. Observations des débits

Les observations de débit ont une importance particulière. La Fig.2.8 recense toutes les observations de débit utilisées au cours de ce travail.

##### *a. Débits mesurés aux stations hydrométriques*

Les données mesurées par 43 stations hydrométriques de la région ont été collectées et utilisées. Pour la plupart, les données ont été recueillies sur la base de données hydrométriques publique

1. <http://www.cnrn.meteo.fr/spip.php?article251>

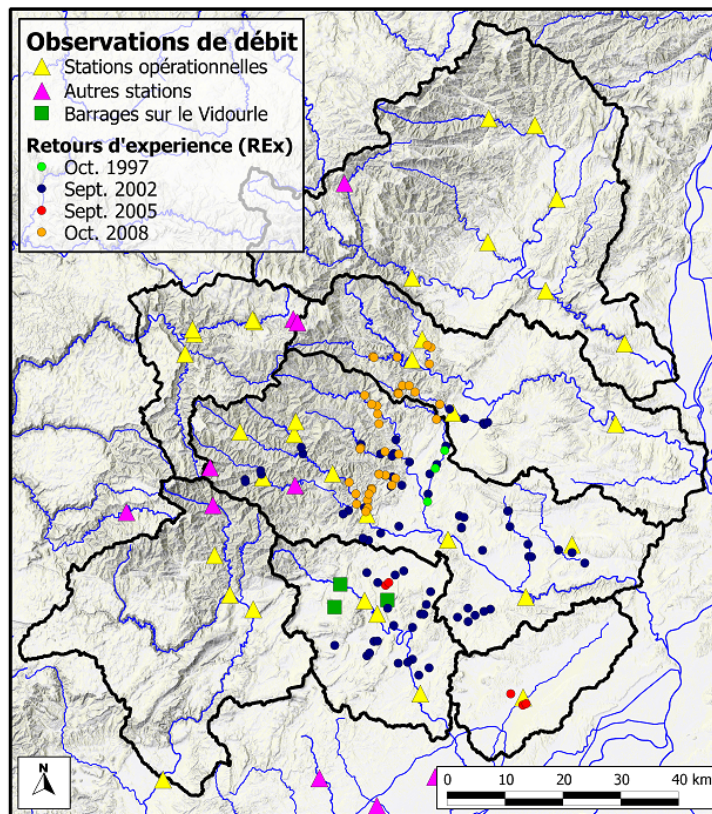


FIGURE 2.8 – Carte de l'ensemble des observations de débits utilisées.

Banque Hydro<sup>1</sup>. Les données extraites sont disponibles à pas de temps variable : une mesure de hauteur d'eau est conservée à un pas de temps donné dès qu'elle présente une variation supérieure ou égale à 5% de la valeur au pas de temps précédent. La transformation hauteur-débit est effectuée automatiquement à partir de la courbe de tarage présente dans la base de donnée. Les gestionnaires des stations hydrométriques de la région, fournisseurs des données recueillies sur la Banque Hydro, sont le Service de Prévision des Crues (SPC) Grand-Delta et la Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement (DREAL) Languedoc-Roussillon.

*b. Débits reconstitués en entrée des réservoirs artificiels*

Suite à la crue catastrophique de 1958, le Conseil Général du Gard (CG30) a fait construire entre 1967 et 1982 cinq ouvrages importants dans le but d'écarter les crues. Trois sont situés sur le haut Vidourle et ses affluents : le barrage de Conqueyrac (sur le Vidourle), celui de Ceyrac (sur le Rieumassel) et celui de la Rouvière (sur le Criulon). Le barrage de Sainte-Cécile-d'Andorge est, lui, construit sur le Gardon d'Alès, afin de protéger l'agglomération des crues rapides. Enfin le barrage de Sénéchas est situé à la confluence de la Cèze et de l'Homol, un de ses affluents, en amont de la commune de Bessèges. Le barrage de Sénéchas a par ailleurs un rôle de soutient d'étiage en période estivale<sup>1</sup>.

1. [www.hydro.eaufrance.fr](http://www.hydro.eaufrance.fr)



FIGURE 2.9 – Barrage de Sénéchas sur la Cèze (gauche) et de Ceyrac sur le Rieumassel, affluent du Vidourle (droite). Source : CG30.

Le CG30 a mis à disposition les mesures de hauteur d'eau enregistrées dans les ouvrages lors des événements de crue, notamment l'événement des 8 et 9 septembre 2002. A partir de ces mesures, et connaissant les lois de vidange des ouvrages en question (relation hauteur-débit sortant), il est possible de déduire un débit entrant dans le réservoir par simple bilan de masse, en négligeant le temps de transfert de l'eau dans les retenues. Selon Gaume *et al.* (2003b), les débits ainsi reconstitués en entrée des ouvrages représentent l'information hydrométrique la plus fiable dont nous disposons lors d'événements majeurs, tel que celui de septembre 2002. Dans ce travail, nous avons exploité uniquement les débits entrant reconstitués dans les trois barrages du bassin du Vidourle (Ceyrac, Conqueyrac, La Rouvière) lors de la crue de septembre 2002, et les débits entrants dans le barrage de la Rouvière lors de la crue de septembre 2005. Sur le bassin versant de l'Ardèche, plusieurs ouvrages EDF ont également une capacité d'écêtement des crues, même si ce n'est pas leur but premier. Il s'agit des barrages de Villefort et de Puy-laurent, situés sur le Chassezac. Ils n'ont cependant pas d'influence majeure sur les débits en crue, hormis en début d'épisode<sup>1</sup>.

*c. Débits de pointe estimés lors des retours d'expériences hydrologiques (REx)*

Les événements de crue les plus importants des 20 dernières années ont fait l'objet de retours d'expérience ("REx") hydrologiques (Gaume & Borga, 2008; Marchi *et al.*, 2010). Un retour d'expérience hydrologique consiste en une collecte d'informations effectuée postérieurement à l'événement (généralement plusieurs semaines voire plusieurs mois après), dans le but d'estimer les débits de pointe survenus en différents points du réseau hydrographique, et éventuellement de documenter la temporalité de la crue. Ces informations sont extrêmement précieuses pour la compréhension de ces événements, pour lesquels on ne dispose généralement que de peu d'observations fiables. Le manque de données disponibles a au moins deux origines : compte tenu de l'extension géographique limitée des épisodes, associée à la taille des cellules convectives, les zones touchées peuvent être faiblement ou pas du tout instrumentées ; de plus le caractère

1. source : Règlement de surveillance et de transmission de l'Information sur les Crues (RIC) du Service de prévision des crues Grand Delta. Préfecture du Gard. Direction Départementale des Territoires et de la Mer. 2011



extrême des phénomènes hydro-météorologiques qui, s'ils ne sont pas à l'origine de la destruction du matériel de mesure (voir l'image de droite sur la Fig.2.10), conduit à des débits de crue qui sortent largement des gammes de jaugeage (voir l'exemple sur le graphique de gauche de la Fig.2.10).

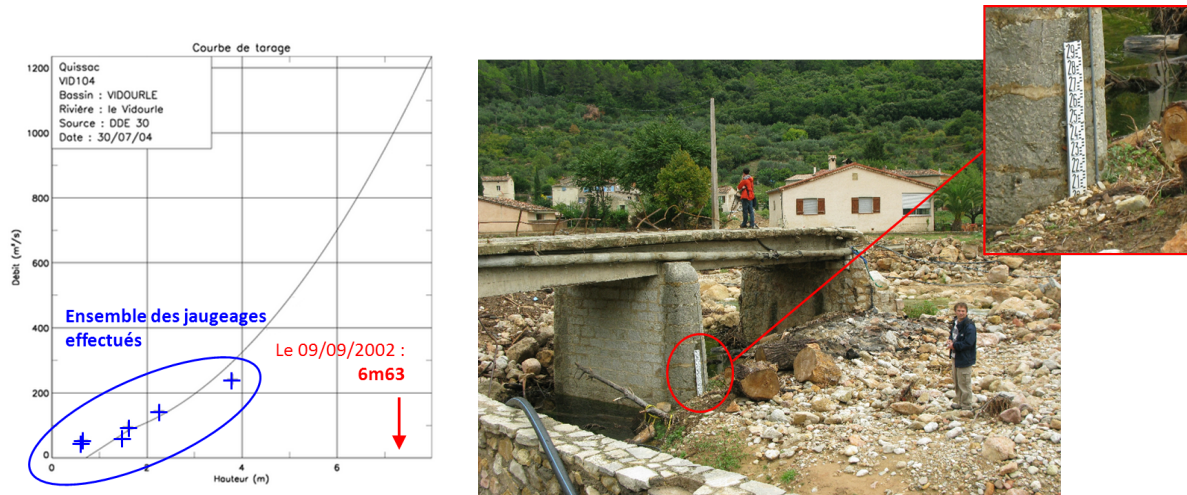


FIGURE 2.10 – Illustrations des problèmes de mesure de débit lors des crues rapide : hauteur d'eau mesurée en septembre 2002 sur le Vidourle à Quissac, largement hors de la gamme des jaugeages effectués (figure de gauche) ; limnimètre automatique retrouvé sous deux mètres de sédiments après la crue de la Nartuby à Rebouillon dans le Var, en juin 2010 (photographie de droite)

Lors des REx, l'estimation des débits de pointe se base sur le relevé des hauteurs d'eau maximales survenues lors de la crue, à l'aide des indices fournis par les laisses de crues (branchages et matériaux divers charriés lors de la crue, marques de niveau d'eau sur les murs des habitations). Dès lors, un levé topographique de la section transversale du cours d'eau concernée est effectué (à l'aide d'un tachéomètre, voir illustration sur Fig.2.11). La cote d'altitude des différentes laisses de crues est relevée par GPS, et permet ainsi d'avoir une idée précise de la pente de la ligne de surface libre du cours d'eau sur la longueur d'un tronçon.



FIGURE 2.11 – Illustration du levé de la section transversale d'un cours d'eau (ici la Nartuby lors du REx de l'événement de juin 2010 dans le Var)

Une fois la section levée et la pente estimée, l'estimation des vitesses au sein du cours d'eau est généralement faite au moyen de la formule de Manning, qui établit une relation entre la pente

locale et la vitesse de l'eau dans le cas d'un régime permanent, avec un équilibre parfait entre les forces de frottement et les forces de gravité. Une estimation de la rugosité du cours d'eau (coefficient de Manning-Strickler) est requise. Dans certains cas particuliers, comme la présence d'un seuil naturel par exemple, d'autres méthodes de calcul du débit de pointe peuvent être employées. Un recours à l'analyse de documents vidéos filmés par des riverains a également pu être effectué, dans le but d'estimer les vitesses de surface.

Au-delà de l'estimation des débits de pointe, lorsque la section levée est dans une zone urbanisée une enquête est généralement menée auprès des riverains afin d'obtenir une information sur la temporalité de la crue (notamment l'heure approximative de la pointe). Disposer d'information temporelle accentue la pertinence de la comparaison entre débits simulés par les modèles hydrologiques et débits estimés lors du REx (Gaume *et al.*, 2003b).

## 2.3. CLIMATOLOGIE ET BILANS HYDROLOGIQUES DE LA ZONE D'ÉTUDE

Une analyse des régimes hydrologiques de la région Cévennes-Vivarais est menée dans cette section, en comparant les précipitations (solides et liquides) moyennes mensuelles aux lames d'eau mensuelles écoulées en moyenne sur dix-neuf bassins versants. Outre les indications apportées sur le fonctionnement des bassins étudiés, l'établissement de bilans hydrologiques permet également d'effectuer une première critique des données.

### 2.3.1. Méthodologie

Les données de précipitations horaires liquides et solides issues de SAFRAN ont été interpolées pour obtenir les précipitations horaires moyennes spatiales sur chaque bassin. Une évapotranspiration de référence ( $ET_0$ ) moyenne spatiale est également calculée, grâce aux autres variables météorologiques fournies par les réanalyses. La formule employée pour le calcul de l' $ET_0$  est celle de Penman-Monteith (Monteith, 1965), avec la paramétrisation de la FAO (Allen *et al.*, 1998). Cette formule est donnée dans l'équation 2.1 :

$$ET_0 = \frac{\Delta(R_n - G) + \frac{\rho C_p \delta e}{r_a}}{\lambda[\Delta + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a})]} \quad (2.1)$$

Où  $\Delta$  est la pente de la courbe de pression de vapeur à la température moyenne de l'air ( $\text{kPa.K}^{-1}$ ),  $R_n$  est le rayonnement net ( $\text{W.m}^{-2}$ ),  $\rho$  est la masse volumique de l'air à pression constante ( $\text{kg.m}^{-3}$ ),  $C_p$  est la capacité thermique de l'air humide à pression constante ( $\text{J.kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ),  $\delta e$  est la différence entre la pression de vapeur saturante  $e_s$  et la pression de vapeur effective  $e_e$  ( $\text{kPa}$ ),  $r_a$  est la résistance aérodynamique ( $\text{s.m}^{-1}$ ),  $r_s$  est la résistance stomatique des feuilles au passage de la vapeur d'eau ( $\text{s.m}^{-1}$ ),  $\lambda$  est la chaleur latente de vaporisation de l'eau ( $\text{J.kg}^{-1}$ ),  $\gamma$  est la constante psychométrique ( $\text{kPa.K}^{-1}$ ) et  $G$  est le flux de chaleur dans le sol ( $\text{W.m}^{-2}$ ). Une description détaillée de la méthode et des étapes de calcul des variables intermédiaires est donnée dans la note de travail de Vannier & Braud (2010), disponible sur l'intranet du projet FloodScale<sup>1</sup>.

Les données SAFRAN sont disponibles de 1958 à 2009, deux possibilités existent pour le calcul des régimes hydrologiques et des bilans associés : la première est de considérer les précipitations moyennes mensuelles sur toute la plage temporelle, soit de 1958 à 2009, afin de disposer de moyennes mensuelles les plus précises possibles (on fait ici l'hypothèse "forte" d'un climat stationnaire sur la période 1958-2009). La seconde possibilité est de considérer les précipitations moyennes mensuelles sur la plage temporelle concomitante avec la plage temporelle des mesures de débits (en général 10 à 20 ans de mesures), ce qui semble intuitivement plus rigoureux

1. [https://floodscale.irstea.fr/intranet/memoires\\_rapports/rapports\\_recherche\\_wps/note\\_calcul\\_etp\\_ovannier\\_ibraud\\_actualise\\_fevrier2012/at\\_download/file](https://floodscale.irstea.fr/intranet/memoires_rapports/rapports_recherche_wps/note_calcul_etp_ovannier_ibraud_actualise_fevrier2012/at_download/file)

pour le calcul des bilans, mais expose les moyennes calculées à des incertitudes dues aux effets d'échantillonnage. C'est finalement la première option qui est retenue, afin de disposer d'estimations comparables entre elles, car calculées sur la même période. Le calcul de l' $ET_0$  moyenne est également effectuée sur toute la période 1958-2009. La Fig.2.12 présente une carte régionale de l'évapotranspiration de référence moyenne annuelle calculée à l'aide de l'équation 2.1 et des variables météorologiques des réanalyses SAFRAN. On observe une variabilité régionale, en grande partie due au relief (évapotranspiration de référence forte en zone de plaine, moins forte en montagne). Un gradient nord-ouest - sud-est se dessine assez clairement, avec les valeurs d' $ET_0$  moyenne annuelle les plus fortes ( $> 1050$  mm par an) sur le bassin versant du Vistre et au sud de la vallée du Rhône, et des valeurs minimales ( $ET_0 < 700$  mm par an) sur les crêtes du Vivarais (Ardèche) et en Lozère.

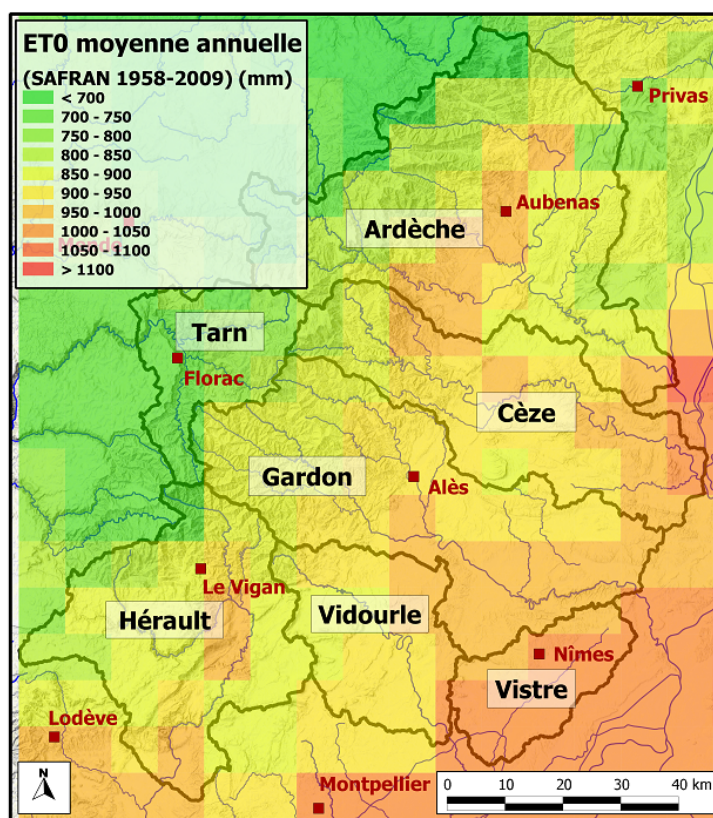


FIGURE 2.12 – Évapotranspiration de référence  $ET_0$  moyenne annuelle calculée sur la région Cévennes-Vivarais à partir des variables météorologiques SAFRAN 1958-2009 et sur la base de la formulation de Penman-Monteith de la FAO (Allen *et al.*, 1998).

Les données de débit sont les lames d'eau mensuelles issues de la Banque Hydro. Dans le but d'établir le régime hydrologique mensuel de chaque bassin, la moyenne des écoulements est calculée pour chaque mois. Afin de prendre en compte l'incertitude associée à l'estimation de la moyenne des débits mensuels (incertitude liée à la dispersion des valeurs et à la taille de l'échantillon), les quantiles d'estimation 2.5 % et 97.5 % des lames d'eau moyennes mensuelles sont également calculés, via la technique de "bootstrap" (Davison & Hinkley, 1997) qui permet de ne pas faire d'hypothèse sur la loi de distribution des débits mensuels. La Fig.2.13 présente le régime hydrologique moyen d'un des bassins étudiés, l'Auzonnet aux Mages ( $49 \text{ km}^2$ ), sous-

bassin de la Cèze. Ce bassin de faible altitude est peu soumis aux précipitations neigeuses, et son régime hydrologique est caractérisé par des écoulements relativement constants d'octobre à mai en moyenne, et très faibles en été, lorsque l'évapotranspiration de référence est maximale. La variabilité des écoulements mensuels est plus importante durant l'automne, certainement en raison de la grande variabilité des cumuls de pluie observés durant cette période.

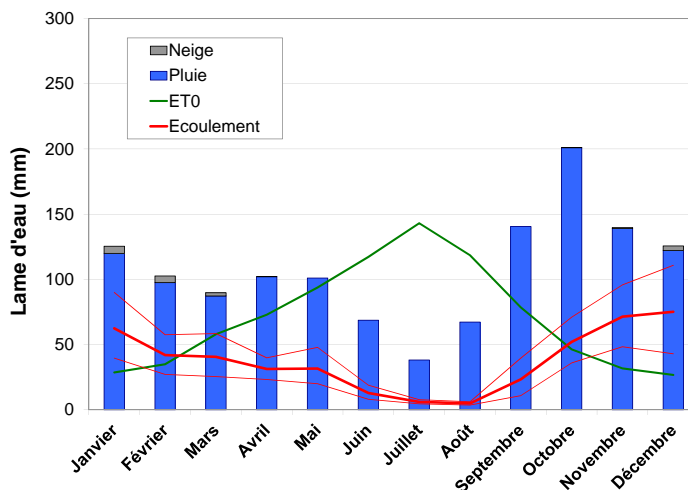


FIGURE 2.13 – Régime hydrologique moyen de l'Auzonnet au Mages (bassin de la Cèze). Les précipitations ainsi que l'évapotranspiration de référence ( $ET_0$ ) sont issues des variables météorologiques SAFRAN. Les traits rouges fins représentent les intervalles de confiance à 95 % sur la valeur de l'écoulement mensuel moyen, calculés par bootstrap.

### 2.3.2. Résultats

La Fig.2.14 présente une carte régionale des régimes hydrologiques et des coefficients de ruissellement annuels moyens sur dix-neuf bassins versants. Sur cette figure le cumul moyen annuel de précipitations calculé sur la période 1958-2009 avec les données SAFRAN est représenté en dégradé de gris. La signature de l'orographie sur les précipitations moyennes annuelles est nette. Les régimes hydrologiques des bassins versants de la région sont relativement semblables, tant d'un point de vue des précipitations que des écoulements mensuels. D'une manière générale, l'automne est la période la plus arrosée. C'est également à l'automne que les débits mensuels sont les plus élevés (avec l'hiver sur les bassins de montagne) et les plus variables. En période d'étiage estivale, les bassins de plaine (zone sud-est) présentent des écoulements extrêmement faibles, alors que les bassins situés plus en altitude, plus arrosés, présentent des écoulements plus marqués. Les cumuls de précipitations mensuels reçus par chaque bassin semblent assez corrélés à leur altitude. Il est intéressant également de constater que sur les bassins d'altitude, la valeur mensuelle des écoulements moyens en hiver est souvent supérieure à la valeur des précipitations sur ces mêmes mois. Ce résultat suggère la présence d'écoulements retardés, qui peuvent être dus à des stockages souterrains se vidangeant lentement, ou encore à un stock de neige produisant un écoulement retardé au fur et à mesure de sa fonte.

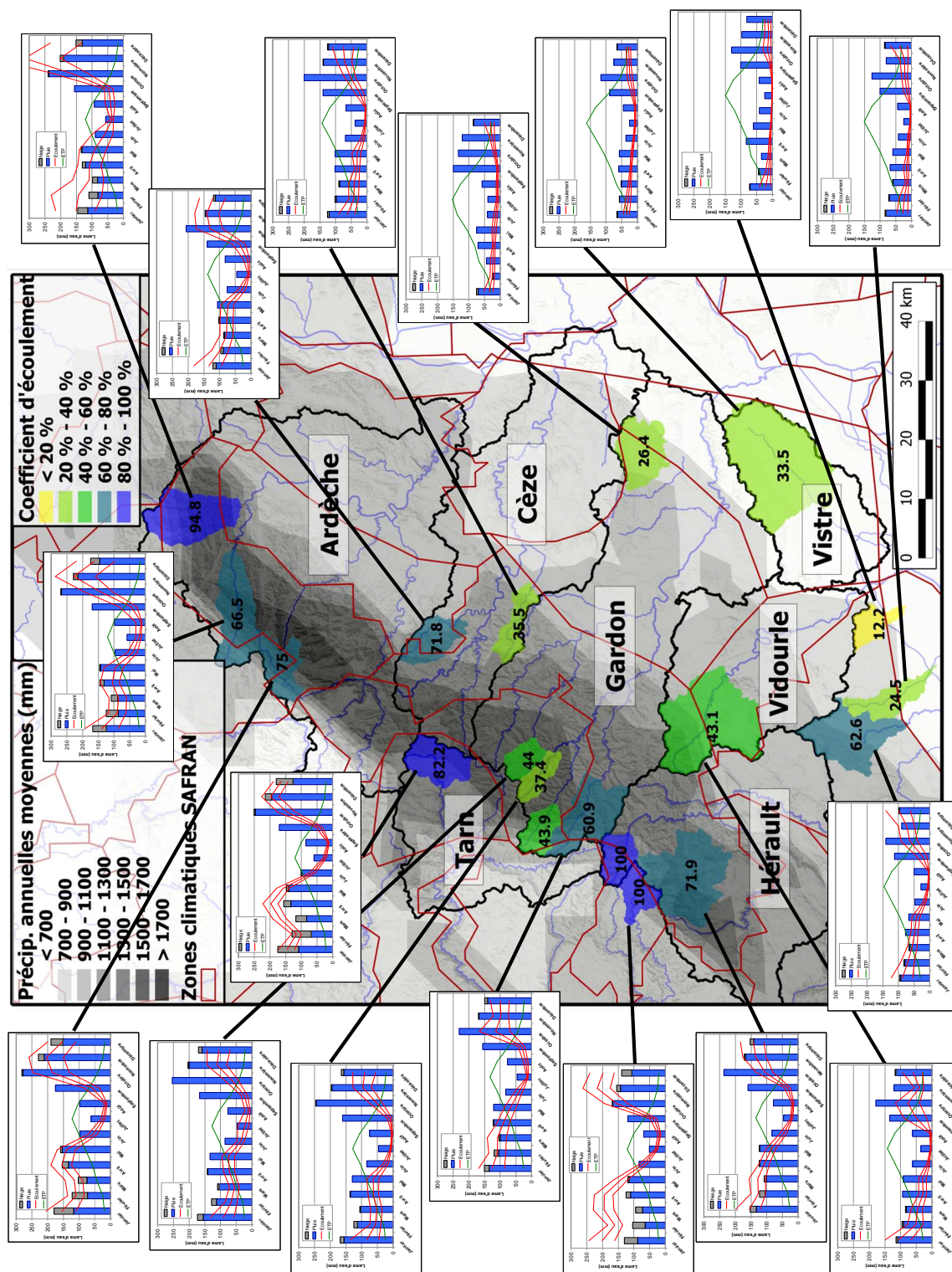


FIGURE 2.14 – coefficients d'écoulements annuels moyens et régimes hydrologiques moyens calculés sur dix-neuf bassins versants cénocentaux à partir des données de débit et des réanalyses météorologiques SAFRAN. La valeur du coefficient d'écoulement moyen calculé apparaît (en %) au centre de chaque bassin. Les graphiques de régime hydrologique sont similaires à celui de la Fig.2.13. Le fond de carte représente le cumul moyen annuel de précipitation calculé sur la période 1958-2009 avec SAFRAN (lissé). Les zones climatiques homogènes SAFRAN sont délimitées en rouge sur la carte.

Le coefficient d'écoulement moyen annuel est le paramètre le plus discriminant des dix-neufs bassins étudiés. Il est calculé comme le rapport des écoulements moyens annuels aux précipitations moyennes annuelles. Les valeurs de ces coefficients d'écoulement sont indiquées au centre de chaque bassin, sur la Fig.2.14 (valeur en %). Certains bassins (la Dourbie à Dourbies et l'Hérault à Valleraugue) présentent des valeurs de coefficient d'écoulement moyen annuel supérieures à 1 (ramenée à 100 % sur la figure), ce qui n'est théoriquement pas possible. De même, le bassin de la Volane à Vals-les-Bains a un coefficient d'écoulement moyen annuel de 0.95, ce qui est peu probable, même sous un climat très humide. Quatre autres bassins présentent des bilans hydrologiques irréalistes : en effet, si l'on considère qu'à l'échelle interannuelle la variation de stock d'eau au sein des bassins est négligeable, la différence entre précipitations ( $P$ ) et écoulement ( $E$ ) doit être égale à l'évapotranspiration réelle ( $ETR$ ) :

$$ETR = P - E \quad (2.2)$$

Il est ainsi possible de comparer l' $ETR$  à l'évapotranspiration de référence ( $ET_0$ ) calculée à partir des données météorologiques, afin d'y déceler d'éventuelles incohérences (Le Moine, 2008). La Fig.2.15 illustre cette comparaison pour les dix-neuf bassins étudiés. Pour trois bassins versants (Gardon de Saint-Martin, Gardon de Saint-Germain, Gardon de Sainte-Croix), la valeur calculée de l' $ETR$  moyenne est largement supérieure à l' $ET_0$  moyenne estimée, ce qui n'est pas totalement impossible, mais peu réaliste dans ce cas. Pour l'Auzonnet aux Mages,  $ET_0$  et  $ETR$  sont quasiment égales, ce qui est également sujet à questionnement.

Rappelons que l'évapotranspiration de référence  $ET_0$  est un indicateur de la capacité évaporative de l'atmosphère (dépendant donc des conditions de température, de vent, de rayonnement et d'humidité), définie comme l'évapotranspiration d'une surface végétale de référence, à savoir un couvert herbeux hypothétique avec des caractéristiques spécifiques. Sur la base de l'évaporation de référence, une évaporation potentielle ( $ETP$ ) est définie pour chaque type de végétation. L' $ETP$  résulte de la multiplication de l' $ET_0$  par un coefficient cultural ( $K_c$ ) propre au type de végétation et à son stade de croissance foliaire. L'évapotranspiration réelle  $ETR$  dépend pour sa part de l' $ETP$  et de la quantité d'eau disponible dans le sol (conditions d'humidité). Cependant, il apparaît que l' $ETP$  intégrée sur une année, que l'on peut assimiler à une borne maximale d'évapotranspiration annuelle pour chaque type de végétation, est généralement inférieure à l' $ET_0$  moyenne annuelle. Allen *et al.* (1998) rapportent ainsi des valeurs de coefficients culturaux moyens annuels (rapport entre  $ETP$  et  $ET_0$ ) souvent inférieures à 1 et rarement supérieures à 1.20, même pour des grands arbres. On peut donc faire l'hypothèse que sur les bassins versants étudiés, la valeur d' $ET_0$  est une borne supérieure de l' $ETR$ , et ainsi douter des mesures pour lesquelles l' $ETR$  dépasse ou presque la valeur calculée de l' $ET_0$ , comme proposé par Le Moine (2008).

En résumé :

- la Dourbie à Dourbies, l'Hérault à Valleraugue et la Volane à Vals-les-bains présentent une différence trop faible entre les précipitations moyennes annuelles et l'écoulement moyen annuel ;

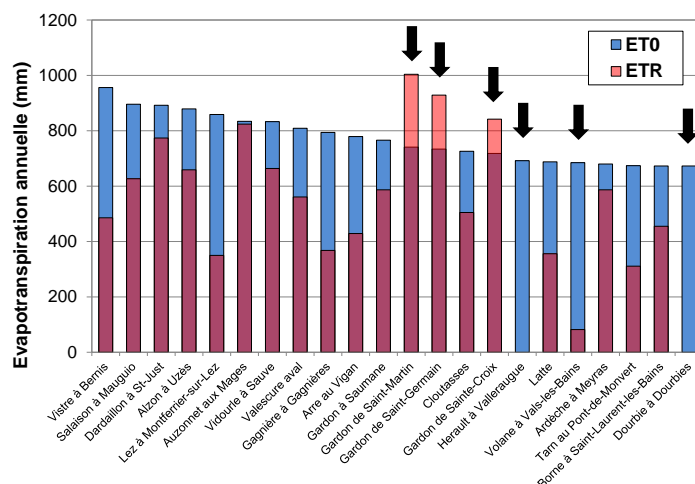


FIGURE 2.15 – Evapotranspiration de référence  $ET_0$  (en bleu) et évapotranspiration réelle  $ETR$  (en rouge) calculée par soustraction d'écoulement moyen annuel aux précipitations moyennes annuelles, sur chacun des dix-neuf bassins versants de l'étude. Les flèches noires indiquent les bassins pour lesquels le rapport  $ETR/ET_0$  semble anormal.

- le Gardon de Saint-Martin, le Gardon de Saint-Germain, le Gardon de Sainte-Croix et l'Auzonnet aux Mages présentent une différence trop grande entre les précipitations moyennes annuelles et l'écoulement moyen annuel.

L'emplacement de ces six bassins au bilan hydrologique suspect est indiqué sur la Fig.2.16a.

Des erreurs de mesures ou d'estimation des forçages atmosphériques comme des erreurs de mesure des débits peuvent être l'origine de ces bilans hydrologiques peu réalistes. Ceci est l'objet d'une discussion dans la section suivante. Malgré ces erreurs d'estimation détectées, on retiendra des comportements distincts entre les différentes sous-régions de la zone étudiée. Alors que les bassins de plaine (zone sud-est) présentent des coefficients d'écoulement relativement faibles (inférieurs à 0.4), les bassins situés sur les reliefs cévenols schisteux et surtout les bassins cristallins de l'Aigoual, du Mont-Lozère et des monts du Vivarais (bassins de montagne) présentent souvent des coefficients de ruissellement très élevés (10 bassins affichent un coefficient de ruissellement compris entre 0.6 et 0.8). Cette grande disparité est le résultat de conditions climatiques qui peuvent varier fortement entre les différentes sous-régions des Cévennes : d'un côté des bassins de plaine peu arrosés et assez arides, laissant peu d'eau s'écouler vers la rivière, de l'autre des bassins montagneux plus arrosés et boisés, laissant une grande partie de l'eau s'écouler vers l'exutoire. Il est probable que de manière conjointe (et liée), les conditions d'humidité des sols soient fortement impactées par les forçages climatiques, et soient donc assez hétérogènes au sein de la région cévenole. Étant donné les conséquences significatives que peut avoir l'état d'humidité sur la réponse de ces bassins en cas de crue (Tramblay *et al.*, 2010), c'est une donnée qu'il est nécessaire de prendre en compte dans la modélisation hydrologique distribuée que l'on souhaite mettre en place sur la région.



### 2.3.3. Discussion autour des bilans hydrologiques estimés

Les origines de termes irréalistes dans le bilan hydrologique (trop ou trop peu d'écoulement au regard des précipitations) peuvent être diverses :

- Une mauvaise estimation de la superficie des bassins, ce qui fausserait la conversion des volumes d'écoulement ( $m^3$ ) en lames d'eau (mm). Une mauvaise estimation de la superficie peut être due à l'imprécision du Modèle Numérique de Terrain, ou au fait que les limites du bassin versant hydrologique ne coïncident pas avec les limites du bassin versant topographique, en raison d'apports d'eau souterraine (cas courant des bassins versants karstiques) ;
- Une mauvaise estimation des précipitations moyennes sur les bassins en question. Les estimations des précipitations en zone de montagne sont connues pour être soumises à des incertitudes (Gottardi, 2009) ;
- Une mauvaise estimation des volumes écoulés sur les bassins en question. Une erreur récurrente de mesure sur les faibles débits peut avoir de grandes conséquences sur l'estimation des volumes d'eau mensuels écoulés sur les bassins versants.

Dans le cas des dix-neuf bassins étudiés, il est raisonnable d'écarter les erreurs d'estimation de superficie dues à l'imprécision du MNT. Une comparaison (non-décrite ici) de différents Modèles Numériques de Terrain (MNT 25m et 50m de l'IGN, SRTM 90m, ASTER 30m, VisualDEM 75m) pour l'extraction de bassins versants sur la région a été effectuée. Elle a montré que sur les zones montagneuses, la variabilité des superficies des bassins calculées avec les différents MNT était faible, avec moins de 5 % de différence entre les estimations pour un bassin versant d'une centaine de  $km^2$ . La dispersion (et donc l'incertitude) est généralement plus grande dans les zones de plaine, mais ce n'est pas le cas des bassins qui présentent des bilans hydrologiques irréalistes (Fig.2.16a). Ces bassins ne sont pas non plus des bassins karstiques. Il est donc raisonnable d'écarter l'hypothèse d'une mauvaise estimation de la superficie des bassins pour expliquer ces bilans hydrologiques.

Les erreurs de mesure des débits, notamment en basses-eaux, sont toujours possibles mais ça n'est vraisemblablement pas l'explication principale ici : il semble peu probable qu'à la fois deux des trois bassins ayant des coefficients de ruissellement trop élevés soient attenants (Dourbie et Hérault à Valleraugue), tout comme trois des quatre bassins présentant des valeurs d'écoulements trop faibles par rapport aux précipitations moyennes estimées (hauts bassins du Gardon). Cette proximité entre les bassins versants au bilan hydrologique irréaliste laisse plutôt penser à une erreur d'estimation des précipitations, à l'exception peut-être du bassin de la Volane, qui n'est pas situé au voisinage des autres.

Gottardi (2009) a développé une méthode d'interpolation des précipitations en zone de montagne (Alpes, Pyrénées, Massif Central) tenant compte des observations pluviométriques et nivales. Les estimations de précipitation moyenne annuelle issues de la méthodologie développée ont été comparées aux précipitations moyennes annuelles SAFRAN. Sur des bassins versant du massif central (Tarn, Aveyron, Agout), les estimations de précipitations moyennes annuelles is-

sues de la méthode développée par [Gottardi \(2009\)](#) sont supérieures aux précipitations moyennes annuelles SAFRAN de 8 % à 14 % (selon les bassins). Ces valeurs donnent une indication de l'ordre de grandeur d'une possible sous-estimation des précipitations par les réanalyses SAFRAN sur les bassins les plus élevés de la région (c'est le cas des bassins de Valleraugue et de la Dourbie, localisé sur les pentes du Mont-Aigoual).

L'erreur d'estimation des cumuls de précipitations issues des réanalyses météorologiques SAFRAN est donc certainement l'hypothèse la plus probable. A titre d'illustration, la Fig.2.16 montre deux cartes de cumuls de précipitations moyennes annuelles, estimés de deux manières différentes. La Fig.2.16a représente les cumuls moyens de pluie issues des réanalyses SAFRAN (résolution de  $8 \times 8 \text{ km}^2$ ) sur la période 1958-2009, tandis que sur la Fig.2.16b sont présentés les cumuls annuels moyens spatialisés estimés par krigeage des précipitations mesurées ponctuellement sur la période 1958-2000 ([Molinié et al., 2012](#)). Les cumuls krigés sont données à  $1 \text{ km}^2$  de résolution.

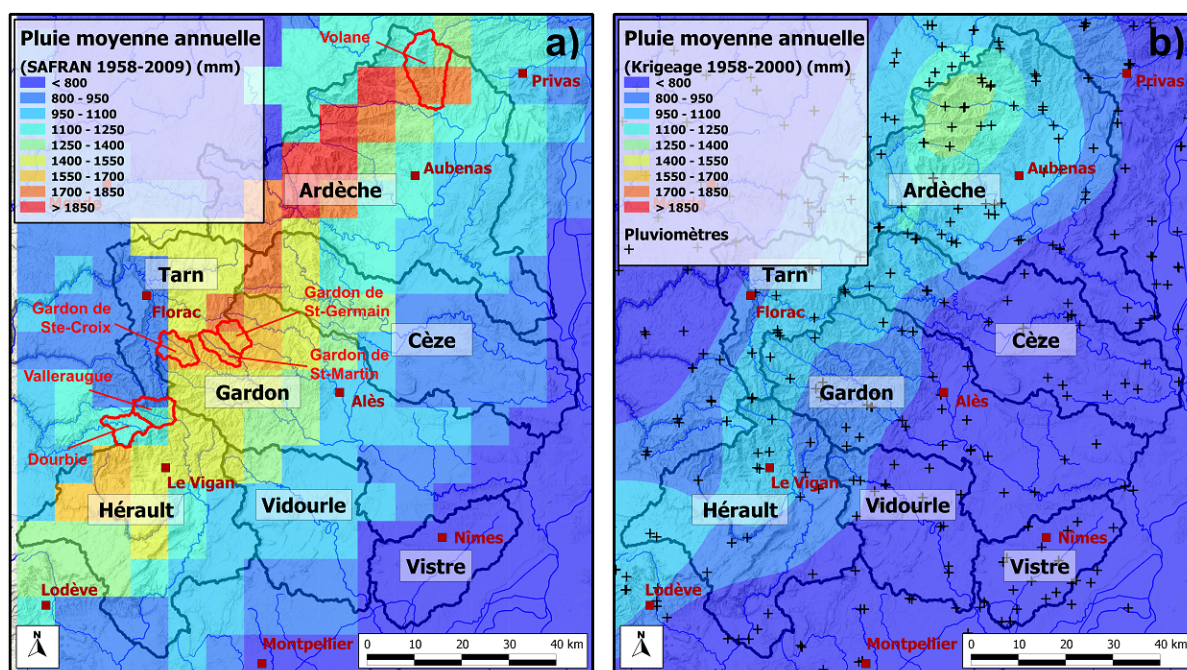


FIGURE 2.16 – Pluviométrie moyenne annuelle calculée sur la région Cévennes-Vivarais à partir des réanalyses météorologiques SAFRAN 1958-2009 (a) et à partir des données pluviométriques ponctuelles 1958-2000 krigées ([Molinié et al., 2012](#)) (b). Les six bassins pour lesquels le bilan hydrologique est douteux sont indiqués en rouge sur la figure de gauche.

Si la structure spatiale des cumuls annuels est globalement similaire entre les deux estimations, les cumuls sont localement très différents, ce qui illustre bien toute l'incertitude associée à l'estimation spatialisée des précipitations, sur les reliefs notamment. Les cumuls annuels moyens estimés par les réanalyses SAFRAN sont globalement bien supérieurs aux cumuls ponctuels krigés, mais ils présentent une structure spatiale moins lisse, en raison du découpage de SAFRAN en zones climatiques homogènes ([Vidal et al., 2010](#)). Ce découpage en zones est sans doute à l'origine d'une sous-estimation des précipitations sur les bassins de la Dourbie et de l'Hérault

à Valleraugue par exemple (Fig.2.14) qui appartiennent à une zone climatique distincte des bassins voisins. A l'opposé, il est également vraisemblable que SAFRAN surestime les précipitations moyennes mensuelles sur les hauts-bassins du Gardon (Gardon de Sainte-Croix, Gardon, de Saint-Germain, Gardon de Saint-Martin) tous trois situés dans la même zone climatique SAFRAN (Fig.2.14).

## 2.4. DESCRIPTION DE QUELQUES ÉVÉNEMENTS PASSÉS DE CRUES RAPIDES

Au cours des 20 dernières années, plusieurs événements hydrométéorologiques intenses ont touché la région Cévennes-Vivarais. Cette section ne vise pas une description exhaustive de tous les événements de crues récents, mais décrit certains épisodes marquants qui ont été étudiés dans cette thèse, et qui pour certains ont fait l'objet de simulations hydrologiques.

### 2.4.1. Événement des 6 et 7 octobre 1997 sur le bassin de l'Avène

L'étendue spatiale de cet événement hydrométéorologique intense est relativement limitée. Il a touché la région d'Alès, et plus particulièrement le petit bassin versant de l'Avène (57 km<sup>2</sup>), affluent du Gardon. Il a fait l'objet d'un retour d'expérience hydrologique et est décrit en détail dans Gaume *et al.* (2003a). La Fig.2.17 présente le cumul de pluie mesuré par le radar de Nîmes au cours de l'épisode : on voit que la moitié de la superficie du bassin versant a été touchée par des précipitations cumulées de plus de 250 mm. Des inondations ont été constatées à Salindres, Alès, Saint-Cristol-les-Alès. La commune la plus touchée semble avoir été Saint-Hilaire-de-Brethmas, située à l'aval du bassin de l'Avène. Gaume *et al.* (2003a) ont estimé des débits de pointe (et l'heure approximative de la pointe de crue) en plusieurs points du bassin versant. Ces localisations sont visibles sur la carte de droite de la Fig.2.17. Les auteurs rapportent un débit à l'exutoire compris entre 600 et 900 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>, correspondant à un débit spécifique compris entre 10 et 15 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>km<sup>-2</sup>. Ces valeurs classent cet événement "dans la gamme des crues remarquables répertoriées en France pour des bassins versants de surface équivalente".

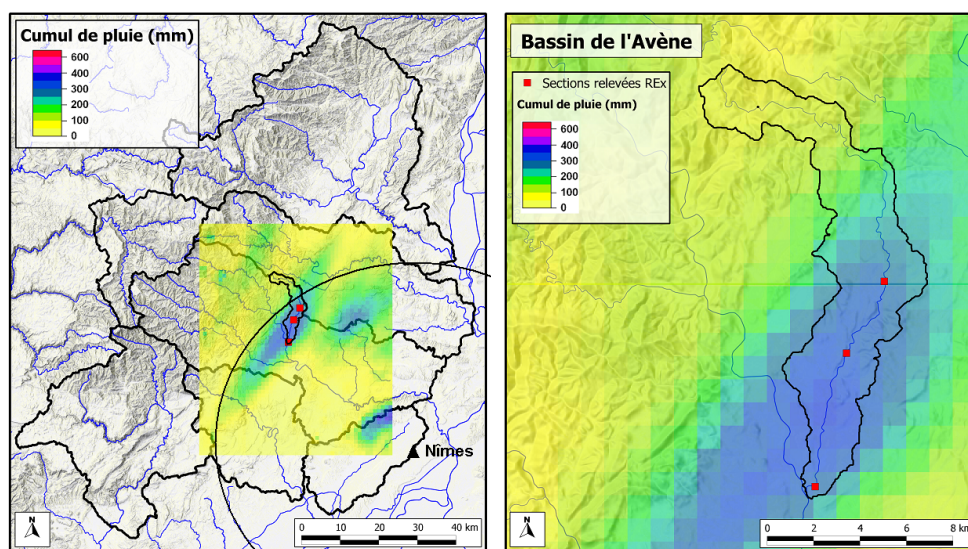


FIGURE 2.17 – Cumul de pluie vu par le radar de Nîmes lors de l'événement des 6 et 7 octobre 1997 sur la région (carte de gauche) et détail sur le bassin de l'Avène (carte de droite). L'emplacement du radar de Nîmes avec un cercle de rayon 50 km figure sur la carte de gauche.

### 2.4.2. Événement des 8 et 9 septembre 2002

L'épisode pluvieux qui a touché le sud de la France (et plus précisément le Gard, l'Hérault et le Vaucluse) les 8 et 9 septembre 2002 est un des plus violents exemples d'événements hydrométéorologiques qui peuvent toucher la région Cévennes-Vivarais. Les crues survenues lors de cet événement ont causé vingt-quatre victimes. L'événement a fait l'objet de nombreuses études et publications (Gaume *et al.*, 2003b; Gaume & Bouvier, 2004; Neppel, 2003; Fouchier *et al.*, 2004; Delrieu *et al.*, 2005; Ruin *et al.*, 2008; Bonnifait *et al.*, 2009; Manus *et al.*, 2009; Anquetin *et al.*, 2010; Braud *et al.*, 2010, par ex.), et en raison de son intensité est considéré par les services de prévision des crues comme l'événement historique de référence sur les bassins avals de la Cèze et du Gardon<sup>1</sup>.

La Fig.2.18 présente le cumul de pluie événementiel, survenu en moins de 24h, sur la région Cévennes-Vivarais. La zone touchée par des pluies cumulées d'au moins 300 mm est exceptionnellement grande, dénotant le caractère exceptionnel de l'événement pluvieux. Ponctuellement, jusqu'à 690 mm ont été mesurés en 24h. Neppel (2003) a estimé la période de retour des lames d'eau moyennes événementielles par bassin versant : > 500 ans sur le bassin du Gardon, de 200 à 300 ans sur le Vidourle et de 300 à 400 ans sur le bassin de la Cèze.

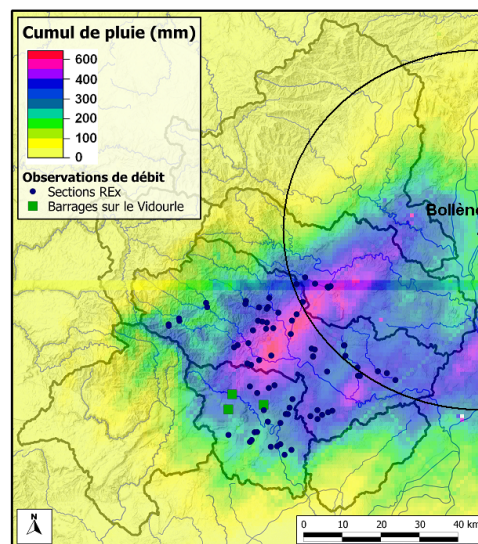


FIGURE 2.18 – Cumul de pluie vu par le radar de Bollène lors de l'événement des 8 et 9 septembre 2002 sur la région Cévennes-Vivarais. L'emplacement du radar et le cercle radar de rayon 50 km sont représentés.

Cet épisode de référence a fait l'objet d'un important retour d'expérience hydrologique, incluant l'estimation du débit de pointe en 77 points du réseau hydrographique (Gaume *et al.*, 2003b). Cette étude met en évidence le caractère exceptionnel des débits survenus sur certains bassins versant. Sur la partie centrale du bassin du Gardon et le nord du bassin du Vidourle, des débits spécifiques de pointe supérieurs à  $15 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$  (Galeizon, Alzon, Amous, Ourne,

1. source : Règlement de surveillance et de transmission de l'Information sur les Crues (RIC) du Service de prévision des crues Grand Delta. Préfecture du Gard. Direction Départementale des Territoires et de la Mer. 2011

Crieulon) ont été estimés, et même supérieurs à  $20 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$  sur quelques petits sous-bassin du Gardon, ce qui selon Gaume *et al.* (2003b) peut être qualifié “d’extraordinaires”.

Le travail de reconstitution a également conduit à une estimation des débits entrant dans les ouvrages de retenue présents sur le haut-Vidourle (barrages écrêteurs de crue du Conseil Général du Gard). La Fig.2.19, issue de Fouchier *et al.* (2004), montre les hydrogrammes reconstitués sur les trois retenues de Ceyrac, Conqueyrac et la Rouvière. A noter que le barrage le plus touché a été celui de la Rouvière, drainant le bassin du Crieulon ( $94 \text{ km}^{-2}$ ) qui a reçu plus de 500 mm de précipitations en 24h. Fouchier *et al.* (2004) estiment la période de retour de l’événement au barrage de la Rouvière comprise entre 500 ans et 1500 ans. Le barrage de la Rouvière n’a pas été capable d’évacuer les débits les plus importants survenus lors de cet épisode. Il y a donc eu une surverse par dessus le couronnement de l’ouvrage : la crue survenue a été supérieure à la crue maximale envisagée lors du dimensionnement de cet ouvrage en 1959 (crue de période de retour 5000 ans; les analyses faites *a posteriori* ont montré la sous-estimation des valeurs de débits pour cette valeur de période de retour de 5000 ans). Néanmoins, l’ouvrage n’a pas été endommagé par la crue.

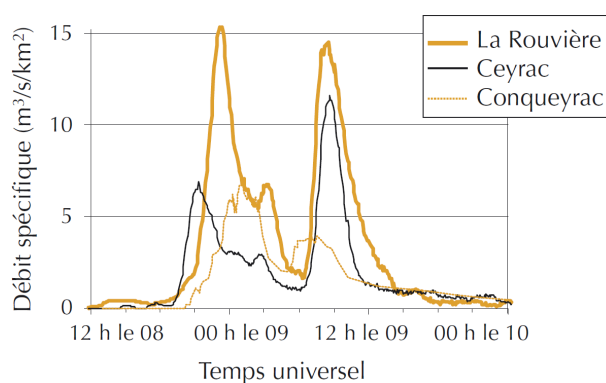


FIGURE 2.19 – Débits reconstitués en entrée des trois barrages écrêteurs de crue du bassin du Vidourle. Source : Fouchier *et al.* (2004)

De nombreux travaux de modélisation hydrologique ont étudié l’événement de septembre 2002, comparant notamment les débits simulés aux débits de pointe estimés lors du retour d’expérience. A l’aide d’un modèle simple se basant sur la fonction de production du Soil Conservation Service (SCS), Gaume & Bouvier (2004) ont été les premiers à simuler les débits survenus lors de l’épisode, mettant en évidence les déficits d’écoulement (quantité d’eau infiltrée dans les sols) très faibles (de l’ordre de 100 mm), et donc les coefficients d’écoulement très importants (parfois supérieurs à 90%) associés à cette événement exceptionnel. Par la suite, d’autres travaux, notamment de modélisation hydrologique distribuée (Manus *et al.*, 2009; Anquetin *et al.*, 2010; Braud *et al.*, 2010) ont confirmé ce constat tout en explorant de manière plus approfondie les processus hydrologiques intervenus lors de l’épisode.

### 2.4.3. Événement des 6-7 et 8-9 septembre 2005

Ces deux épisodes hydrométéorologiques notables ont affecté à deux jours d’intervalle les départements du Gard et de l’Hérault. En particulier, les bassins versants du Lez, du Vidourle et

du Vistre ont été touchés. Les dégâts provoqués n'ont été que d'ordre matériel avec notamment de nombreuses coupures de routes survenues dans cette zone de plaine. L'événement des 6-7 septembre 2005 a engendré des inondations importantes dans les centres-villes et environs de Montpellier et de Nîmes tandis que celui des 8-9 septembre a principalement touché la ville de Nîmes et la petite Camargue durant l'après-midi et la soirée du 8 septembre. Localement, les deux "sous-épisodes" ont pu apporter plus de 200 mm de pluie chacun. Les cartes des cumuls pluviométriques associés aux deux sous-épisodes (cartes issues du krigeage des mesures ponctuelles, de résolution 1 km<sup>2</sup>) sont présentées sur la Fig.2.20.

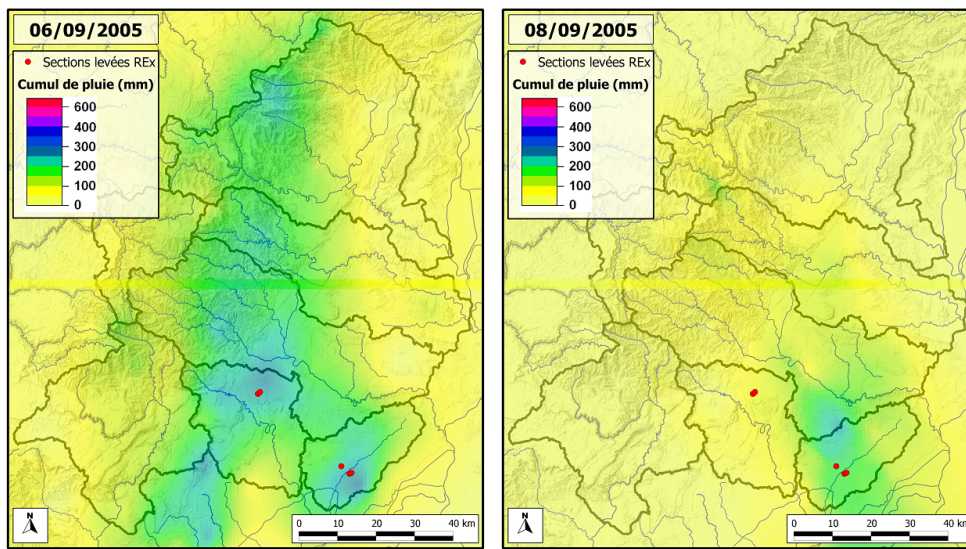


FIGURE 2.20 – Cumuls de pluie issus du krigeage des observations ponctuelles mesurées les 6-7 septembre 2005 (carte de gauche) et 8-9 septembre 2005 (carte de droite)

La particularité de cet événement est la succession, à quelques heures d'intervalle, des deux épisodes orageux. Si le premier est intervenu sur des sols particulièrement secs, le second a eu lieu sur des terrains largement humidifiés par le passage du premier sous-épisode, ce qui a joué un rôle important dans la réponse des bassins. Pour le premier "sous-épisode", Météo-France a émis une vigilance météorologique "rouge" (plus haut niveau existant), alors que pour le second, le bulletin de vigilance émis était "orange". Ceci a suscité de nombreuses interrogations sur la pertinence du bulletin de vigilance, qui est émis uniquement sur des critères de quantité de précipitations prévues, sans tenir compte de l'humidité initiale des bassins. Pour ces raisons, cet épisode météorologique avait été choisi pour être étudié dans le cadre de ce travail de thèse, en particulier avec l'idée de regarder l'impact des conditions initiales d'humidité des sols sur la réponse hydrologique des bassins versants lors du second "sous-épisode". Malheureusement, plusieurs raisons ont fait que le travail de modélisation autour de cet épisode n'a pas pu complètement être mené à bien : d'une part la nature des terrains touchés par les crues (zones très plates, zones urbaines de Nîmes et Montpellier), dont le fonctionnement hydraulique ne peut être représenté correctement au travers du modèle hydrologique utilisé. D'autre part la faible quantité d'observations de débits disponibles. Le "double épisode" de septembre 2005 a fait l'objet d'un retour d'expérience hydrologique, avec l'estimation de débits de pointe en 5 points, indiqués sur la Fig.2.20. Nous ne disposons en revanche pas d'informations sur la temporalité des débits de pointe estimés, si bien qu'il est difficile de dire si la pointe de la crue a eu lieu lors du premier

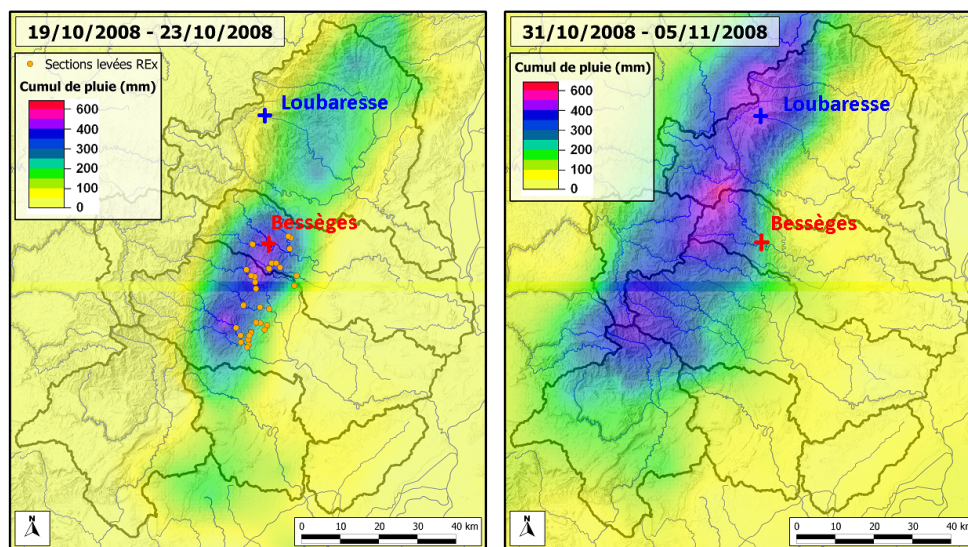


FIGURE 2.21 – Cumuls de pluie issus du krigeage des observations ponctuelles mesurées lors de l'événement du 19 au 23 octobre 2008 (carte de gauche) et lors de l'événement du 31 octobre au 05 novembre 2008 (carte de droite). Les croix bleu et rouge indiquent l'emplacement des pluviomètres de Bessèges et de Loubaresse (SPC Grand Delta).

ou bien lors du second “sous-épisode”, rendant par là délicat tout travail d'interprétation sur le déroulement hydrologique de l'événement.

#### 2.4.4. Événements d'octobre et de novembre 2008

Les reliefs cévenols ont été touchés par deux épisodes hydrométéorologiques importants successifs à la fin du mois d'octobre et au début du mois de novembre 2008. Le premier, relativement court, a eu lieu les entre le 19 et le 23 octobre (mais essentiellement les 21 et 22) au pied des premiers reliefs, apportant localement plus de 450 mm de précipitations, sur les bassin du Gardon et de la Cèze. Les communes de la Grand Combe et de Bessèges ont été particulièrement touchées. Le second événement a eu lieu une dizaine de jours plus tard, entre le 31 octobre et le 5 novembre, et s'est localisé plus haut sur les reliefs, au niveau des crêtes gardoises et ardéchoises en particulier. Cet événement moins intense mais plus long a également apporté d'importants cumuls de pluie (jusqu'à plus de 500 mm), sur une large étendue spatiale (Fig.2.21). L'épisode du 19-23 octobre est celui qui a créé le plus de dégâts sur la région Cévennes-Vivarais. Il a fait l'objet d'un retour d'expérience hydrologique, lors duquel les débits de pointe ont été estimés en 46 points du réseau hydrographique. Le second épisode a, lui, été à l'origine de crues importantes sur l'Ardèche (crue décennale du Chassezac) et de la Loire (crue proche de la période de retour 100 ans sur la Loire au niveau du barrage de Grangent). De par sa nature moins intense, le second épisode a moins affecté les petits bassins versants que le premier, et n'a pas été l'objet d'un retour d'expérience hydrologique.

La nature météorologique des deux épisodes est relativement différente : le premier, assez localisé a été relativement court et intense alors que le second, qui a touché une zone plus large, a duré plus longtemps et a été moins intense. La dynamique des épisodes est bien illustrée par



les deux hyetogrammes présentés sur la Fig.2.22, correspondant aux mesures des pluviomètres du Service de Prévision des Crues (SPC) Grand-Delta de Bessèges (bassin de la Cèze) et de Loubaresse (Haute-Ardèche). L'emplacement des deux postes pluviométriques est par ailleurs indiqué sur les cartes de la Fig.2.21. Le poste de Bessèges a essentiellement été touché par le premier épisode, avec la majorité des précipitations (390 mm) survenues en l'espace de 24h. Le pluviomètre de Loubaresse a lui été surtout affecté par le second épisode, aux intensités moins élevées (490 mm tombés en 3 jours).

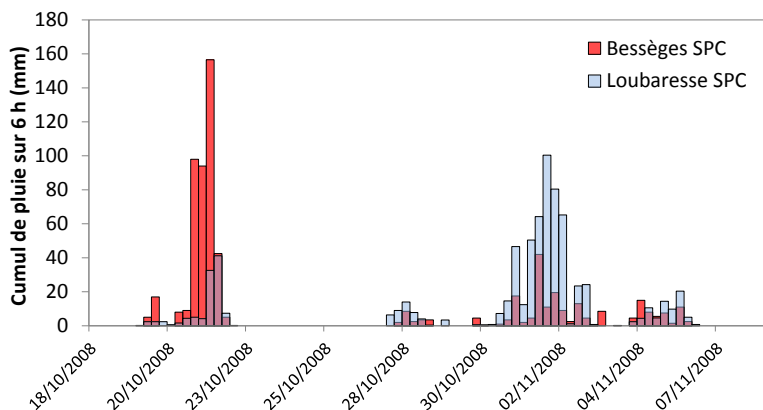


FIGURE 2.22 – Hyetogrammes (pluviométrie cumulée sur 6 heures) des pluviomètres de Bessèges et de Loubaresse (SPC Grand-Delta), lors des deux épisodes de 2008

Ce “double épisode” de l’automne 2008 est largement étudié dans ce travail de thèse. Le caractère successif des deux épisodes, leurs dynamiques différentes, la variété des zones touchées (piémont cévenol pour le premier épisode, reliefs schisteux et granitiques de la Lozère et de la haute Ardèche pour le second), ainsi que le nombre d’observations disponibles pour ces événements sont autant de facteurs qui nous ont incité à la mise en place des simulations.

# Chapitre 3

## Vers une modélisation hydrologique régionale

### Sommaire

---

3.1	Présentation du modèle CVN : version initiale et évolutions apportées . . . . .	82
	3.1.1 Présentation générale . . . . .	82
	3.1.2 Processus décrits et équations résolues dans le modèle CVN initial . . . . .	83
	3.1.3 Passage d'une modélisation événementielle à une modélisation continue : implémentation de l'évapotranspiration . . . . .	86
	3.1.4 Découpage de l'espace . . . . .	88
	3.1.5 Démarche de simulation . . . . .	90
3.2	Détermination des propriétés hydrodynamiques des sols . . . . .	91
	3.2.1 Utilisation d'une loi de pédotransfert pour l'estimation des paramètres à partir des propriétés texturales fournies par les BD-sols. . . . .	91
	3.2.2 Évaluation des conductivités hydrauliques à saturation estimées . . . . .	92
3.3	Simulations des événements de septembre 2005 : premiers résultats et tests de sensibilité aux propriétés des sols . . . . .	96
	3.3.1 Comparaison entre débits estimés et débits simulés . . . . .	96
	3.3.2 Discussion autour des résultats . . . . .	97
	3.3.3 Tests de sensibilité . . . . .	99
	a Conductivité hydraulique à saturation ( $K_s$ ) de surface . . . . .	100
	b Profondeur des sols . . . . .	101
3.4	Sensibilité à la condition limite de flux à l'interface sol-substratum : différences de comportement inter-bassins et inter-événements . . . . .	102
	3.4.1 Différence de comportement entre bassins versants lors de l'événement du 8-9 septembre 2002 . . . . .	103
	a Bassins du haut Gardon . . . . .	103
	b Bassin du Criulon . . . . .	104
	3.4.2 Simulation des teneurs en eau du sol . . . . .	105

3.4.3	Différence de comportement entre événements pour les bassins du haut Gardon . . . . .	109
3.4.4	Interprétation des résultats . . . . .	109
3.5	Analyse spatio-temporelle des résultats de simulation . . . . .	113
3.5.1	Cadre théorique . . . . .	113
3.5.2	Exemple de mise en œuvre : application au bassin du Gardon pour l'événement de septembre 2002 . . . . .	115
3.5.3	Comparaison de la "signature" de différents événements hydrométéorologiques . . . . .	118
3.5.4	Tests de sensibilité à la condition limite de flux et aux propriétés des sols	120
a	Sensibilité à la condition limite de flux à l'interface sol-substratum .	120
b	Sensibilité à la valeur du $K_s$ de surface . . . . .	121
3.5.5	Conclusion sur la méthode d'analyse spatio-temporelle . . . . .	123
3.6	Conclusion . . . . .	125

---

---

## RÉSUMÉ

Ce chapitre présente le modèle CVN, son fonctionnement, les modules qui le composent et les processus résolus, ainsi que les évolutions apportées au modèle pour qu'il fonctionne en continu. La méthode de détermination des propriétés hydrodynamiques des sols (conductivité hydraulique, teneur en eau à saturation) au moyen d'une fonction de pédotransfert est ensuite décrite et évaluée sur la base de la comparaison à des mesures de conductivité menées *in situ*. Puis le modèle est utilisé pour la simulation de l'événement qui a touché le sud de la région en septembre 2005. La sensibilité des résultats de modélisation aux propriétés des sols (conductivité hydraulique, profondeur), et à la condition limite du modèle est évaluée et discutée. Enfin, le cadre d'analyse spatio-temporel des résultats de modélisation proposé par (Viglione *et al.*, 2010b) est présenté et appliqué aux résultats du modèle CVN sur plusieurs événements hydrométéorologiques ayant touché divers bassins de la région.

## 3.1. PRÉSENTATION DU MODÈLE CVN : VERSION INITIALE ET ÉVOLUTIONS APPORTÉES

### 3.1.1. Présentation générale

Le modèle CVN, utilisé dans cette thèse, est un modèle construit dans la plate-forme de modélisation LIQUID (Viallet *et al.*, 2006; Branger *et al.*, 2010). La plate-forme LIQUID a été conçue par la société Hydrowide, en partenariat avec les laboratoires du LTHE, d'IRSTEA (Institut national de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture), et du LCPC (Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, aujourd'hui IFSTTAR - Institut Français des Sciences et Technologies des Transports, de l'Aménagement et des Réseaux). C'est une plate-forme dédiée à la modélisation des phénomènes physiques en science de l'environnement, en hydrologie en particulier, dont la structure est modulaire (Fig.3.1). Concrètement, la plate-forme LIQUID permet à ses utilisateurs de construire des modèles hydrologiques "à la carte", en couplant les modules désirés, chaque module résolvant un processus particulier (par ex. infiltration dans le sol, écoulement en rivière, etc.).

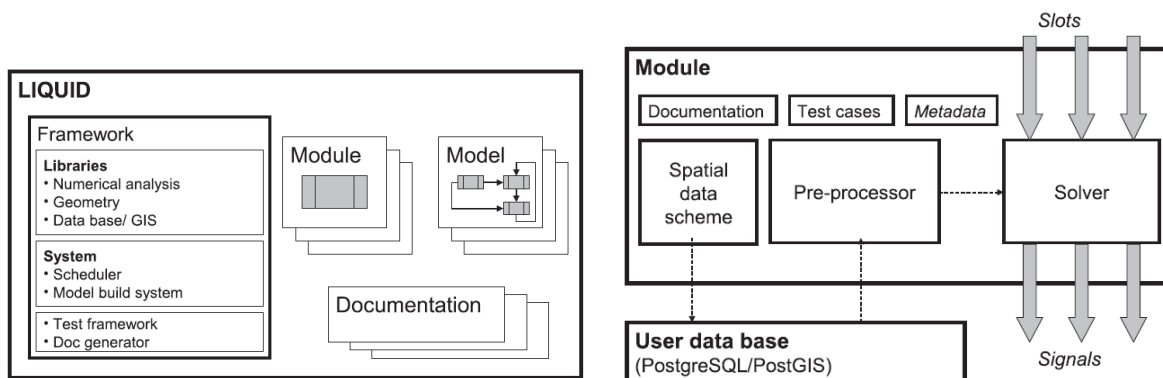


FIGURE 3.1 – Composants de la plate-forme de modélisation LIQUID (gauche) et représentation schématique d'un module (droite). Tiré de Branger *et al.* (2010).

Les modules de la plate-forme LIQUID sont conçus par les utilisateurs en fonction de leurs besoins. Une nomenclature commune entre les modules doit être respectée à propos des entrées et sorties. La réutilisation et la mutualisation des modules existants est malgré tout privilégiée. La plate-forme permet de coupler les différents modules pour créer des modèles. La plate-forme LIQUID s'occupe également de la gestion et de la planification des pas de temps de calcul. C'est ce qui fait une spécificité de cette plate-forme : chaque module fonctionne à son propre pas de temps (variable) dépendant de la nature du processus décrit, qui peut varier plus ou moins rapidement dans le temps. La plate-forme, *via* un ordonnanceur ("time scheduler"), effectue la coordination entre les pas de temps requis par les différents modules. Une autre spécificité des modèles construits avec LIQUID est que les modélisations distribuées associées ne reposent pas sur une discrétisation spatiale imposée. Le choix du découpage de l'espace est laissé libre à l'utilisateur, qui choisit la discrétisation la plus appropriée possible en fonction des processus décrits. Une description détaillée du fonctionnement de la plate-forme LIQUID est disponible

dans l'article de [Branger \*et al.\* \(2010\)](#) et dans la thèse de [Jankowsky \(2011\)](#).

Plusieurs travaux précurseurs (de thèse notamment) ont contribué à faire émerger les concepts implémentés ultérieurement dans la plate-forme LIQUID. C'est le cas de [Varado \(2004\)](#), qui a développé et utilisé le modèle REW v4.0, basé sur les concepts proposés par [Reggiani \*et al.\* \(1998, 1999\)](#), avant de le mettre en place sur le bassin versant de la Donga, au Bénin. [Varado \(2004\)](#) a également développé les modules de calcul de l'extraction de l'eau du sol par la végétation et d'évapotranspiration, et contribué à l'évaluation de la solution rapide de résolution de l'équation de Richards 1D proposée par [Ross \(2003\)](#) ([Varado \*et al.\*, 2006c,b](#)). Cette solution a ensuite été implémentée dans la première version de la plate-forme de modélisation LIQUID, et utilisée en multi-colonnes sur un bassin versant indien (Maheshwaram, Andhra Pradesh) dans la thèse de [De Condappa \(2005\)](#).

Parmi les travaux qui ont contribué historiquement au développement des modélisations hydrologiques distribuées dans LIQUID, on peut également citer la thèse de [Branger \(2007\)](#), au cours de laquelle ont été développés des modules d'écoulements latéraux en zone saturée (WTI et WTRI), un module d'écoulement en parcelle drainée (SILASOL) et un module de haie (HEDGE), puis le module d'écoulement en rivière (RIVER1D). La thèse de [Dehotin \(2007\)](#) s'est focalisée sur le découpage de l'espace le plus approprié à la prise en compte des hétérogénéités dans la modélisation hydrologique distribuée, appliquée aux grand bassin versant de la Saône. Des modules d'écoulements en zone saturée sur maillage irrégulier (BOUSS2D) et d'échange nappe-rivière (GWRI) ont aussi été proposés. La thèse de [Jankowsky \(2011\)](#) s'est également intéressée à des questions de découpage de l'espace, mais dans un contexte d'hydrologie péri-urbaine, sur deux petits bassins de la région lyonnaise (la Chaudanne, 4.1 km<sup>2</sup> et le Mercier, 7 km<sup>2</sup>). Plusieurs modules ont été développés dans le cadre de cette thèse, en particulier un module d'écoulement de surface (OLAF), un module d'écoulement en parcelle urbaine (URBS) et un module de lac (SISTBA).

Le modèle CVN, décrit en détail dans ce qui suit, a pour sa part vu le jour grâce au travail de Claire Manus ([Manus, 2007, 2008](#); [Manus \*et al.\*, 2009](#)), qui a assemblé une partie des modules développés précédemment au sein de LIQUID pour créer un modèle événementiel adapté à l'étude des crues rapides en région méditerranéenne. Ce modèle a également été utilisé par [Vannier \(2009\)](#), [Anquetin \*et al.\* \(2010\)](#) et [Braud \*et al.\* \(2010\)](#).

### 3.1.2. Processus décrits et équations résolues dans le modèle CVN initial

Le modèle CVN, dans sa version initiale, est un modèle événementiel de production et de routage du ruissellement. Il repose sur 2 modules principaux, régissant respectivement le transfert vertical de l'eau dans le sol, et la propagation de l'écoulement dans le réseau hydrographique.

#### *Transfert de l'eau dans le sol*

Le module FRER1D ("Fast Richards' Equation Resolution 1D") est dédié au transfert vertical de l'eau dans le sol, en zone saturée et non-saturée. Ce module est basé sur la méthode

de résolution rapide de l'équation de [Richards \(1931\)](#) proposée par [Ross \(2003\)](#). Il s'agit d'une résolution non-itérative (et donc moins coûteuse en temps de calcul), contrairement à ce qui est couramment implémenté dans les codes tels que HYDRUS ([Simunek et al., 1999a](#)). [Crevoisier et al. \(2009\)](#) ont mis en évidence la stabilité et la robustesse de la solution de [Ross \(2003\)](#), et sa supériorité par rapport aux méthodes itératives dans des conditions numériquement défavorables. Dans ce document, nous ne détaillerons pas cette méthode. Pour plus de précisions, se référer à l'article de [Ross \(2003\)](#).

Le sol est découpé en colonnes, chacune étant discrétisée verticalement en cellules. Les colonnes de sol ont des épaisseurs variables, dépendant de la profondeur renseignée des sols (dans cette étude, l'information sur les profondeurs de sol est donnée par les BD-sols). La géométrie des colonnes en surface est variable également : elle dépend du type de discrétisation spatiale utilisé. Le choix de l'épaisseur des cellules verticales est laissé libre à l'utilisateur. Suite à des tests de sensibilité ([Vannier, 2009](#)), nous avons retenu une épaisseur de 2.5 cm. Des épaisseurs de cellule de 1 cm, 2.5 cm, 5 cm et 10 cm ont été testées. Cette étude de sensibilité a montré que sur les sols de la région Cévennes-Vivarais, les résultats obtenus avec des cellules de 2.5 cm d'épaisseur ne sont pas dégradés par rapport aux résultats obtenus avec 1 cm d'épaisseur (contrairement aux résultats obtenus avec des cellules plus épaisses). Le gain en temps de calcul est en revanche significatif : le temps de calcul est réduit de moitié dans le cas de l'utilisation de cellules de 2.5 cm plutôt que 1 cm.

La méthode de résolution de [Ross \(2003\)](#) implémentée dans FRER1D autorise la colonne de sol à être constituée d'horizons de sols aux propriétés hydrodynamiques différentes. Le calcul des flux s'effectuant aux interfaces des cellules, les propriétés hydrodynamiques propres aux interfaces doivent être estimées. Lorsque l'interface se trouve à la limite de deux horizons aux propriétés différentes, une moyenne des propriétés des horizons est calculée. Comme les BD-sols Ardèche et Languedoc-Roussillon décrivent les différents horizons des sols ainsi que leurs épaisseurs, ces horizons sont renseignés tels quels pour utilisation par le module FRER1D.

La condition limite en bas de la colonne de sol peut être de deux types : un flux nul, ou un flux libre gravitaire (correspondant à un gradient de charge unitaire). Cette dernière permet la simulation d'un écoulement profond (lié à un substratum rocheux perméable par exemple), "perdu" pour le modèle. Les deux configurations (schématisées sur la Fig.3.2) sont testées dans cette thèse.

Le module FRER1D est ainsi capable de représenter différents processus de genèse du ruissellement :

- ruissellement par dépassement des capacités d'infiltration des sols ([Horton, 1933](#));
- ruissellement dû à la saturation du (ou des) horizon(s) de surface (saturation par le haut), si les horizons situés en profondeur sont moins conducteurs par exemple. C'est une saturation perchée (nappe perchée) qui correspond à des observations effectuées sur certains bassins méditerranéens ([Latron & Gallart, 2008](#), par ex.).

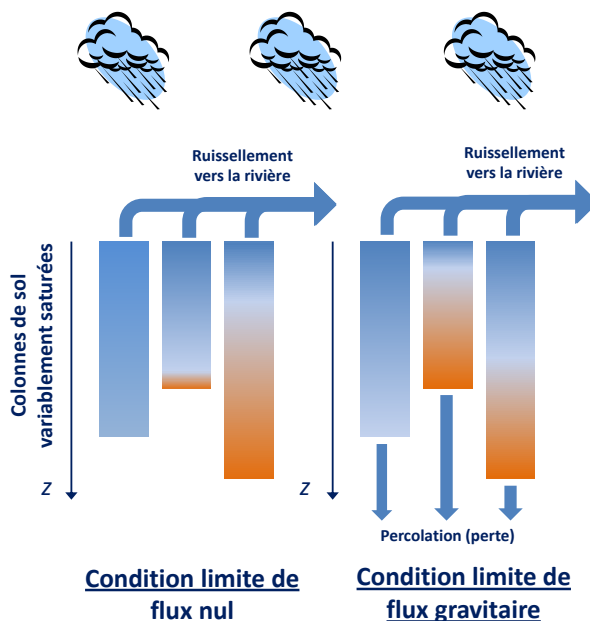


FIGURE 3.2 – Les deux types de condition limite de flux en bas de colonne de sol (interface sol-substratum) du module FRER1D.

- ruissellement dû à la saturation complète du profil de sol (Dunne & Black, 1970) (saturation par le bas), même si les écoulements latéraux de subsurface à l’origine de la saturation préférentielle des zones situées en bas de versant, décrits par Hewlett & Hibbert (1967) notamment, ne sont pas présents ;

### Écoulement en rivière

Le module RIVER1D (Branger *et al.*, 2010) est un module de routage de l’écoulement le long du réseau hydrographique. Il effectue une résolution de l’équation de l’onde cinématique unidimensionnelle. Les valeurs de pente moyenne par tronçon de rivière, de coefficient de Manning-Strickler, ainsi que la géométrie de la section du cours d’eau doivent être renseignés pour le module RIVER1D.

Dans les simulations effectuées sur la région Cévennes-Vivarais, une valeur constante du coefficient de Manning a été utilisée, égale à  $0.05 \text{ s.m}^{-1/3}$ . Cette valeur est une valeur intermédiaire entre les valeurs couramment utilisées pour décrire la rugosité du lit “propre” des rivières ( $< 0.025 \text{ s.m}^{-1/3}$ ) et les valeurs employées pour quantifier la rugosité du lit majeur et des plaines d’inondation boisées ( $> 0.075 \text{ s.m}^{-1/3}$ ).

La largeur de la section des cours d’eau est variable, et dépend de la superficie de bassin versant drainé. Une relation empirique a été établie sur la base d’une centaine de sections en travers mesurées dans le cadre des retours d’expériences (REx) hydrologiques. La relation employée entre la largeur  $W$  (en m) de la section et l’aire drainée  $A$  (exprimée en  $\text{km}^2$ ) est la suivante :

$$W = 4.158 A^{0.4595} \quad (3.1)$$



### *Transfert du ruissellement vers la rivière*

Le module PEM (“Ponding Extraction Flux”) fait le lien entre le ruissellement de surface (“ponding”) produit par le module FRER1D et l’écoulement en rivière. PEM transforme la lame d’eau de ponding en flux qui est envoyé instantanément dans le brin de rivière le plus proche. Du fait de ce transfert instantané, le modèle ne représente pas la phase de ruissellement de surface qui a lieu avant que l’eau n’intègre le réseau hydrographique. Au vu de la discrétisation adoptée (décrite plus loin), basée sur des mailles de moins de 0.5 km<sup>2</sup> de superficie, cette durée de ruissellement est jugée négligeable. Si on considère une distance maximale à parcourir pour l’eau qui ruisselle jusqu’à la rivière de 1 km (cas défavorable), effectuée à une vitesse de 0.5 m.s<sup>-1</sup>, le temps de transfert maximum “négligé” est de 30 minutes. A l’échelle des plus petits bassins étudiés, cette valeur de 30 minutes pourrait malgré tout être considérée comme non-négligeable dans certains cas. L’implémentation d’une représentation du ruissellement de surface dans le modèle pourra dans le futur venir combler ce manque.

### **3.1.3. Passage d’une modélisation événementielle à une modélisation continue : implémentation de l’évapotranspiration**

Dans la configuration décrite au dessus, correspondant à la version initiale, CVN est un modèle événementiel capable de générer du ruissellement de surface, et de le transférer le long du réseau hydrographique. Un des premiers objectifs de la thèse a été de faire évoluer le modèle vers une version capable de fonctionner en continu. La prise en compte des processus d’évapotranspiration devait donc être implémentée dans la modélisation. Comme l’ont montré entre autres les travaux de [Berthet et al. \(2009\)](#) et [Tramblay et al. \(2010\)](#), une description correcte des conditions initiales d’humidité des sols est nécessaire pour simuler la réponse en crue des bassins versants. La problématique de l’initialisation du modèle peut-être résolue efficacement en utilisant une modélisation fonctionnant en continu, même si cela nécessite l’introduction de nouveaux processus et donc des besoins plus importants en termes de forçage et de paramètres.

Pour que le modèle fonctionne en continu, deux étapes ont été réalisées :

1. **Couplage des modules de végétation.** Les modules de végétation proposés par [Varado \(2004\)](#) ont été implémentés dans la plate-forme de modélisation LIQUID (antérieurement à cette thèse) et couplés au module FRER1D au cours de la thèse. Il s’agit des quatre modules suivants :
  - i) CRLINPG représente la croissance végétale (notamment de la surface foliaire). Dans la modélisation employée, la croissance végétale n’est pas simulée mais simplement prescrite. Les coefficients cultureux ( $K_c$ ) et le LAI ont une dynamique d’évolution mensuelle propre à chaque type de végétation. Les valeurs prescrites des coefficients cultureux sont tirées de [Allen et al. \(1998\)](#). La dynamique temporelle du LAI est reprise de ([De Condappa, 2005](#)) et de la base de données ECOCLIMAP<sup>1</sup> ([Masson et al., 2003](#)) ;

---

1. <http://www.cnrm.meteo.fr/spip.php?rubrique183>

- ii) ETPART partitionne l'évapotranspiration potentielle en évaporation potentielle et en transpiration potentielle sur la base d'une loi de type Beer-Lambert. La valeur de transpiration potentielle est transmise aux modules ROLI et VEGINT ;
- iii) VEGINT calcule une interception de la pluie par la végétation. La végétation est associée à un réservoir d'interception, qui se remplit en cours d'événement pluvieux et se vide ensuite par évaporation. La capacité maximale du réservoir évolue au cours de la saison : elle dépend de l'indice de développement foliaire (LAI). La formulation de l'évolution du niveau du réservoir est celle proposée par [Noilhan & Planton \(1989\)](#). Le module VEGINT calcule également l'évaporation du réservoir d'interception (évaporation à la surface de la canopée mouillée), fonction de la transpiration potentielle ;
- iv) ROLI calcule l'extraction racinaire de l'eau du sol. Pour que le module ROLI puisse extraire l'eau du sol, un terme puit a été ajouté dans l'équation de Richards résolue par FRER1D. La formulation de l'extraction racinaire est celle proposée par [Li et al. \(2001\)](#). Elle dépend de la transpiration potentielle et du stress hydrique de la plante ;

2. **Spatialisation d'une évapotranspiration de référence.** A l'aide des variables météorologiques fournies par SAFRAN, une évapotranspiration de référence ( $ET_0$ ) a été calculée grâce à la formule de Penman-Monteith ([Monteith, 1965](#)) paramétrée selon les prescriptions de la FAO ([Allen et al., 1998](#)) (Eq.2.1).

L'architecture du modèle CVN ainsi couplé aux modules de végétation est représentée schématiquement sur la Fig.3.3, qui décrit le lien entre les modules qui composent CVN, et les chemins de l'eau au travers de ces modules.

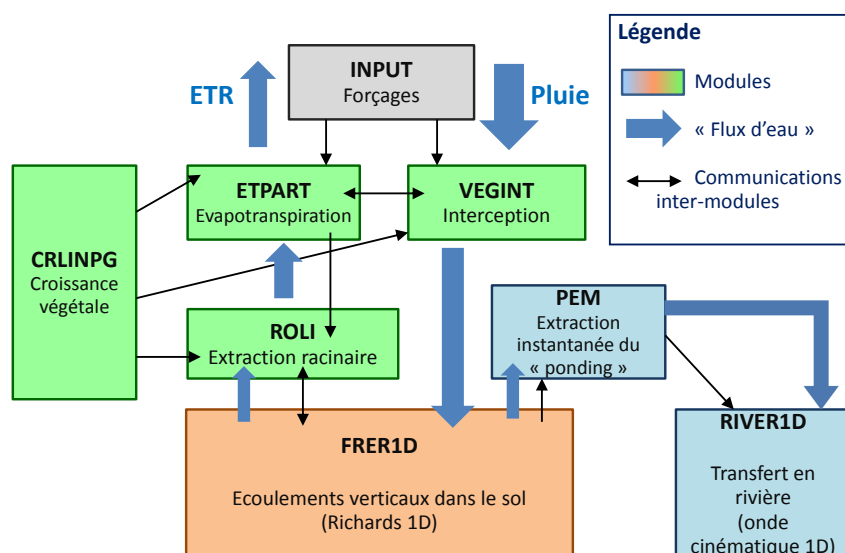


FIGURE 3.3 – Modules du modèle CVN et représentation schématique des flux d'eau. Les flèches simples indiquent un forçage tandis que les double-flèches indiquent un couplage (communication dans les deux sens).

### 3.1.4. Découpage de l'espace

Le modèle hydrologique distribué CVN laisse l'utilisateur libre de définir le découpage de l'espace le plus adapté au cas d'étude. Dans cette thèse, nous nous appuyons sur la méthode générique de découpage en "hydro-paysages" proposée par Dehotin & Braud (2008). La procédure de découpage en hydro-paysages est illustrée sur la Fig.3.4.

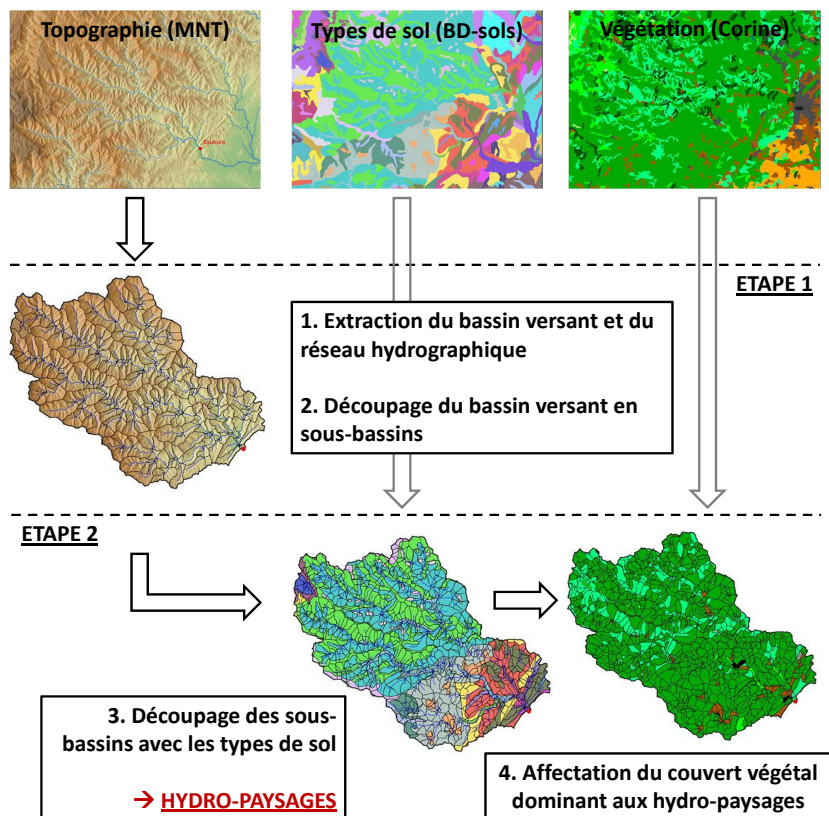


FIGURE 3.4 – Procédure de découpage de l'espace en "hydro-paysages", effectué sur la base des données disponibles : MNT, données de sol, et occupation des sols.

Les hydro-paysages sont les mailles élémentaires de la modélisation hydrologique distribuée, pour lesquelles les processus hydrologiques sont supposés homogènes. Pour l'application de CVN a une problématique d'étude des crues, on fait l'hypothèse que les types de sols et leurs propriétés hydrodynamiques sont de première importance dans la réponse hydrologique des bassins-versants. C'est donc des mailles homogènes en terme de nature de sol qui constituent les hydro-paysages dans cette étude. Il est malgré tout possible d'envisager un découpage différent, sur la base d'autres hypothèses. A titre d'exemple, si le but de ce travail était la simulation de l'évapotranspiration, sans doute aurions-nous choisi un découpage en maille homogènes en terme de végétation. Le découpage s'effectue en plusieurs étapes, décrites ci-dessous et illustrées sur la Fig.3.4) :

1. extraction du bassin versant et du réseau hydrographique à partir du Modèle Numérique de Terrain (MNT). C'est le MNT 25m de la BD-TOPO de l'IGN qui est utilisé. L'ensemble d'algorithmes TauDEM (Tarboton, 1997) est utilisé pour cette extraction. La procédure

consiste en succession d'opérations effectuées sur le MNT : i) bouchage des puits ("pit filling"), ii) extraction des 8 directions de drainage pour chaque cellule (algorithme D8) (O'Callaghan & Mark, 1984), iii) extraction des aires drainées, iv) extraction du réseau hydrographique et des bassins désirés ;

2. découpage du bassin en sous-bassins versants. La taille des sous-bassins est soumise à un seuil de taille minimale. Aucun sous-bassin de tête n'a une superficie inférieure au seuil, mais les sous-bassins intermédiaires peuvent cependant drainer une superficie moindre (car c'est la confluence des brins de rivière qui dicte le découpage dans ce cas). Le choix du seuil est fait arbitrairement, en fonction de la finesse de la représentation du paysage désirée. Des tests effectués par Manus (2008) et Vannier (2009) nous ont fait choisir un seuil de découpage de 0.5 km<sup>2</sup> ;
3. les sous-bassins extraits sont redécoupés en fonction de la carte des sols (BD-sols). Les mailles ainsi obtenues, homogènes en terme de sol, sont les **hydro-paysages** ;
4. l'information sur l'occupation des sols doit également être prise en compte, pour renseigner les modules de végétation de CVN. Nous choisissons de ne pas ajouter un niveau de découpage supplémentaire, mais simplement d'affecter à chaque hydro-paysage le type d'occupation des sols dominant, issu de la carte Corine Land Cover 2006.

Une schématisation globale du modèle CVN, et des processus décrits est présentée sur la Fig.3.5. On retiendra que dans cette version initiale de CVN, l'eau circule dans le sol uniquement verticalement. Il n'y a donc pas de redistribution latérale souterraine de l'eau.

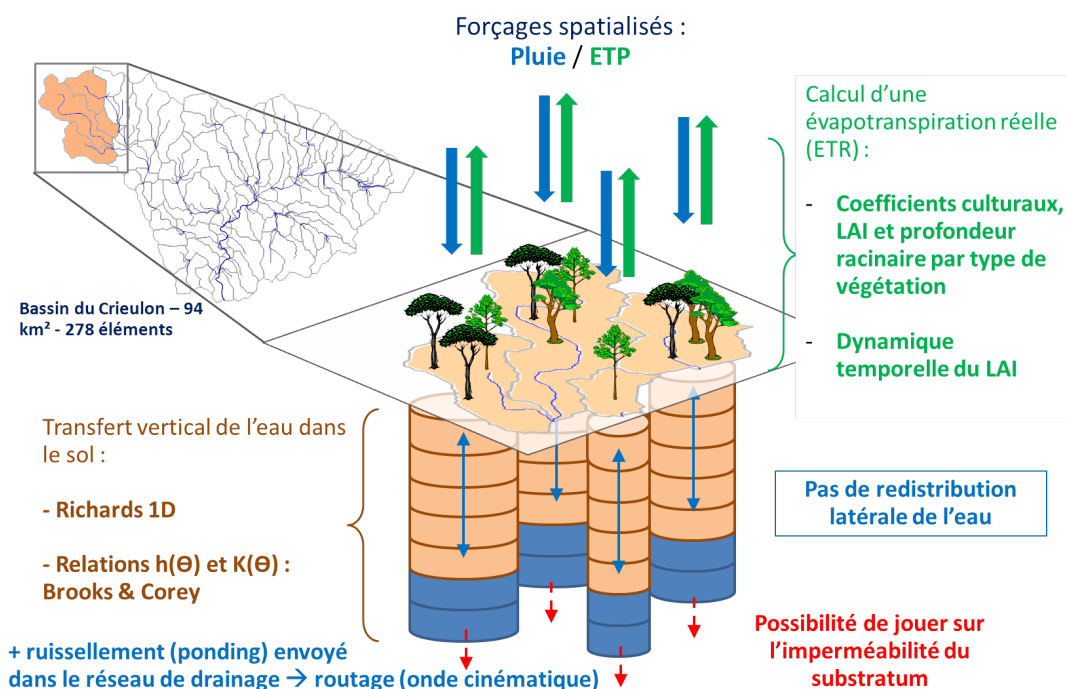


FIGURE 3.5 – Processus décrits et compartiments du modèle CVN

### 3.1.5. Démarche de simulation

Les simulations effectuées se font sans calibration préalable des paramètres du modèle. La démarche de simulation suivie est celle du “modèle comme outil testeur d’hypothèses”. En conséquence, les valeurs des paramètres du modèle sont estimées *a priori*, grâce à l’ensemble des informations disponibles, et directement utilisées en entrée du modèle.

Les simulations effectuées se déroulent généralement suivant deux schémas différents. Le premier correspond à la simulation d’un événement hydro-météorologique ciblé. Le second couvre la simulation d’une période inter-événements. Généralement, le modèle est utilisé en mode inter-événementiel durant plusieurs mois avant un événement que l’on souhaite simuler, ceci afin de disposer d’une initialisation satisfaisante. Les simulations événementielles durent en général quelques jours seulement. Seule la nature des forçages pluviométriques est modifiée entre les deux types de simulation (Fig.3.6), ainsi que le pas de temps de sortie des variables. En général, voici comment sont effectuées les simulations avec CVN :

#### Simulations inter-évènementielles

Utilisation des précipitations SAFRAN : précipitations horaires à la résolution spatiale de 8 km x 8 km. Les pas de temps des variables de sorties sont de 6h pour les débits et toutes les autres variables à l’exception des teneur en eau des mailles du sol (fichiers très volumineux), fournies toutes les 24h ;

#### Simulations événementielles

Utilisation des précipitations radar (pas de temps de 5, 10 ou 15 minutes, résolution spatiale de 1 km x 1 km) ou des champs de pluie issus du krigeage des pluviomètres horaires (pas de temps horaire, grille de résolution spatiale de 1 km x 1 km). Les variables de sortie du modèle sont écrites au pas de temps du forçage pluviométrique, sauf les teneurs en eau des mailles du sols (fichiers très volumineux), écrites à pas de temps horaire.

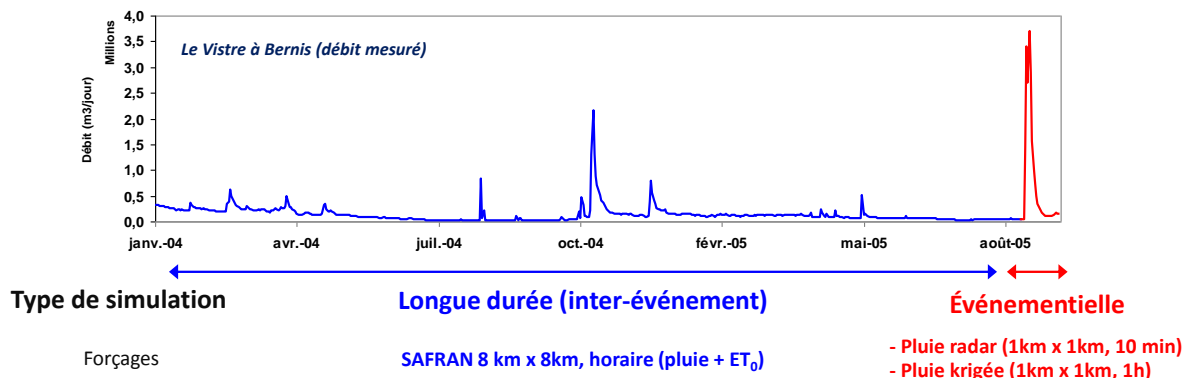


FIGURE 3.6 – Types de simulations effectuées et nature des forçages utilisés.

## 3.2. DÉTERMINATION DES PROPRIÉTÉS HYDRODYNAMIQUES DES SOLS

Le module FRER1D résout l'équation de [Richards \(1931\)](#) verticalement pour calculer l'état de saturation d'une colonne de sol. Il nécessite l'emploi de relations hydrodynamiques (courbes de rétention et courbe de conductivité), qui lient la pression capillaire à la teneur en eau et à la conductivité hydraulique. Dans ce travail de thèse, les relations de [Brooks & Corey \(1964\)](#) sont utilisées. L'équation 3.2 décrit la relation entre pression et teneur en eau du sol, et l'équation 3.3 présente la relation entre teneur en eau et conductivité hydraulique :

$$\left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right) = \begin{cases} \left( \frac{h}{h_{bc}} \right)^{-\lambda} & \text{si } h < h_{bc} \\ 1 & \text{si } h \geq h_{bc} \end{cases} \quad (3.2)$$

Où  $\theta$  est la teneur en eau absolue du sol ( $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ ),  $\theta_s$  la teneur en eau à saturation ( $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ ),  $\theta_r$  la teneur en eau résiduelle ( $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ ),  $h$  la pression capillaire (on parle aussi de potentiel matriciel) du sol (m),  $h_{bc}$  la pression d'entrée de l'air ("air bubbling pressure") dans le sol (m), et  $\lambda$  un paramètre de forme (-).

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (3.3)$$

Où  $K$  est la conductivité hydraulique du sol, dépendant de la teneur en eau ( $\text{m.s}^{-1}$ ),  $K_s$  est la conductivité hydraulique à saturation ( $\text{m.s}^{-1}$ ), et  $\eta$  un paramètre de forme (-).

Comme décrit par les auteurs des études antérieures à ce travail de thèse ([De Condappa, 2005](#); [Manus et al., 2009](#), par ex.), nous considérerons dans la modélisation le paramètre  $\theta_r$  comme nul. Pour une description complète des courbes de rétention et de conductivité, il est donc nécessaire de déterminer la valeur des cinq paramètres  $K_s$ ,  $\theta_s$ ,  $h_{bc}$ ,  $\lambda$  et  $\eta$ .

### 3.2.1. Utilisation d'une loi de pédotransfert pour l'estimation des paramètres à partir des propriétés texturales fournies par les BD-sols

Pour estimer les cinq paramètres hydrodynamiques requis pour la description complète des courbes de rétention et de conductivité de [Brooks & Corey \(1964\)](#), une loi (ou fonction) de pédotransfert est utilisée. De manière générale, une fonction de pédotransfert lie les paramètres hydrodynamiques des sols à leur texture (teneur relative en éléments de différentes tailles : argile, limon, sable). Dans notre cas les propriétés texturales des différents horizons de sol sont renseignées dans les BD-sols Languedoc-Roussillon et Ardèche. La fonction de pédotransfert utilisée dans ce travail est celle proposée par [Rawls & Brakensiek \(1985\)](#). Le choix de cette fonction résulte d'une analyse comparative effectuée dans le travail de master de [Manus \(2007\)](#). Cette loi de pédotransfert est également détaillée dans [Manus et al. \(2009\)](#).

La Fig.3.7 présente les distributions des valeurs calculées pour la teneur en eau à saturation ( $\theta_s$ ) et la conductivité hydraulique à saturation ( $K_s$ ) des sols de la région Cévennes-Vivarais, calculées avec la fonction de pédotransfert de [Rawls & Brakensiek \(1985\)](#) et à partir des textures documentées dans les BD-sols (Fig.2.5).

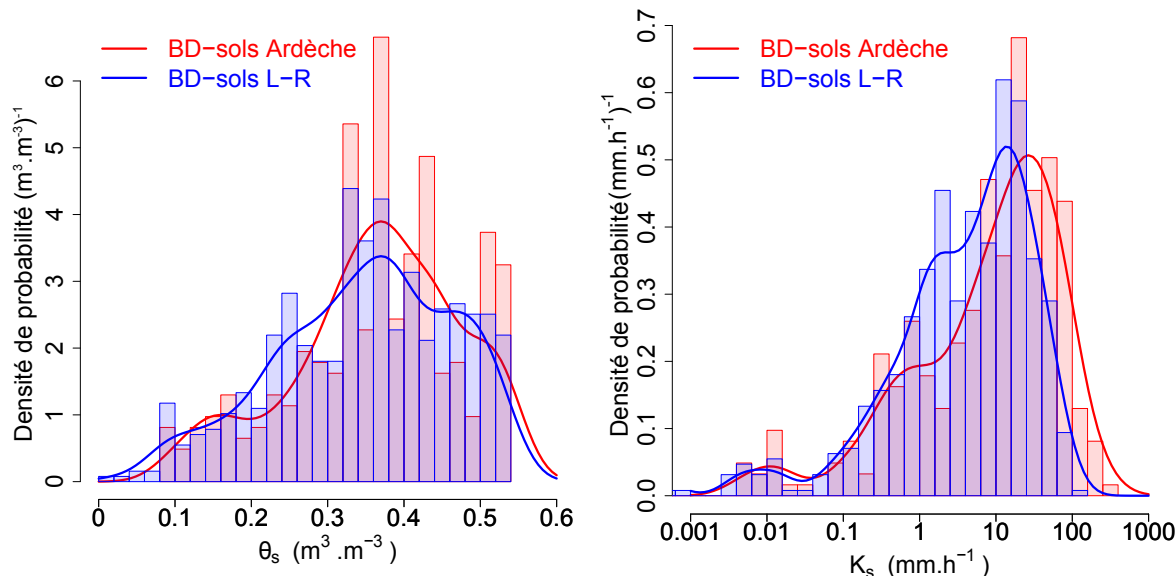


FIGURE 3.7 – Distributions des paramètres  $\theta_s$  (figure de gauche) et  $K_s$  (figure de droite) calculés, sur la base des textures des horizons de sol renseignées dans les BD-sols Ardèche et Languedoc-Roussillon, grâce à la fonction de pédotransfert de [Rawls & Brakensiek \(1985\)](#). Les courbes en trait plein représentent les densités de probabilité lissées estimées par noyau gaussien.

Les distributions des teneurs en eau à saturation sont relativement similaires pour les deux BD-sols. Les valeurs de  $\theta_s$  s'échelonnent de moins de  $0.1 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$  à  $0.55 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$ , avec une distribution assez similaire entre les deux BD-sols, et un pic de densité à  $0.37 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$ . Les valeurs de  $K_s$  calculées vont de moins de  $0.001 \text{ mm.h}^{-1}$  à  $200 \text{ mm.h}^{-1}$ . La distribution des conductivités hydrauliques à saturation issues de la BD-sols Ardèche est légèrement décalée vers les fortes valeurs, par rapport à celle issue de la BD-sols Languedoc-Roussillon. Le maximum de densité pour l'Ardèche est de  $26 \text{ mm.h}^{-1}$ , alors que le maximum de densité pour Languedoc-Roussillon est de  $13 \text{ mm.h}^{-1}$ . De plus, les conductivités maximales calculées pour la BD-sols Ardèche sont dans des gammes de valeurs non atteintes par les conductivités hydrauliques à saturation issues de la BD-sols Languedoc-Roussillon. Cette différence de distribution dans les fortes valeurs est sans doute la conséquence de sols à la texture légèrement plus sableuse sur les zones de granite et de gneiss des reliefs ardéchois.

### 3.2.2. Évaluation des conductivités hydrauliques à saturation estimées

Une campagne de mesure d'infiltrométrie a été effectuée entre 2002 et 2007 sur les bassins versants du Gardon d'Anduze et de l'Avène, par le BRGM (et l'École des Mines d'Alès), dans

une mission d'appui au SCHAPI. Cette campagne est décrite dans plusieurs documents (Aryal, 2005; Desprats *et al.*, 2008, 2010a). Des estimations de conductivité hydraulique à saturation de surface ont été réalisées à l'aide de mesures avec des infiltromètres à double-anneau et un perméamètre de Guelph. Les résultats obtenus étant très différents entre les deux méthodes de mesure, leurs auteurs ont choisi de considérer comme référence les valeurs mesurées au perméamètre de Guelph, et de rapporter à ces valeurs de référence les estimations issues de mesures au double-anneau (correction d'un biais systématique). La relation employée pour effectuer cette correction est décrite par Desprats *et al.* (2010a). Ces auteurs ont ensuite proposé des valeurs de conductivité hydrauliques à saturation de surface pour chaque classe de végétation, sur chaque classe d'entité géologique rencontrée sur la zone d'étude (valeurs présentées dans la Fig.3.9).

Les nombreuses mesures d'infiltrométrie *in situ* effectuées lors de cette campagne sont une source d'information précieuse. Elles permettent de réaliser une comparaison avec les conductivités hydrauliques à saturation obtenues grâce à l'emploi de la fonction de pédotransfert de Rawls & Brakensiek (1985) sur la base des textures des sols renseignées dans la BD-sols Languedoc-Roussillon. La Fig.3.8 montre l'emplacement des mesures d'infiltrométrie effectuées par le BRGM et l'École des Mines d'Alès. Le fond de la carte est colorié en fonction de la valeur de  $K_s$  de surface obtenu à l'aide de la fonction de pédotransfert. Le code couleur des points qui symbolisent les emplacement des mesures représente l'écart entre la mesure et l'estimation de la fonction de pédotransfert.

La Fig.3.8 fait état d'une importante variabilité dans les comparaisons entre valeurs de  $K_s$  de surface estimées et mesurées. La comparaison directe entre une valeur ponctuelle et une valeur estimée pour un type de sol cartographié n'a que peu de sens, si elle est isolée. C'est la conséquence de la grande hétérogénéité spatiale des caractéristiques des sols, qui n'est pas retranscrite à petite échelle par la cartographie des BD-sols. En revanche, le grand nombre de mesures *in situ* effectuées ici permet de déceler des tendances, car la répétition des observation gomme l'effet de sous-échantillonnage qui aurait pour conséquence la non-représentativité de valeurs ponctuelles isolées. La comparaison cartographique présentée sur la Fig.3.8 apporte plusieurs indications :

- plus les sols sont conducteurs, plus les valeurs de  $K_s$  de surface estimées et mesurées sont proches (régulièrement moins de 25 % de différence) ;
- une organisation spatiale apparaît, avec des zones au sein desquelles les différences entre  $K_s$  estimé et mesuré sont limitées. Ces tendances spatiales semblent être liée à la géologie (Fig.2.2) : sur la zone granitique du sud-ouest du Gardon d'Anduze et les gneiss du haut bassin de l'Avène, les mesures et les estimations sont assez proches ; elles sont moins proches sur la zone des schistes métamorphiques qui couvrent une grande partie du bassin du Gardon d'Anduze ; enfin, l'accord semble encore moins bon (et plus variable) sur les zones sédimentaires.

Les valeurs de conductivité hydraulique à saturation de surface, proposées pour chaque classe de géologie et de végétation par Desprats *et al.* (2010a) ont été comparées aux valeurs issues de la fonction de pédotransfert et des BD-sols également regroupées par classe de géologie et de



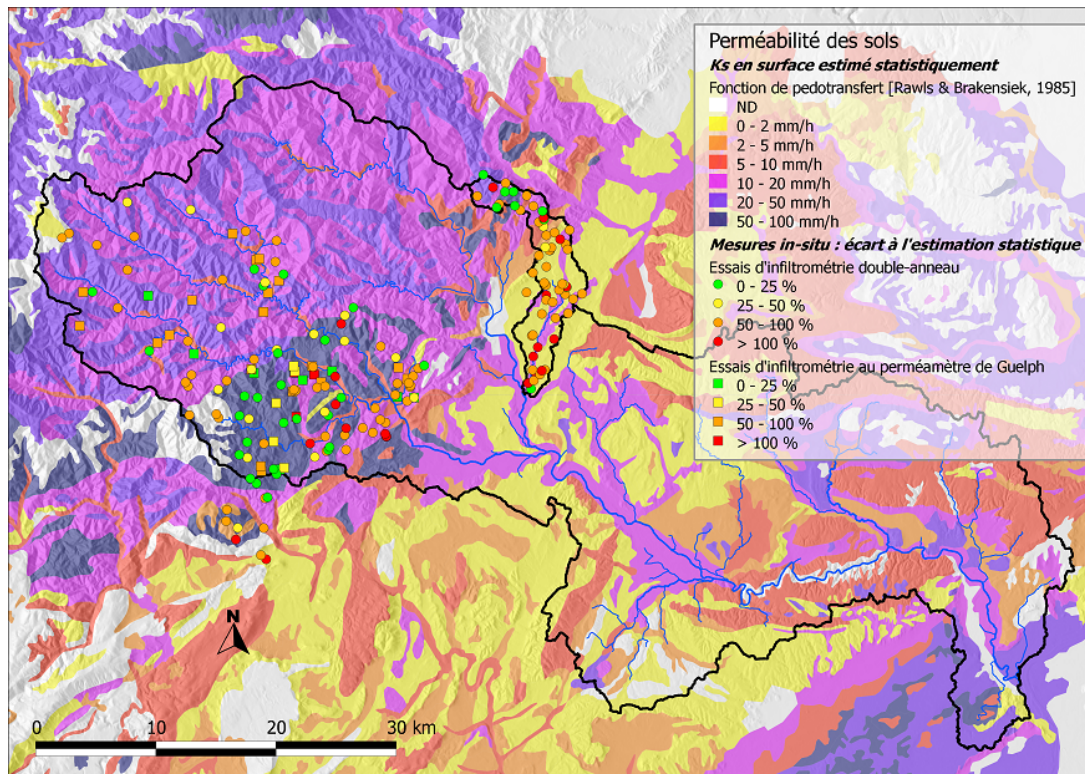


FIGURE 3.8 – Carte des conductivités hydrauliques à saturation calculées grâce à la fonction de pédotransfert (Rawls & Brakensiek, 1985) à partir des informations de la BD-sols Languedoc-Roussillon et comparaison aux mesures d’infiltrométrie effectuées *in situ* sur les bassins de l’Avène et du Gardon d’Anduze (Aryal, 2005; Desprats *et al.*, 2010a). Les écarts entre mesures et valeurs estimées de conductivité sont des valeurs absolues, exprimées en pourcentage.

végétation. Cette comparaison est présentée sur la Fig.3.9.

La Fig.3.9 confirme les remarques précédentes : les écarts entre valeurs estimées et valeurs mesurées de  $K_s$  dépendent de la géologie. Sur les granites, les estimations faites par la fonction de pédotransfert sont très proches des valeurs retenues par Desprats *et al.* (2010a). Sur les autres géologies, les écarts sont variables. D’une manière générale, la fonction de pédotransfert semble sous-estimer les conductivités sur les géologies autres que le granite. C’est surtout vrai pour les sols situés en forêt. Cela s’explique certainement par le rôle joué par la macroporosité naturelle des sols forestiers, qui fait augmenter la capacité d’infiltration des sols (Beven & Germann, 1982). Cette macroporosité est ignorée par les estimations de la fonction de pédotransfert, qui se basent sur la texture de la matrice poreuse du sol, mais affecte certainement les taux d’infiltration mesurés sur le terrain. Les résultats d’essais d’infiltration effectués sur un bassin versant semi-urbain de l’agglomération lyonnaise (L’Yzeron) décrits dans Gonzalez-Sosa *et al.* (2010) vont également dans ce sens. Leurs auteurs mentionnent le rôle important joué par la végétation sur les conductivités hydraulique à saturation des sols mesurées en surface. Ils montrent que la texture des sols, couramment utilisée pour calculer la conductivité hydraulique à saturation à l’aide de fonctions de pédotransfert, ne suffit pas à expliquer les valeurs mesurées de conductivité. Les résultats préliminaires (non encore publiés) des campagnes d’infiltrométrie menées

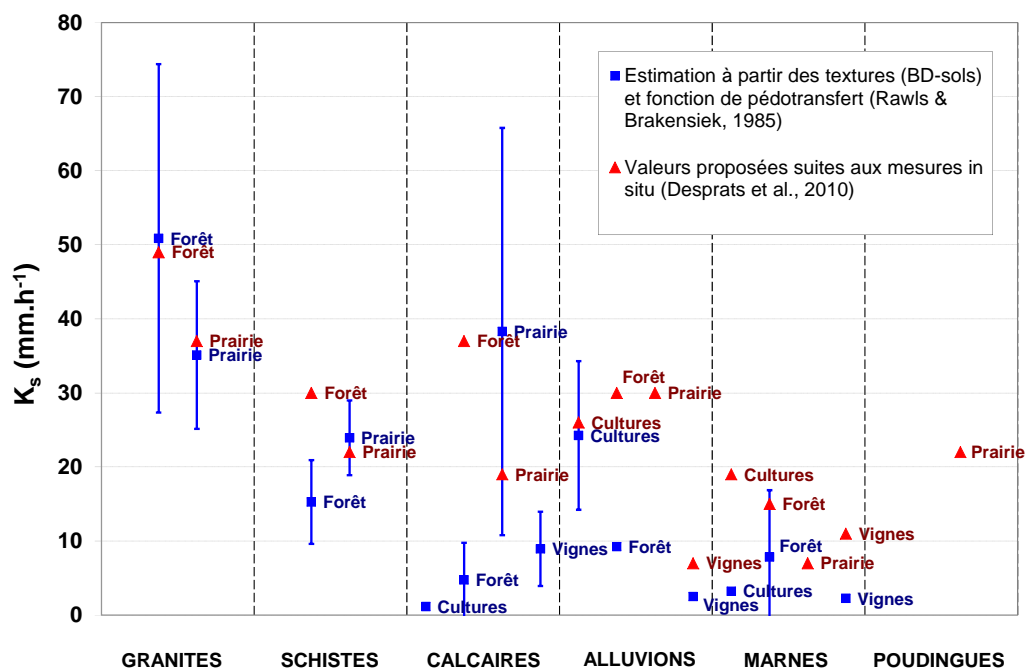


FIGURE 3.9 – Comparaison par classe de géologie et de couvert végétal des conductivités hydrauliques à saturation proposées par Desprats *et al.* (2010a) suite aux essais d'infiltrométrie et des conductivités hydrauliques à saturation calculées grâce à la fonction de pédotransfert (Rawls & Brakensiek, 1985) à partir des informations de la BD-sols Languedoc-Roussillon

sur le bassin de la Claduègne (Ardèche) dans le cadre du projet FloodScale semblent également confirmer cette hypothèse.

D'une manière générale, la confrontation entre conductivités hydrauliques à saturation des sols de surface mesurées et estimées montre un accord imparfait mais relativement satisfaisant. Les ordres de grandeur des  $K_s$  sont globalement les mêmes, et la hiérarchie qui semble être liée à la géologie est identique dans les deux cas, avec des sols très perméables sur les granites, un peu moins sur les schistes, et encore moins perméables sur les terrains sédimentaires. La sous-estimation des conductivités sur les sols forestiers par la fonction de pédotransfert montre bien l'importance que joue le couvert végétal sur les capacités d'infiltration des sols. Au vu de ces résultats, les estimations fournies par l'emploi de la relation de Rawls & Brakensiek (1985) sont jugées acceptables, et sont donc validées pour une utilisation dans la modélisation hydrologique distribuées avec CVN. Malgré tout une modification de la relation employée, qui tiendrait compte du couvert végétal, est une piste qui mérite d'être explorée en vue de l'amélioration future de ces estimations. En ce sens, l'exploitation des mesures effectuées sur le bassin de la Claduègne (dans le cadre du projet FloodScale) devrait fournir des informations précieuses sur la nature des corrections à effectuer.

### 3.3. SIMULATIONS DES ÉVÉNEMENTS DE SEPTEMBRE 2005 : PREMIERS RÉSULTATS ET TESTS DE SENSIBILITÉ AUX PROPRIÉTÉS DES SOLS

Le premier événement simulé est le double-épisode qui a touché le Gard et l'Hérault les 6-7 et 8-9 septembre 2005 (section 2.4). Le retour d'expérience hydrologique (REx) a été mené sur trois bassins versants : le Crieulon à Logrian (26 km<sup>2</sup>), Le Bay à Logrian (56 km<sup>2</sup>) et le Valat de Vallongue (4.2 km<sup>2</sup>). Le Campagnolle à Aubord a également fait l'objet de levé de sections, mais les débits de pointe n'ont pu être facilement estimés. Une reconstitution des débits entrants au barrage de la Rouvière (sur le Crieulon, 94 km<sup>2</sup>) a également été effectuée, de manière analogue à ce qui avait été fait pour l'épisode de septembre 2002. La configuration du modèle utilisée pour ces simulations est décrite dans le tableau 3.1.

Modèle	Événement	Condition limite bas	Profondeur des sols	K <sub>s</sub>	Initialisation	Forçage pluviométrique
CVN	Sept-2005	Flux nul	Renseignée dans la BD-sols	Rawls & Brakensiek (1985)	Simulation longue	Pluie radar PANTHERE

TABLEAU 3.1 – Configuration du modèle CVN

#### 3.3.1. Comparaison entre débits estimés et débits simulés

La Fig.3.10 cartographie les débits spécifiques (exprimés en m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>km<sup>-2</sup>) simulés sur les trois bassins versants pour lesquels le retour d'expérience hydrologique a estimé un débit de pointe lors des épisodes de septembre 2005. Les débits simulés sur le bassin versant du Crieulon au barrage de la Rouvière sont également représentés.

La comparaison entre les débits simulés et les débits de pointe estimés (associés à une incertitude d'estimation, symbolisée par la présence de barres d'erreurs supérieures et inférieures sur les graphiques) montre un accord variable entre les résultats du modèle et les reconstitutions, selon les bassins versants. Sur le petit bassin du valat de Vallongue (4.2 km<sup>2</sup>), le modèle CVN simule un débit qui dépasse légèrement l'estimation de débit de pointe du REx (14.1 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>km<sup>-2</sup> à comparer à 10.6 ± 2.3 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>km<sup>-2</sup>). Cette surestimation est un peu plus importante sur le bassin du Crieulon à Logrian (débit de pointe simulé de 6.9 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>km<sup>-2</sup> à comparer au débit de pointe estimé de 3.5 ± 0.8 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>km<sup>-2</sup>). En revanche, sur le bassin du Bay à Logrian, le débit de pointe simulé est très proche de l'estimation de terrain (7.3 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>km<sup>-2</sup> contre 7.6 ± 1.8 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>km<sup>-2</sup>). Malheureusement, aucune information sur la temporalité de l'événement (heure du débit de pointe) sur ces bassins n'a été fournie par le retour d'expérience hydrologique.

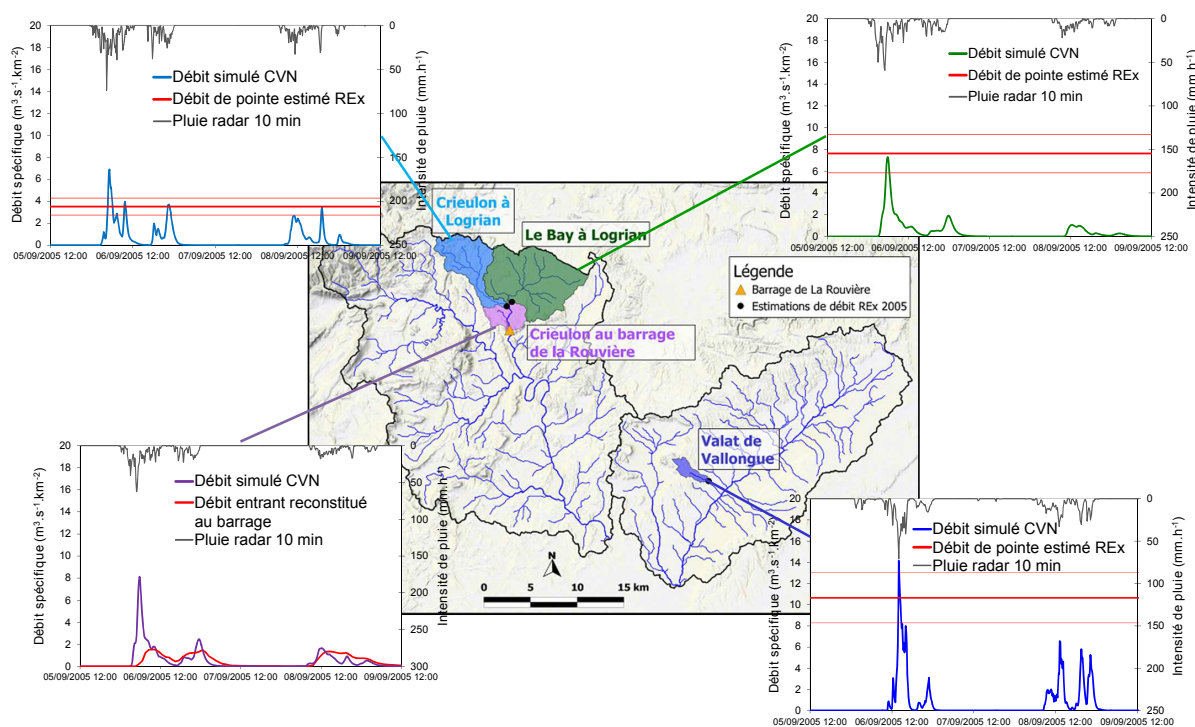


FIGURE 3.10 – Comparaison entre débits spécifiques simulés par le modèle CVN et débits de pointe estimés lors du REx du double-événement des 6-7 et 8-9 septembre 2005, ainsi qu’au débit entrant reconstitué au barrage de la Rouvière. Les incertitudes des débits de pointe estimés lors du REx sont symbolisées par les barres d’erreur horizontales rouges.

La comparaison au débit entrant reconstitué au barrage de la Rouvière est moins satisfaisante. L’hydrogramme entrant reconstitué dans le barrage ne dépasse pas  $2 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ , alors que la pointe de débit simulée le 6 septembre dépasse légèrement  $8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ . La différence majeure entre l’hydrogramme simulé et l’hydrogramme reconstitué se situe sur la première pointe de débit (le 6 septembre autour de 6h du matin). Les deux autres pointes de débit (le 6 à 23h et le 8 à 11h) sont beaucoup plus en accord, tout comme la forme générale de l’hydrogramme.

### 3.3.2. Discussion autour des résultats

La comparaison des résultats sur les trois bassins emboîtés du Crieulon (Crieulon à Logrian, Bay à Logrian, Crieulon à la Rouvière) suggère une probable erreur d’estimation. Alors que le modèle CVN simule des débits spécifiques tout à fait comparables sur ces trois bassins (débit de pointe simulé autour de  $8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$  dans chaque cas), les estimations du REx et la reconstitution à la Rouvière donnent des valeurs de débit de pointe très hétérogènes (environ 2, 4 et  $8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ ). Cette différence ne peut être expliquée par une réelle différence de pluviométrie reçue par les bassins en question, qui sont emboîtés et très proches (Fig.3.10), ni par des natures de sol différentes. Cette homogénéité des forçages pluviométriques et de la nature des sols est la raison pour laquelle le modèle donne des résultats homogènes sur ces trois bassins. On devrait

donc s’attendre à des réponses observées très proches, mais ce n’est pas le cas.

La question soulevée est donc celle de la confiance accordée aux estimations du REx, et de la confiance accordée à reconstitution des débits entrants dans le barrage de la Rouvière. La méthode de reconstitution des débits entrants dans la retenue est *a priori* sujette à moins d’incertitudes que les reconstitutions de débit de pointe effectuées plusieurs mois après une crue, sur la base de laisses de crues observées et d’une formule hydraulique très simple. La méthode de reconstitution de débits dans la retenue de la Rouvière a été reprise de la reconstitution effectuée lors du retour d’expérience de septembre 2002, et validée par plusieurs travaux (Gaume *et al.*, 2003b; Fouchier *et al.*, 2004). Dans ce cas, il est donc plus naturel de faire confiance à l’estimation du débit entrant dans la retenue qu’aux deux estimations du retour d’expérience (qui sont en désaccord entre elles).

Le fait de faire confiance dans l’hydrogramme reconstitué au barrage de la Rouvière implique que le modèle CVN, dans cette configuration, surestime fortement le débit de pointe. Une première analyse de sensibilité de la réponse hydrologique simulée à la conductivité hydraulique à saturation de surface a été effectuée dans le travail de Master précédant cette thèse (Vannier, 2009), et a montré que l’application d’un coefficient multiplicatif à la conductivité de surface pouvait donner des résultats plus en accord avec les débits reconstitués sur le barrage de la Rouvière. La Fig.3.11 illustre le résultat obtenu en terme de débit simulé sur le Crieulon à la Rouvière, en multipliant les  $K_s$  de surface par 50.

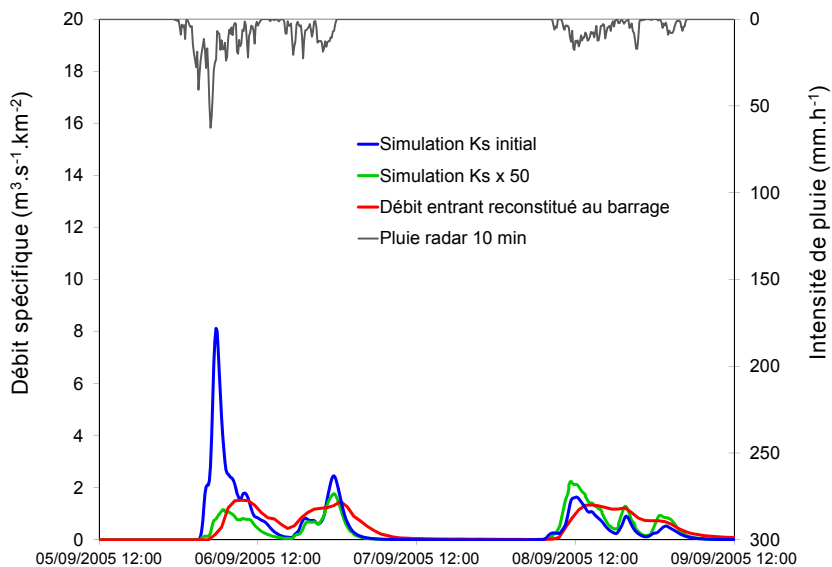


FIGURE 3.11 – Impact de la multiplication de la conductivité hydraulique à saturation de surface par un facteur 50 sur le débit simulé au barrage de la Rouvière lors du double-épisode de septembre 2005

La multiplication des  $K_s$  de surface par un facteur 50 donne des résultats bien plus proches de l’observation sur ce bassin versant. En ordre de grandeur, les trois pics de crue sont bien représentés, et la forme générale de l’hydrogramme est beaucoup plus semblable à l’observation, même si le recouvrement n’est pas parfait. L’augmentation du  $K_s$  dans le modèle augmente

l'infiltration de l'eau dans les sols du bassin du Crieulon. Ces derniers ont une capacité de stockage assez importante, liée à l'épaisseur des sols (Fig.2.4), mais pour lesquelles les valeurs de  $K_s$  obtenues grâce à l'utilisation de la fonction de pédotransfert sont très faibles (partout inférieures à  $5 \text{ mm.h}^{-1}$ , et même à  $2 \text{ mm.h}^{-1}$  sur la plus grande partie du bassin). L'augmentation du  $K_s$  réduit donc de manière importante le ruissellement hortonien généré par le modèle, à l'origine du très fort premier pic de crue simulé. Il est important de noter que l'application d'un coefficient multiplicatif à la valeur du  $K_s$  de surface sur ce bassin du Crieulon à La Rouvière ne dégrade pas les bons résultats obtenus par Vannier (2009) lors de la simulation des débits survenus pendant l'épisode majeur des 8-9 septembre 2002 (Fig.3.12). Dans le cas de cet épisode, le ruissellement intense survenu lors de la crue a pour origine la saturation complète des profils de sol. En conséquence, les hydrogrammes simulés avec ou sans modification du  $K_s$  sont pratiquement identiques pour cet événement, comme le montre la Fig.3.12. L'hypothèse d'une sous-estimation des conductivités hydrauliques sur ce bassin par la fonction de pédotransfert restent valides.

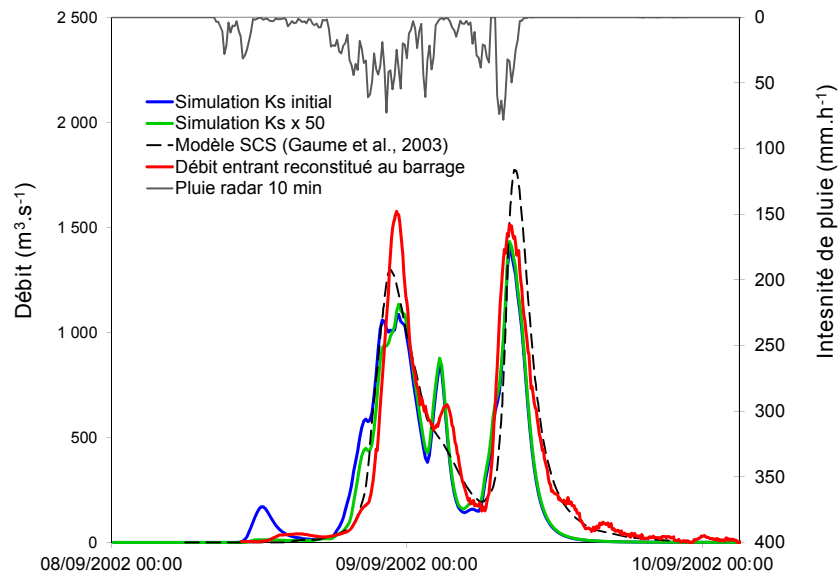


FIGURE 3.12 – Impact de la multiplication de la conductivité hydraulique à saturation de surface par un facteur 50 sur le débit simulé au barrage de la Rouvière lors de l'épisode du 8-9 septembre 2002. Repris de Vannier (2009).

### 3.3.3. Tests de sensibilité

Outre la question soulevée par l'analyse des résultats de simulation sur le Crieulon à propos de la validité des débits estimés lors du REx de 2005, une éventuelle sous-estimation des conductivités hydrauliques des sols par la fonction de pédotransfert est à envisager. Afin de déterminer l'impact d'une éventuelle correction à grande échelle des valeurs de  $K_s$  utilisées dans le modèle, une analyse plus globale de la sensibilité des débits simulés à ce paramètre a été effectuée sur les bassins modélisés lors du double épisode de septembre 2005. L'équilibre fragile entre les deux processus de production de ruissellement simulés (ruissellement hortonien et ruissellement sur sol saturé), qui peut basculer en cours d'épisode, souligne également l'importance de l'épaisseur des sols dans la genèse du ruissellement de surface. En conséquence, des tests de sensibilité à

l'épaisseur des sols  $P$  ont également été effectués sur les trois bassins considérés.

Il est important de garder à l'esprit que les tests de sensibilité à un paramètre ( $P$  ou  $K_s$ ) ont été effectués pour une valeur fixe de l'autre paramètre (valeur initiale inchangée). Il ne s'agit donc pas d'une véritable analyse de sensibilité globale des paramètres, comme a pu par exemple le faire Garambois (2012) avec le modèle MARINE, puisqu'on ne fait pas varier les valeurs des paramètres conjointement. On occulte donc les effets de sensibilité conjointe de plusieurs paramètres. Néanmoins, de tels tests renseignent sur l'importance du contrôle exercé par tel ou tel paramètre sur la simulation des débits de crue. Par ailleurs, l'analyse de sensibilité globale effectuée par Garambois (2012) avec le modèle MARINE sur un échantillon de bassins versants méditerranéens a montré que les paramètres  $K_s$  et  $P$  étaient ceux influençant le plus la réponse du modèle lors de la simulation des crues.

a. Conductivité hydraulique à saturation ( $K_s$ ) de surface

Les résultats de l'analyse de sensibilité au  $K_s$  de surface menée pour les trois bassins sont présentés sur la Fig.3.13.

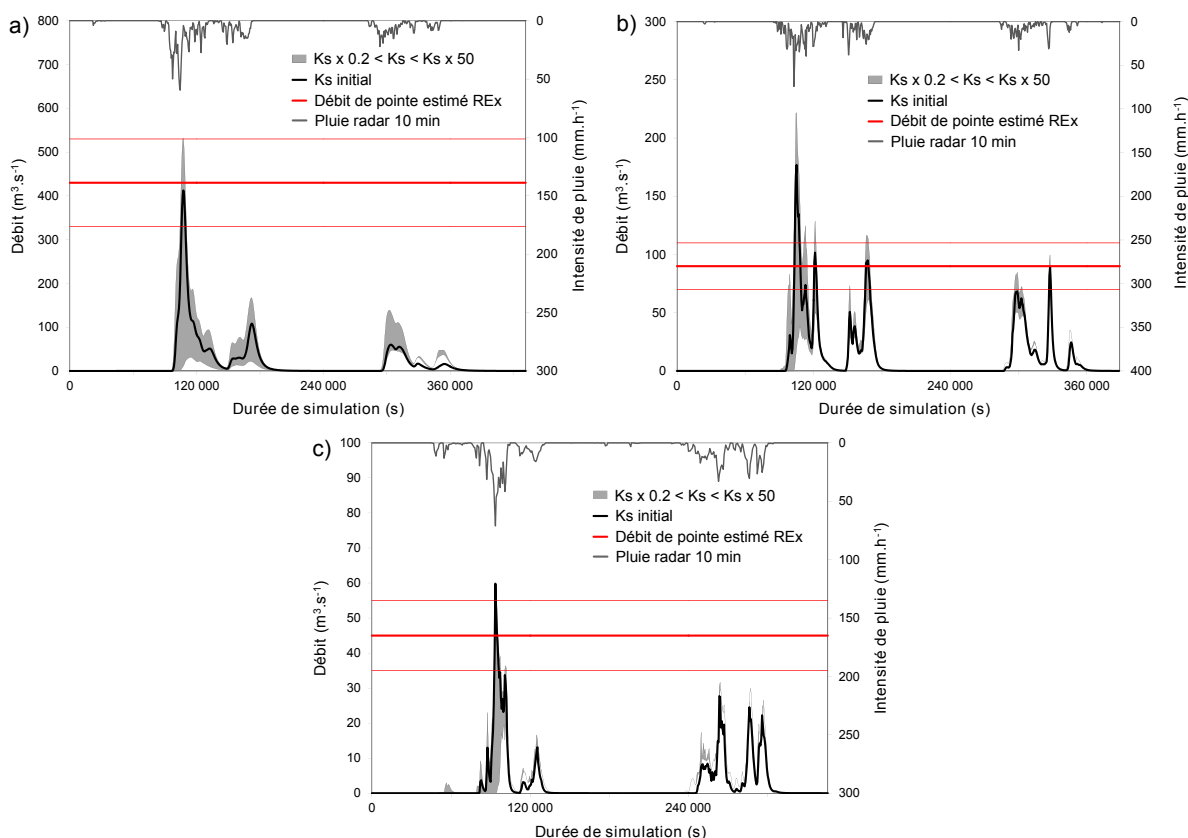


FIGURE 3.13 – Sensibilité à la conductivité hydraulique à saturation des sols de surface des débits simulés par CVN sur les bassins du Bay à Logrian (a), du Crieulon à Logrian (b) et du valat de Vallongue (c) lors du double épisode de septembre 2005. L'enveloppe grisée correspond à la gamme de débits simulés pour des valeurs de  $K_s$  compris entre  $K_s \times 0.2$  et  $K_s \times 50$ .

La sensibilité du modèle à la valeur de  $K_s$  n'est pas la même sur les trois bassins versants. Cette sensibilité est particulièrement importante sur le bassin du Bay à Logrian, où la différence entre les hydrogrammes simulés avec les valeurs extrêmes de  $K_s$  ( $K_s \times 0.2$  et  $K_s \times 50$ ) est très importante (la différence est représentée sur le graphique par la zone grisée). Cette sensibilité apparaît moindre sur les bassins du Crieulon à Logrian et du valat de Vallongue, où elle est surtout importante en début d'épisode. En fin d'événement, sur ces deux bassins, la sensibilité à la valeur de  $K_s$  est quasiment nulle (courbes superposées). L'interprétation de ce comportement réside dans les processus de ruissellement simulés par le modèle. En début d'événement, la sensibilité au  $K_s$  est très forte car les sols ne sont pas saturés, c'est donc la conductivité hydraulique des sols qui contrôle la production ou non de ruissellement. En fin d'événement, les épaisseurs de sol étant saturées, la sensibilité à la valeur de  $K_s$  est beaucoup moins importante. Ceci est moins vrai sur le bassin versant du Bay, où les épaisseurs des horizons de sol sont plus importantes (de l'ordre de 70 cm à 1 m) (Fig.2.4).

*b. Profondeur des sols*

Des valeurs de coefficient multiplicateur de 0.2, 0.5, 1, 2 et 5 ont été appliqués aux épaisseurs de sol cartographiées dans la BD-sol Languedoc-Roussillon. La Fig.3.14 présente les hydrogrammes simulés lors du double-épisode de septembre 2005 par le modèle sur les trois bassins versants étudiés, en faisant varier les épaisseurs des sols.

A la différence de la conductivité hydraulique, la sensibilité des débits simulés à la valeur de la profondeur  $P$  des sols est présente tout au long de l'épisode, et augmente même en fin d'événement. L'application d'un facteur multiplicateur inférieur à 1 aux épaisseurs de sol a pour conséquence de faire augmenter les débits simulés avec CVN, en raison d'une saturation complète des profils de sol qui intervient plus rapidement. Comme mentionné précédemment, c'est la capacité de stockage des sols qui contrôle essentiellement la production de ruissellement simulé par le modèle en fin d'événement (alors que c'est plutôt la capacité d'infiltration qui contrôle la réponse en début d'événement). C'est donc naturel que l'épaisseur des sols influence fortement les débits simulés en fin d'événement. On relèvera que pour cet événement, l'augmentation des épaisseurs de sol (emploi d'un coefficient multiplicateur supérieur à 1) n'a presque aucun effet vis à vis des simulations de référence. De manière générale, la modification des épaisseurs de sol ne semble pas aller dans le sens d'une diminution des débits simulés (à l'inverse de la modification des  $K_s$ ), qui pourrait être l'objectif recherché au vu de la probable surestimation des débits de pointe estimés par le REx mentionnée précédemment.



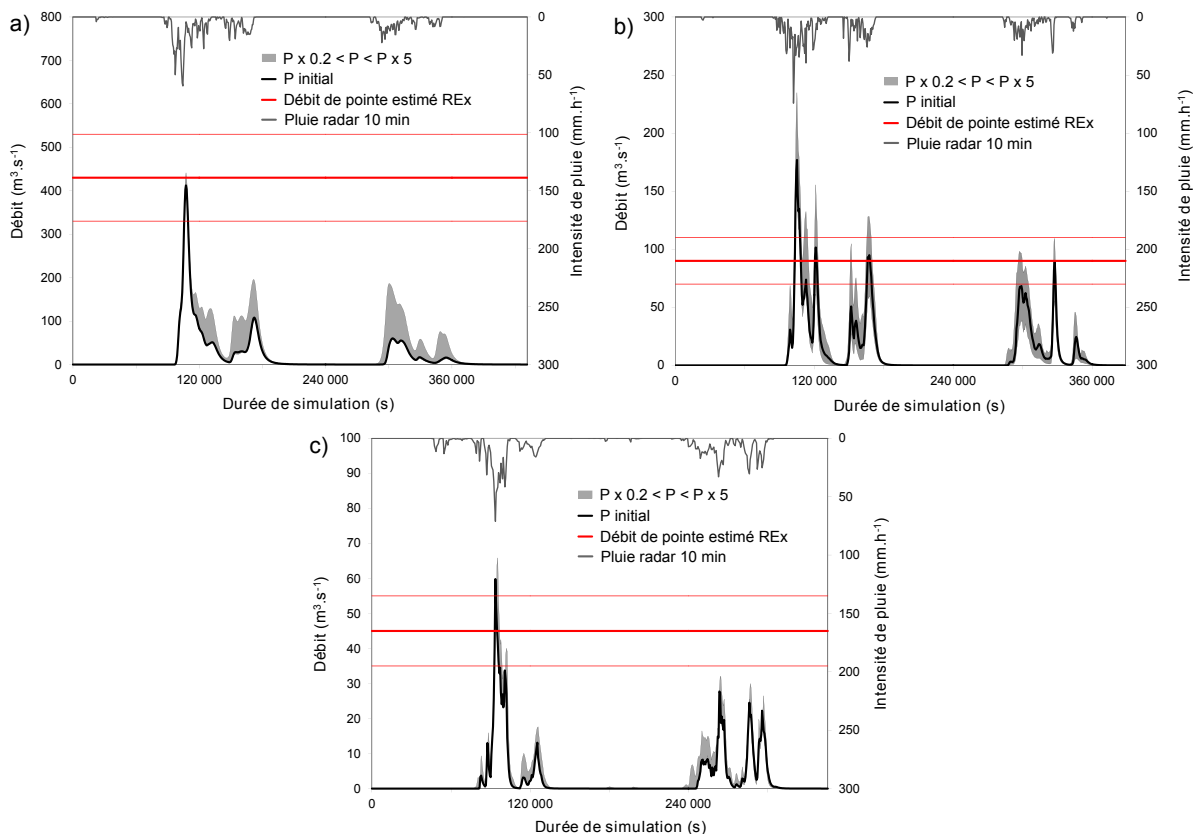


FIGURE 3.14 – Sensibilité à la profondeur  $P$  des débits simulés par CVN sur les bassins du Bay à Logrian (a), du Criulon à Logrian (b) et du valat de Vallongue (c) lors du double épisode de septembre 2005. L’enveloppe grisée correspond à la gamme de débits simulés pour des valeurs de  $P$  comprises entre  $P \times 0.2$  et  $P \times 5$ .

### 3.4. SENSIBILITÉ À LA CONDITION LIMITE DE FLUX À L’INTERFACE SOL-SUBSTRATUM : DIFFÉRENCES DE COMPORTEMENT INTER-BASSINS ET INTER-ÉVÉNEMENTS

Les relativement bons résultats obtenus avec le modèle CVN lors de la simulation de l’événement de crue majeur des 8-9 septembre 2002 (Manus, 2008; Manus *et al.*, 2009; Vannier, 2009; Anquetin *et al.*, 2010; Braud *et al.*, 2010) montrent la probable capacité du modèle à représenter correctement les processus de production du ruissellement dans cette configuration, sur les bassins touchés par cet épisode de septembre 2002. Une analyse croisée de l’emplacement des bassins versants les plus touchés par cet épisode (Fig.2.18) et de la géologie de ces bassins (Fig.2.2) montre qu’ils se trouvent en grande majorité sur une zone géologiquement homogène, constituée de calcaire et de marnes. On peut donc penser que la structure du modèle CVN utilisée dans ces études de l’événement de 2002 correspond bien au fonctionnement des bassins situés sur cette géologie. Une analyse plus détaillée est effectuée ici afin de déterminer si la structure

du modèle CVN est également valable sur d'autres types de géologie.

Le modèle CVN a été utilisé dans deux configurations différentes de condition limite en bas de colonne de sol lors des simulations réalisées dans cette section (Fig.3.2). La première configuration est celle employée dans le chapitre précédent, avec une condition limite de flux nul (substratum impénétrable). C'est également la configuration qui a été employée dans les études précédentes avec CVN (Manus, 2008; Manus *et al.*, 2009; Vannier, 2009; Anquetin *et al.*, 2010; Braud *et al.*, 2010). La seconde configuration intègre une condition limite de flux gravitaire, censée simuler des pertes par percolation profonde due à un substratum non-imperméable. Les autres éléments de la configuration du modèle sont résumés dans le tableau 3.2.

Modèle	Événement	Condition limite bas	Profondeur des sols	$K_s$	Initialisation	Forçage pluviométrique
CVN	Sept-2002 Oct-2008 Nov-2008	Flux nul Flux gravitaire	Renseignée dans la BD-sols	Rawls & Brakensiek (1985)	Simulation longue	Pluie radar TradHy

TABLEAU 3.2 – Configuration du modèle CVN

### 3.4.1. Différence de comportement entre bassins versants lors de l'événement du 8-9 septembre 2002

Les résultats de la simulation de l'événement de septembre 2002 avec le modèle CVN sont étudiés pour les quatre bassins versants du Gardon de Saint-Jean à Saumane (99 km<sup>2</sup>), du Gardon de Mialet (220 km<sup>2</sup>), du Gardon d'Anduze (incluant les deux précédent, 546 km<sup>2</sup>) et du Crieulon au barrage de la Rouvière (94 km<sup>2</sup>). Ces bassins versants, localisés sur la Fig.3.15, présentent des géologies différentes. Le Crieulon est situé sur un terrain marno-calcaire, comme la majorité des bassins touchés par l'événement de septembre 2002. Les bassins de Saumane et de Mialet sont situés quasiment entièrement sur des schistes métamorphiques, typiques des reliefs cévenols. Le plus grand bassin du Gardon d'Anduze draine à l'aval, en plus des deux bassins précédents, une zone granitique et des terrains calcaires. Malgré cela, le Gardon d'Anduze est, en proportion, majoritairement dominé par une géologie schisteuse.

#### a. Bassins du haut Gardon

La Fig.3.16 présente les résultats de simulations effectuées avec le modèle CVN dans ces deux configuration de condition limite, sur les trois bassins emboîtés du Gardon d'Anduze (Anduze, Mialet, Saumane), lors de l'épisode du 8-9 septembre 2002.

Sur ces trois bassins versants, la Fig.3.16 indique clairement que les simulations effectuées avec une condition limite de flux nul ne donnent pas des résultats satisfaisants. Dans cette configuration, les débits de crue sont largement surestimés, d'un facteur 2 environ, par rapport aux débits mesurés sur les stations limnimétriques opérationnelles. En revanche, les simulations effectuées avec CVN intégrant une condition limite de flux gravitaire donnent des résultats bien plus en accord avec l'observation. Les débits de pointe simulés sont alors très proches de l'observation

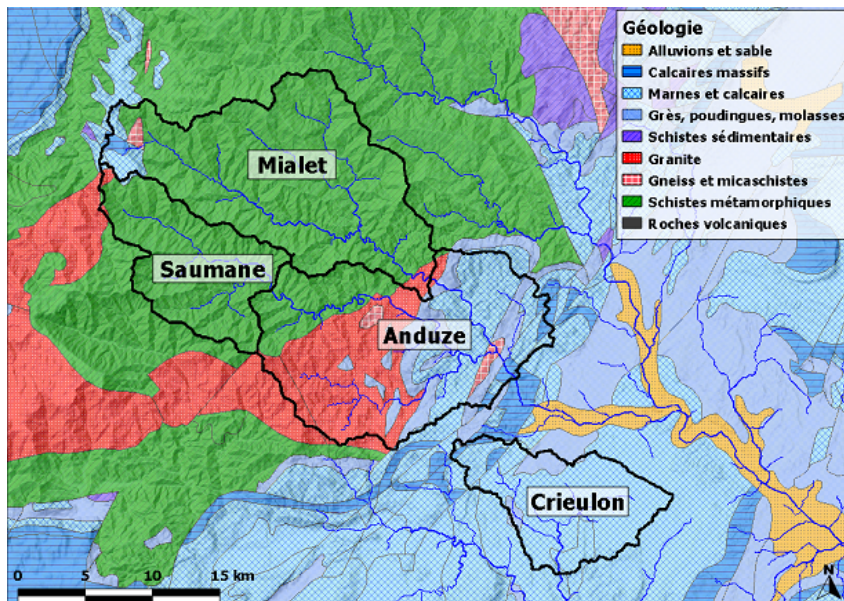


FIGURE 3.15 – Carte géologique et localisation des bassins versants du Crioulon, du Gardon de Saint-Jean à Saumane, du Gardon de Mialet et du Gardon d’Anduze

sur le bassin du Gardon de Mialet. Le débit simulé à Anduze présente une légère sous-estimation, alors qu’à Saumane le débit est légèrement sur-estimé. La forme des hydrogrammes simulés est assez proche de la forme des hydrogrammes mesurés, en particulier en ce qui concerne l’heure de montée de la crue, bien mieux représentée dans cette configuration. Les volumes d’eau simulés sont bien plus réalistes également. On note en revanche une tendance du modèle à simuler des récession trop brutales, dans les deux configurations.

Ces résultats démontrent que la structure du modèle CVN employée dans les études antérieures ne peut être appliquée à l’ensemble de la région.

*b. Bassin du Crioulon*

Le bassin du Crioulon au barrage de la Rouvière est un bon témoin du comportement des bassins de plaine situés sur substratum sédimentaire. Il présente l’intérêt d’être jaugé, puisque les débits entrant au barrage sont reconstitués pour les événements de crue. C’est important, car très peu de bassins versants jaugés de cette dimension et situés dans la plaine présentent des observations de débit pour l’épisode de septembre 2002. C’est donc en quelque sorte un bassin “témoin” pour cet épisode.

L’impact de l’utilisation d’une condition limite de flux gravitaire à l’interface sol-substratum a été évalué sur la simulation des débits de l’épisode de septembre 2002 sur le bassin du Crioulon à la Rouvière. La comparaison des débits simulés dans les deux configurations est présentée sur la Fig.3.17.

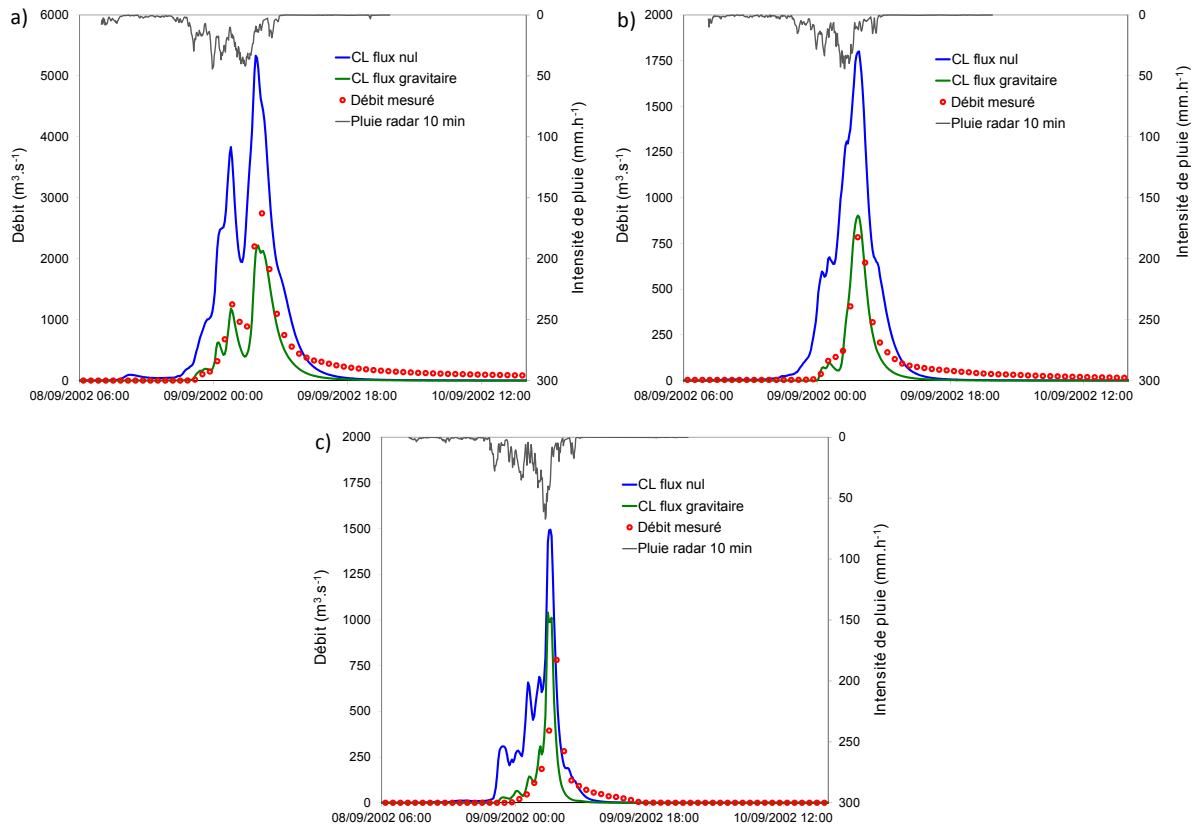


FIGURE 3.16 – Impact du choix de la condition limite de flux en bas de colonne de sol sur les débits simulés à Anduze (a), Mialet (b) et Saumane (c) lors de l'épisode du 8-9 septembre 2002.

Pour le bassin versant du Crieulon, la signature de la condition limite en bas de colonne est beaucoup moins claire que pour les bassins versants du haut Gardon. Le débit de pointe simulé est légèrement inférieur dans le cas de l'utilisation de la condition limite de flux gravitaire, en particulier lors du second pic de crue, ce qui a tendance à l'éloigner un peu plus de l'observation. Cette faible différence entre les résultats issus des deux configurations numériques est la conséquence de la faible conductivité hydraulique des horizons les plus profonds des sols, qui contrôle la capacité de l'eau à percoler en profondeur dans le cas de la condition limite gravitaire.

Dans le cas du bassin versant du Crieulon, la structure du modèle qui reproduit le mieux l'hydrogramme de crue du 8-9 septembre 2002 est donc celle intégrant une condition limite de flux nul à l'interface sol-substratum. Malgré tout, la différence avec l'autre type de condition limite n'est pas flagrante sur ce bassin versant sédimentaire de plaine.

### 3.4.2. Simulation des teneurs en eau du sol

La disponibilité d'observations de teneurs en eau du sol (observations décrites dans la section 2.2) a été mise à profit afin de tester l'impact de la condition limite de flux à l'interface sol-substratum sur les humidités des sols simulées par CVN, et ainsi d'infirmer ou de confirmer les premières constatations qu'une condition limite gravitaire correspond mieux au comportement

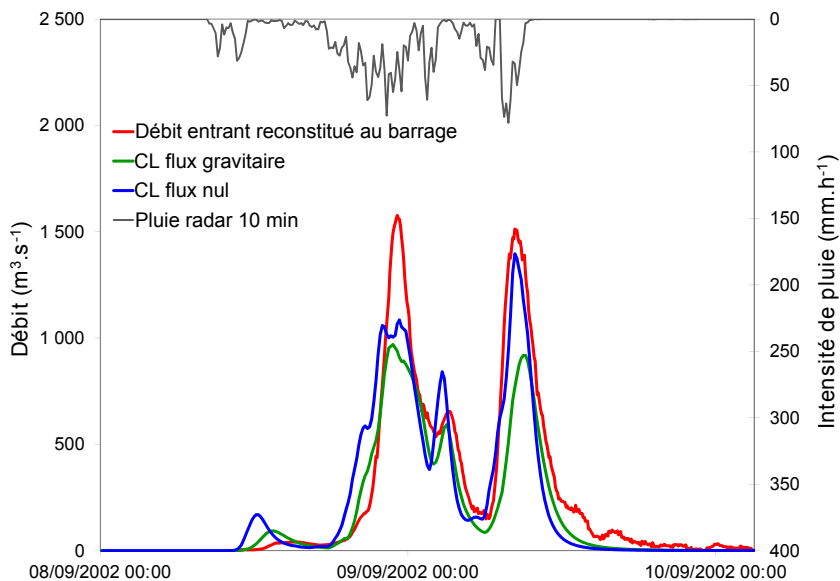


FIGURE 3.17 – Impact du choix de la condition limite de flux en bas de colonne de sol sur les débits simulés sur le bassin versant du Crieulon lors de l’épisode du 8-9 septembre 2002.

des bassins versants des reliefs cévenols.

Deux simulations avec confrontation des résultats aux observations ont été réalisées. La première est une simulation de longue durée (13 mois), entre janvier 2008 et février 2009, sur le site de Sumène (haut bassin de l’Hérault), où plusieurs sondes de mesure d’humidité du sol (ThetaProbe) ont été disposées pendant plusieurs années. Le site de Sumène est une terrasse enherbée, située sur des sols schisteux moyennement profonds (environ 1m). Le site a été décrit par Brunet *et al.* (2010). La seconde simulation concerne le bassin versant de Valescure (géologie granitique), où des sondes TDR ont été mises en place pendant plusieurs années également. La simulation effectuée ici est l’épisode du 31 octobre au 5 novembre 2008 (Fig.2.21b). Dans les deux cas, les résultats du modèle ont été comparés aux humidités mesurées à deux profondeurs différentes.

Les résultats de la simulation de longue durée sur le site de Sumène, et l’impact du choix de la condition limite, sont présentés sur la Fig.3.18. Les teneurs en eau simulées par CVN à 20 cm et à 60 cm de profondeur sont comparées aux mesures effectuées à ces mêmes profondeurs. Il faut garder à l’esprit que la comparaison directe entre des teneurs en eau mesurées ponctuellement (et donc représentatives de l’échantillon de sol investigué, de quelques cm<sup>3</sup>) et des teneurs en eau simulées sur un hydro-paysage (de plusieurs centaines de m<sup>2</sup> de superficie) dont on fait l’hypothèse qu’il est couvert par un sol homogène, doit être interprétée avec une grande prudence. Les hétérogénéités naturelles des sols et de leurs propriétés induisent une représentativité extrêmement limitée d’une observation isolée. Cependant, il est malgré tout intéressant d’analyser qualitativement le comportement des teneurs en eau mesurées, en particulier en terme de dynamique temporelle, et la comparaison avec les résultats de simulation n’est pas du tout dénuée d’intérêt.

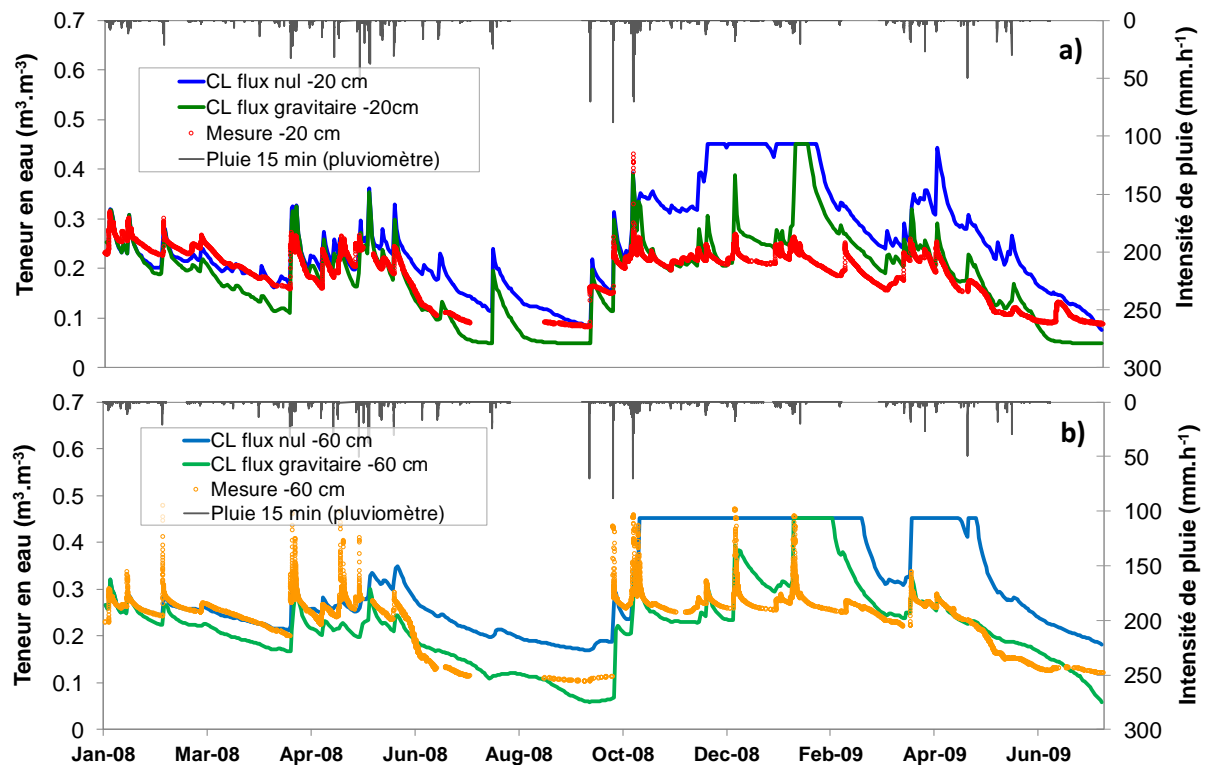


FIGURE 3.18 – Impact du choix de la condition limite de flux en bas de colonne de sol sur la teneur en eau du sol simulée à 20 cm (a) et à 60 cm (b) de profondeur sur le site de Sumène entre janvier 2008 et février 2009, et comparaison aux observations.

Les résultats de la Fig.3.18 semblent aller dans le sens des premières constatations effectuées sur les bassins versants des reliefs cévenols (Gardon d'Anduze, de Mialet et Saumane) : le modèle CVN utilisé avec une condition limite de flux nul à l'interface sol-substratum donne des résultats moins satisfaisants que lorsqu'une percolation vers des couches profondes est autorisée. Sur les premiers mois de simulation (de janvier à mai 2008), on ne constate pas de différence notable entre les résultats obtenus avec les deux configurations, et il n'est pas possible de conclure sur la supériorité d'une configuration ou de l'autre. En revanche, des résultats apparaissent lors de la période comprise entre juin et octobre 2008. Lors de cette période estivale, l'utilisation de la condition limite de flux nul conduit à simuler des teneurs en eau notablement plus élevées que celles observées, aussi bien à 20 cm qu'à 60 cm de profondeur. Mais la différence majeure intervient à l'automne 2008, où la succession des deux épisodes du 19-23 octobre et du 31 octobre au 5 novembre génèrent une saturation complète du profil de sol dans le cas de l'utilisation de la condition limite de flux nul, dans un premier temps en profondeur, puis en surface. Or les teneurs en eau observées n'atteignent jamais un palier de saturation tel que le modèle peut le simuler. Même dans la configuration avec condition limite de flux gravitaire, les teneurs en eau simulées par le modèle atteignent un palier correspondant à la saturation, en début d'hiver 2009. Malgré cela, l'adéquation entre teneur en eau simulée et observée est bien plus acceptable avec la condition limite de flux gravitaire.

Les comparaisons entre valeurs observées et valeurs simulées sont meilleures pour la simulation de l'événement pluvieux du 31 octobre au 5 novembre 2008 sur le site de Valescure (Fig.3.19). On présente ici les teneurs en eau relatives (teneur en eau rapportée à la teneur en eau à saturation). Les sondes TDR de mesure d'humidité installées sur le site de Valescure sont réparties sur 5 profils, espacés de 20 mètres, incluant chacun des mesures à plusieurs profondeurs (Tramblay *et al.*, 2010). Au total, quatre mesures différentes sont disponibles à une profondeur d'environ 30 cm, et trois à une profondeur d'environ 60 cm. Les teneurs en eau simulées sont ainsi comparées à la moyenne des mesures disponibles à chacune des deux profondeurs. Le fait de disposer de plusieurs observations à chaque profondeur augmente la représentativité des mesures, en limitant l'effet de sous-échantillonnage. Le principe de la multiplication des observations sur un même site ("clustering") pour tenir compte de la variabilité naturelle des teneurs en eau est depuis longtemps reconnu et mis en application dans la plupart des travaux (Western *et al.*, 2004; Penna *et al.*, 2009; Brocca *et al.*, 2010; Zehe *et al.*, 2010, par ex.).

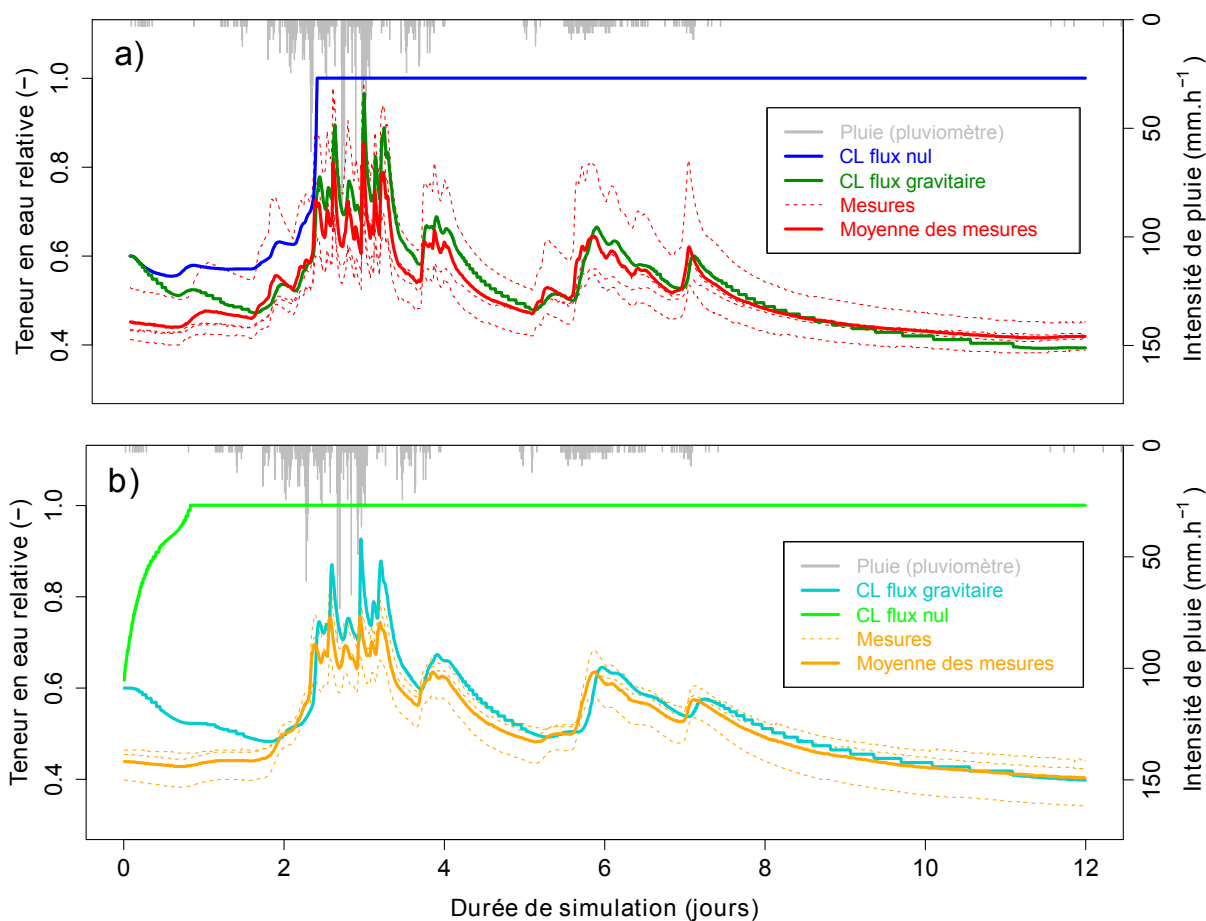


FIGURE 3.19 – Impact du choix de la condition limite de flux en bas de colonne de sol sur la teneur en eau relative du sol simulée à 30 cm (a) et 60 cm (b) de profondeur sur le site de Valescure lors de l'épisode du 31 octobre au 5 novembre 2008, et comparaison aux observations.

La signature de la condition limite de flux en bas de colonne apparaît très clairement à cette échelle événementielle. L'utilisation de la condition limite de flux nul conduit à une saturation très

rapide des sols (d'abord à 60 cm, ensuite à 30 cm de profondeur), qui n'est jamais observée. Le modèle utilisé avec une condition de flux nul est incapable d'évacuer l'eau des sols autrement que par évapotranspiration, ce qui apparaît comme largement insuffisant à l'échelle événementielle. A l'inverse, l'utilisation de la condition limite de flux gravitaire donne des résultats de simulation très proches de la moyenne des observations pour les deux profondeurs instrumentées. Ces très bons résultats obtenus sont sans doute également liés à une estimation correcte des propriétés hydrodynamiques des sols par la fonction de pédotransfert de [Rawls & Brakensiek \(1985\)](#).

### 3.4.3. Différence de comportement entre événements pour les bassins du haut Gardon

Les tests effectués sur la condition limite de flux en bas des colonnes de sol tendent à montrer que les bassins situés sur les reliefs, sur des sols schisteux (et granitiques dans le cas de Valescure), présentent un fonctionnement hydrologique qui est mieux représenté par le modèle CVN où une condition limite de flux gravitaire est imposée. Néanmoins, ces résultats sont à nuancer car ils semblent dépendre du type d'événement pluviométrique. La Fig.3.20 présente les chroniques événementielles des débits simulés pour les trois bassins d'Anduze, Mialet et Saumane. Trois événements sont analysés : 8-9 septembre 2002 (résultats déjà présentés), 19-23 octobre 2008 et 31 octobre - 5 novembre 2008.

Les résultats obtenus pour l'épisode d'octobre 2008 montrent un comportement du modèle assez similaire à celui de l'épisode de septembre 2002. Les débits de pointe simulés sont dans les mêmes ordres de grandeurs que ceux mesurés, et la forme générale des hydrogrammes est assez similaire (à l'exception d'un premier pic de crue surestimé par le modèle sur le bassin du Gardon de Mialet). D'après les mesures de débit, le bassin de Saumane n'a pas réagi à cet épisode, ce que le modèle a également correctement simulé.

En revanche, les résultats sont très différents pour l'épisode de novembre 2008, où les conditions hydriques initiales du sol sont fortement conditionnées par l'épisode d'octobre, survenu dix jours plus tôt. En condition limite de flux gravitaire, le modèle CVN sous-estime fortement les débits survenus sur les trois bassins versants. Le modèle sous-estime également fortement les volumes d'eau écoulés lors de cet épisode, avec un comportement très similaire sur les trois bassins. Le début de la crue est simulé trop tardivement par CVN, et les débits de pointe trop faibles. Le modèle ne peut reproduire correctement les débits de récession observés, qui restent importants sur les trois bassins versants.

### 3.4.4. Interprétation des résultats

Le fonctionnement hydrologique des bassins versants situés sur les reliefs, sur une géologie schisteuse ou granitique, est bien mieux représenté par le modèle CVN lorsque l'on prescrit une condition limite de flux gravitaire à l'interface sol-substratum. L'interprétation de ce résultat doit être effectuée avec prudence. Une conclusion pourrait être que les roches schisteuses et granitiques sont perméables, à la différence des substrats sédimentaires. Cette conclusion "naturelle" négligerait néanmoins l'existence d'un processus hydrologique important sur ces bassins que le modèle CVN n'intègre pas : **les écoulements latéraux de subsurface**. A ce stade, le modèle



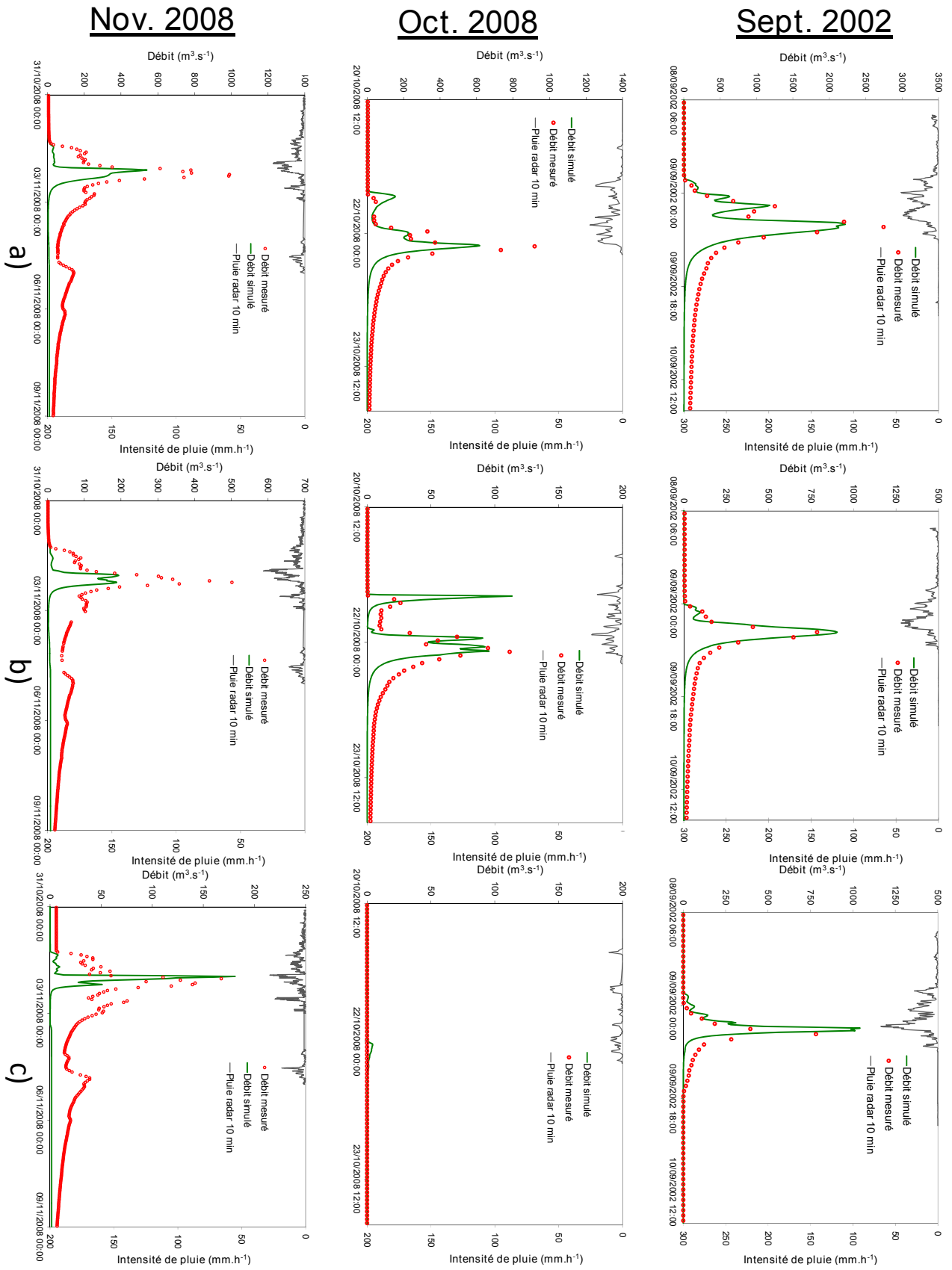


FIGURE 3.20 – Débits simulés par CVN avec une condition limite de flux gravitaire en bas de colonne de sol, sur les bassins versants d'Anduze (a), de Mlalet (b) et de Saumane (c), lors des épisodes de septembre 2002, octobre 2008 et novembre 2008.

CVN, est un modèle unidimensionnel où seuls les écoulements verticaux dans les sols sont modélisés. Or la réalité observée suggère que l'eau transite également latéralement, dans les sols mais surtout dans des horizons plus profonds. Les temps caractéristiques des transferts latéraux peuvent être importants (plusieurs jours). En conséquence, de l'eau qui percole en profondeur puis transite latéralement lentement peut tout à fait être vue comme "perdue" pour le modèle à l'échelle de l'épisode de crue. C'est pourquoi l'utilisation d'une condition limite gravitaire autorisant l'eau à percoler en profondeur donne de bons résultats à l'échelle de l'événement. De plus, si cette eau transite latéralement dans des horizons situés plus profondément que les sols superficiels, le modèle peut également reproduire très correctement les teneurs en eau observées dans les sols superficiels, comme c'est le cas pour les simulations effectuées sur les sites de Sumène et Valescure. En fin de compte, la percolation simulée joue ici le même rôle qu'un stockage profond, qui ne relâche l'eau que lentement (période de récession), et ne contribue quasiment pas aux écoulements en crue.

Une interprétation possible à la différence de comportement observée sur l'épisode de novembre 2008 est que le modèle, dans cette configuration, n'est pas capable de simuler correctement la réponse en crue de bassins déjà très humides comme cela s'est produit en novembre 2008. La quantité d'eau perdue "par le bas" en raison de la condition limite de flux gravitaire est trop importante pour reproduire correctement les débits observés. En conditions très humides comme en début d'épisode le 31 octobre 2008, les stocks souterrains des bassins étaient sans doute déjà saturés ou pratiquement, si bien que les réponses en débit sont survenues très tôt (plus tôt que ce que le modèle a simulé) et avec plus de force. De même, les débits de récession ont été particulièrement importants lors de cet épisode, signe que les nappes étaient sans doute très hautes.

En résumé, les tests effectués sur les types de conditions aux limites à l'interface sol-substratum du modèle fournissent plusieurs enseignements :

1. Les bassins localisés sur les reliefs (sur schistes et granites) ne se comportent pas en crue comme les bassins de plaine (sur calcaires et marnes) ;
2. Ces bassins des reliefs disposent sans doute de capacités de stockages souterrains importantes, qui sont l'explication du bon fonctionnement du modèle avec condition limite de flux gravitaire ;
3. Les stockages profonds de ces bassins peuvent se saturer lors d'un événement et amener à une réponse plus rapide et massive que ce que le modèle CVN avec condition limite de flux gravitaire ne peut simuler. C'est certainement ce qui s'est produit en novembre 2008 ;
4. En condition de flux gravitaire, le modèle est capable de bien représenter les transferts d'eau dans la zone non-saturée (sols superficiels) des bassins situés sur les reliefs, comme en témoignent les bons résultats obtenus sur les simulations de teneur en eau de longue durée et événementielles.
5. Le modèle CVN ne peut pas, dans sa configuration actuelle, représenter la dynamique long-terme des écoulements sur les bassins versants, puisque seul du ruissellement de surface peut être généré. Des adaptations doivent être envisagées pour que le modèle puisse simuler correctement les débits en période inter-événementielle. En ce sens, une reprise

de la percolation profonde dans la configuration avec condition limite de flux gravitaire, et envoi dans le réseau hydrographique peut-être une piste envisageable. Une autre piste possible est l'implémentation des écoulements latéraux de sub-surface en zone saturée dans le modèle. Ces deux pistes sont explorées dans la suite du document.

Ces premiers résultats de simulations effectuées avec le modèle CVN mettent en évidence des fonctionnements hydrologiques variables au sein de la région. Ces résultats sont analysés bassin par bassin, principalement sur la base d'une comparaison d'hydrogrammes. Même si une inter-comparaison des résultats obtenus sur les différents bassins est effectuée afin d'obtenir une vision régionale des résultats, la dimension spatiale de l'analyse reste limitée. Pour combler cette lacune, des méthodes d'analyse spatio-temporelle des événements de crue ont vu le jour ([Woods & Sivapalan, 1999](#); [Mejía & Moglen, 2010](#), par ex.). La section suivante présente le cadre d'analyse spatio-temporel proposé par [Viglione \*et al.\* \(2010b\)](#). Ce cadre d'analyse est ensuite appliqué aux résultats du modèle CVN et aux tests de sensibilités aux propriétés des sols effectués dans cette section.

## 3.5. ANALYSE SPATIO-TEMPORELLE DES RÉSULTATS DE SIMULATION

Le cadre d'analyse spatio-temporelle de la réponse d'un bassin versant à un événement hydro-météorologique proposé par Woods & Sivapalan (1999) permet de déterminer les interactions entre la pluie, le ruissellement généré et le transfert dans le réseau hydrographique d'un bassin versant pour mieux comprendre les processus dominants dans la survenue des crues. Ce cadre d'analyse a été repris et généralisé par Viglione *et al.* (2010b), qui ont relâché certaines hypothèses de départ. La section suivante présente le cadre d'analyse spatio-temporelle décrit par Viglione *et al.* (2010b) et son intérêt pour la compréhension des processus hydrologiques à l'origine des crues, à travers son application aux résultats de simulations de CVN sur plusieurs bassins versants de la région Cévennes-Vivarais.

### 3.5.1. Cadre théorique

Woods & Sivapalan (1999) décrivent la réponse d'un bassin versant en analysant : (1) la hauteur de la lame d'eau écoulée (production de ruissellement) ; (2) le temps moyen d'arrivée de la crue ; (3) la variance du temps d'arrivée de la crue, définissant son extension temporelle et aussi son intensité. Ces trois paramètres caractérisent l'hydrogramme de crue (Fig.3.21).

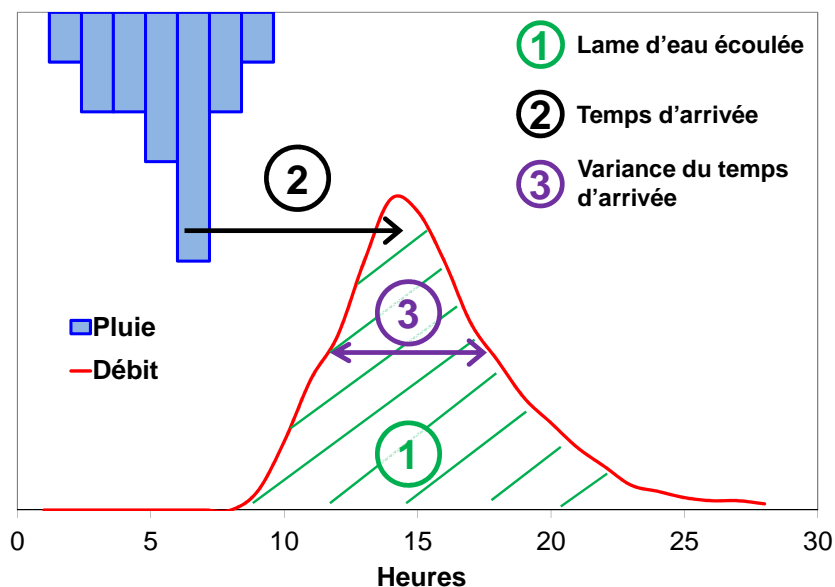


FIGURE 3.21 – Définition des trois caractéristiques descriptives de la réponse d'un bassin versant en crue. Repris et modifié, d'après Woods & Sivapalan (1999).

Les cadres d'analyses proposés par Woods & Sivapalan (1999) et Viglione *et al.* (2010b) s'intéressent à l'ensemble des processus à l'origine de ces caractéristiques. Nous ne détaillerons ici que la partie concernant la production de ruissellement (lame d'eau écoulée). Les aspects liés au temps de transfert au sein du bassin versant ne sont pas décrits.

La production de ruissellement instantanée locale, variable dans le temps et l'espace, est décomposée de la manière suivante :

$$R(x, y, t) = P(x, y, t) \times W(x, y, t) \quad (3.4)$$

Où les coordonnées  $(x, y)$  définissent la localisation,  $t$  est le temps [T],  $R(x, y, t)$  est la production de ruissellement [ $L.T^{-1}$ ],  $P(x, y, t)$  la pluie [ $L.T^{-1}$ ] et  $W(x, y, t)$  le coefficient de ruissellement [-]. **Viglione et al. (2010b)** ont décomposé l'équation 3.4 en termes moyennés spatialement et temporellement pour aboutir à l'écriture de la moyenne spatiale et temporelle de la production de ruissellement à l'échelle du bassin versant, autrement dit de la lame d'eau écoulée :

$$R_{x,y,t} = \underbrace{P_{x,y,t} \times W_{x,y,t}}_{R1} + \underbrace{cov_t(P_{x,y}, W_{x,y})}_{R2} + \underbrace{cov_{x,y}(P_t, W_t)}_{R3} + \underbrace{[cov_t(P - P_{x,y}, W - W_{x,y})]_{x,y}}_{R4} \quad (3.5)$$

Où  $R_{x,y,t}$  [ $L.T^{-1}$ ],  $P_{x,y,t}$  [ $L.T^{-1}$ ] et  $W_{x,y,t}$  [-] sont les moyennes spatiales et temporelles de la production de ruissellement, de la pluie et du coefficient de ruissellement respectivement.  $P$  est la pluie instantanée locale [ $L.T^{-1}$ ] et  $W$  est le coefficient de ruissellement instantané local [-].  $P_{x,y}$  [ $L.T^{-1}$ ] et  $W_{x,y}$  [-] sont les moyennes spatiales de la pluie et du coefficient de ruissellement.  $P_t$  [ $L.T^{-1}$ ] et  $W_t$  [-] sont les moyennes temporelles de la pluie et du coefficient de ruissellement. Le terme  $cov_t$  indique une covariance temporelle, tandis que le terme  $cov_{x,y}$  fait référence à une covariance spatiale. **Viglione et al. (2010b)** décomposent cette équation en quatre termes R1 à R4, ayant chacun une signification physique :

- **R1** est le produit des moyennes spatiales et temporelles de la pluie et du coefficient de ruissellement ;
- **R2** est la covariance temporelle des moyennes spatiales de la pluie et du coefficient de ruissellement ;
- **R3** est la covariance spatiale des moyennes temporelles de la pluie et du coefficient de ruissellement ;
- **R4** est la moyenne spatiale des covariances temporelles des écarts à la moyenne spatiale de la pluie et du coefficient de ruissellement. Ce terme R4 a été introduit par **Viglione et al. (2010b)**. Il découle du relâchement de l'hypothèse de stationnarité de l'événement météorologique à l'origine de la crue, faite initialement par **Woods & Sivapalan (1999)**. Ce terme R4, un peu complexe à interpréter, est dû à la variation spatiale de la covariance temporelle de la pluie et du coefficient de ruissellement. C'est un terme lié à l'advection spatiale de l'événement météorologique.

Le cadre d'analyse décrit ici est général. Il nécessite de disposer d'estimations distribuées de la pluie et du coefficient de ruissellement sur le bassin versant étudié. Concrètement, disposer d'observations distribuées de pluie est assez aisé, si le réseau de pluviomètres est suffisamment dense ou si des observations issues des mesures radar sont disponibles. En revanche, disposer d'observations distribuées sur les coefficients de ruissellement n'est pas courant. Il est possible

d'envisager des mesures de débit extrêmement distribuées, sur un réseau de sous-bassins versants emboîtés, et d'en déduire des coefficients de ruissellement distribués dans l'espace. Dans le futur, les techniques de télédétection ouvriront peut-être de nouvelles pistes pour l'estimation distribuée de débits, et donc de coefficients de ruissellement. Aujourd'hui, la seule estimation distribuée du coefficient de ruissellement véritablement disponible est le résultat des modèles hydrologiques distribués. *Viglione et al. (2010a)* ont, à ce titre, utilisé des coefficients de ruissellement simulés par un modèle hydrologique pour l'application du cadre d'analyse proposé.

### 3.5.2. Exemple de mise en œuvre : application au bassin du Gardon pour l'événement de septembre 2002

Modèle	Événement	Condition limite bas	Profondeur des sols	$K_s$	Initialisation	Forçage pluviométrique
CVN	Sept-2002	Flux nul	Renseignée dans la BD-sols	Rawls & Brakensiek (1985)	Simulation longue	Pluie radar TradHy

TABLEAU 3.3 – Configuration du modèle CVN

La mise en œuvre du cadre d'analyse de *Viglione et al. (2010b)* est effectuée à titre d'exemple sur le grand bassin versant du Gardon (1 999 km<sup>2</sup>), pour l'événement de septembre 2002. Comme suggéré par *Viglione et al. (2010b)*, les dimensions spatiales ( $x, y$ ) du bassin versant ont été réduites en une seule dimension qui est la distance  $D$  à l'exutoire du bassin [L]. Une illustration du bassin versant du Gardon découpé en classes de distances à l'exutoire est présentée sur la Fig.3.22.

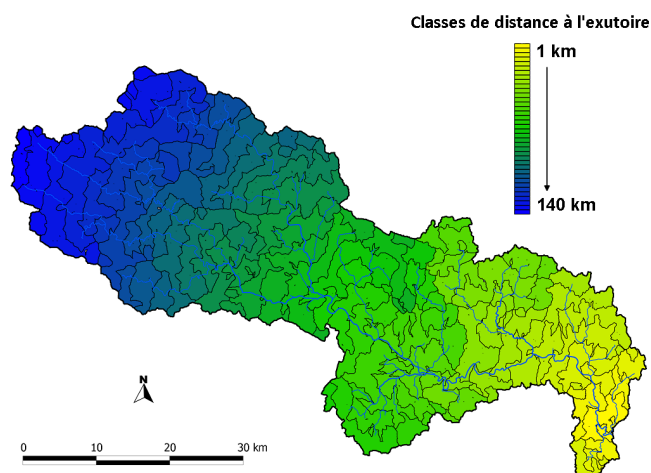


FIGURE 3.22 – Découpage du bassin versant du Gardon en classes de distances à l'exutoire.

La réduction des deux dimensions spatiales en une seule autorise la représentation spatio-temporelle de la pluie et des coefficients de ruissellement simulés sur un graphique matriciel à deux dimensions (distance à l'exutoire sur l'axe des ordonnées, et temps sur l'axe des abscisses). Pour l'épisode de septembre 2002, cette représentation temporelle de la pluie sur le bassin versant du Gardon est illustrée sur la Fig.3.23. Cette représentation spatio-temporelle de la pluie

(Fig.3.23) renseigne sur la dynamique de l'événement pluvieux sur le bassin versant. On observe que les intensités de pluie les plus fortes forment une parabole sur le graphique : les pluies intenses ont commencé à toucher l'aval du bassin dans un premier temps, avant de migrer vers l'amont et de redescendre à l'aval en fin d'épisode.

De la même manière, le coefficient de ruissellement simulé par le modèle CVN lors de cet épisode est représenté sur un graphique analogue (Fig.3.24). Dans un premier temps, la simulation a été faite avec une condition limite de flux nul en bas de colonne de sol. Les autres paramètres n'ont pas été modifiés (Fig.3.3). Le coefficient de ruissellement simulé ne cesse d'augmenter lors de cet épisode. Cela se traduit sur la Fig.3.24 par une coloration progressant du bleu vers le rouge au fur et à mesure de l'événement. En fin d'événement, les coefficients de ruissellements sont égaux à 1 presque sur l'ensemble de la surface du bassin : les sols sont complètement saturés, et la pluie se transforme intégralement en ruissellement.

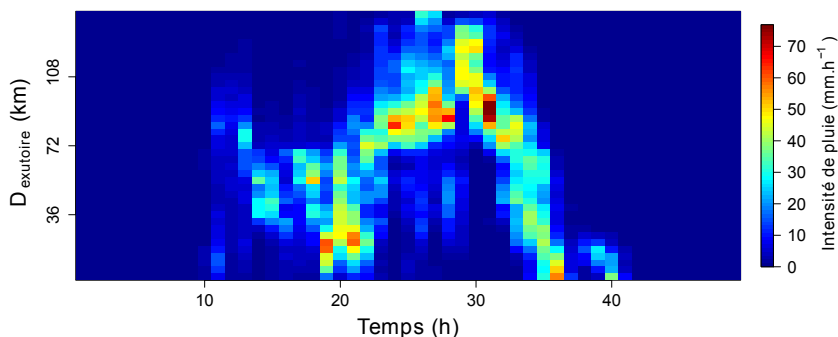


FIGURE 3.23 – Diagramme spatio-temporel de la pluie survenue les 8-9 septembre 2002 sur le bassin du Gardon. Les valeurs sont les moyennes sur l'ensemble des mailles appartenant à la même classe de distance à l'exutoire.

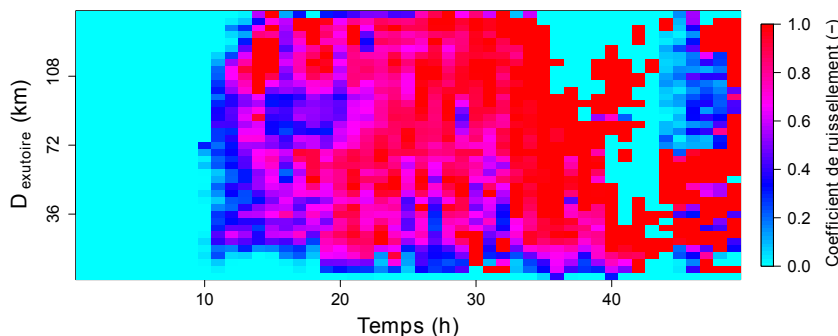


FIGURE 3.24 – Diagramme spatio-temporel du coefficient de ruissellement simulé par CVN les 8-9 septembre 2002 sur le bassin du Gardon. Les valeurs sont les moyennes sur l'ensemble des mailles appartenant à la même classe de distance à l'exutoire.

Les termes R2 et R3 de la décomposition spatio-temporelle sont dus aux variations conjointes de la pluie et du coefficient de ruissellement : variation temporelle conjointe des moyennes spatiales pour R2, variation spatiale conjointe des moyennes temporelles pour R3. Sur la Fig.3.25 sont présentées d'une part les évolutions temporelles de la pluie moyenne spatiale  $P_{x,y}$  et du

coefficient de ruissellement moyen spatial  $W_{x,y}$ , et d'autre part les distributions spatiales des moyennes temporelles de la pluie  $P_t$  et du coefficient de ruissellement  $W_t$ . La Fig.3.25 ne met pas en évidence de tendance claire de variabilité conjointe de  $P_{x,y}(t)$  et  $W_{x,y}(t)$ , de même pour  $P_t(x,y)$  et  $W_t(x,y)$ . En conséquence, les termes R2 et R3, égaux aux covariances de ces variables, n'ont pas un poids majeur dans la genèse de la crue simulée. Les valeurs des quatre termes R1 à R4 et leur poids respectif (exprimé en mm et en %) sont présentées pour cet événement de septembre 2002 sur le bassin du Gardon sur la Fig.3.26.

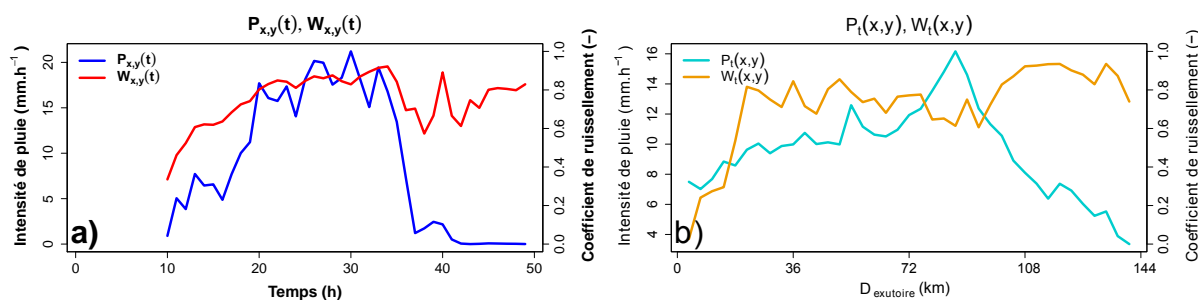


FIGURE 3.25 – Évolution temporelle conjointe des moyennes spatiales de la pluie  $P_{x,y}$  et du coefficient de ruissellement  $W_{x,y}$  (a) et distribution spatiale des moyennes temporelles de la pluie  $P_t$  et du coefficient de ruissellement  $W_t$  (b).

On observe que la majeure partie (84 %) du ruissellement simulé par le modèle CVN est attribuable au terme R1. Autrement dit, la multiplication de la lame d'eau précipitée moyenne sur le bassin versant par le coefficient de ruissellement moyen de l'épisode sur le bassin versant suffit à expliquer 84 % du ruissellement total produit. Le terme R3, qui résulte de la covariance spatiale entre la pluie et le coefficient de ruissellement, n'a aucun poids (il est même légèrement négatif, en raison d'une anti-corrélation entre ces deux termes). Autrement dit, le ruissellement généré lors de l'épisode n'est pas dû à des effets locaux (forte pluie sur des zones particulièrement susceptibles au ruissellement). Le terme R2, lié à la covariance temporelle entre la pluie et le coefficient de ruissellement, est plus important, même s'il reste faible en proportion (8 % du ruissellement total). Comme suggéré par [Viglione et al. \(2010b\)](#), le terme R2 peut renseigner sur les processus à l'origine du ruissellement produit : dans le cas de ruissellement hortonien, les séries temporelles de la pluie et du coefficient de ruissellement vont être étroitement liées. Il en résultera une valeur importante du terme R2. Une saturation progressive des sols ne se traduira en revanche pas par une corrélation spécialement importante entre la pluie et le coefficient de ruissellement, et donc le terme R2 ne sera pas important dans ce cas. C'est ce qui semble être le cas dans cette simulation. Les cumuls de pluie exceptionnels de cet événement ont amené les sols à se saturer rapidement, et le modèle à générer du ruissellement de manière généralisée sur quasiment tout le bassin versant (d'où un terme R1 important), gommant les hétérogénéités spatiales et temporelles (termes R2 et R3) qui auraient pu jouer un rôle plus important si les cumuls de pluie avaient été moindres. La dynamique de l'épisode a également joué un rôle non négligeable, comme en atteste la proportion (23 mm, 7 %) du ruissellement total imputable à R4.



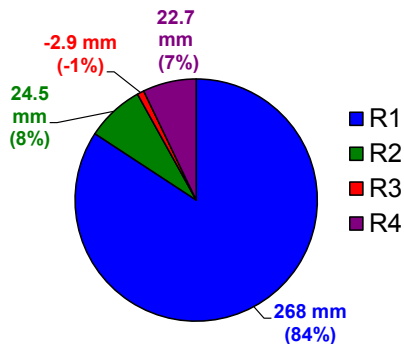


FIGURE 3.26 – Valeur (en mm) et poids relatif des quatre termes R1 à R4 de la décomposition spatio-temporelle du ruissellement simulé par CVN sur le bassin du Gardon lors de l’événement du 8-9 septembre 2002.

### 3.5.3. Comparaison de la “signature” de différents événements hydrométéorologiques

Modèle	Événements	Condition limite bas	Profondeur des sols	$K_s$	Initialisation	Forçage pluviométrique
CVN	Oct-1997 Oct-2001 Sept-2002 Nov-2007 Oct-2008 Nov-2008	Flux gravitaire	Renseignée dans la BD-sols	Rawls & Brakensiek (1985)	Simulation longue	Pluie radar TradHy ou PANTHERE

TABEAU 3.4 – Configuration du modèle CVN

Le cadre d’analyse spatio-temporelle proposé par *Viglione et al. (2010b)* a été appliqué sur plusieurs résultats de simulations effectuées avec le modèle CVN. Une comparaison des résultats de simulation de six épisodes pluvieux différents ayant touché le bassin versant de l’Avène (58 km<sup>2</sup>), situé dans la région d’Alès sur le Gardon, est menée. La configuration du modèle CVN pour ces simulations est résumée dans le tableau 3.4. L’idée de ces simulations est notamment de voir l’effet de la nature météorologique des épisodes pluvieux sur les poids respectifs des termes du ruissellement généré par le modèle CVN. Dans cette étude, le modèle est utilisé dans sa version avec une condition limite de flux gravitaire à l’interface sol-substratum. Les autres éléments de configuration du modèle sont présentés dans le tableau 3.4. Ce choix est arbitraire, et n’est pas guidé par la géologie du bassin, qui est sédimentaire. Une étude de sensibilité au type de condition limite employée sur ce bassin de l’Avène est décrite dans la suite du chapitre.

Les six événements pluvieux sont décrits dans le tableau 3.5. Ces épisodes ont des typologies assez différentes. L’événement d’octobre 1997 a été très intense sur le bassin de l’Avène. Il a apporté localement des cumuls de plus de 300 mm, en l’espace de 6 h. Des intensité de pluie de plus de 140 mm.h<sup>-1</sup> ont été mesurées sur le pluviomètre de Saint-Hilaire de Brethmas (*Gaume et al., 2003a*). L’événement de septembre 2002 a également été très intense sur le bassin de l’Avène : 500 mm de pluie sont tombés sur ce bassin en l’espace de 10h, avec des intensité pluviométrique dépassant temporairement 100 mm.h<sup>-1</sup>. L’événement d’octobre 2008 a été intense également

(légèrement moins que les deux précédemment cités), mais s'est cantonné au haut du bassin. Il a apporté sur le haut bassin de l'Avène plus de 350 mm de pluie en l'espace de 15h, avec temporairement des intensités mesurées de l'ordre de  $70 \text{ mm.h}^{-1}$ . L'épisode d'octobre 2001<sup>1</sup> a apporté des cumuls de pluie conséquents (350 mm sur l'ensemble du bassin), avec une intensité plus modérée mais assez constante ( $35 \text{ mm.h}^{-1}$  pendant une dizaine d'heures). Les épisodes de septembre 2005 et novembre 2007<sup>1</sup> n'ont pas été majeurs sur ce bassin. Ils ont apporté des cumuls non négligeables (220 et 170 mm), mais sur une durée plus importante (3 jours consécutifs) avec des intensités de pluie ne dépassant pas  $20 \text{ mm.h}^{-1}$ .

TABLEAU 3.5 – Tableau récapitulatif des six épisodes simulés sur le bassin versant de l'Avène ( $58 \text{ km}^2$ ).

Événement	Date	Lame d'eau moyenne précipitée (radar) (mm)	Débit de pointe simulé (m <sup>3</sup> /s)	Lame d'eau ruissellée simulée (mm)	Coefficient de ruisselle- ment global	REx
<b>Oct-1997</b>	06/10	256	900	150	59%	Oui
<b>Oct-2001</b>	06/10 - 07/10	368	437	190	52%	Non
<b>Sept-2002</b>	08/09 - 09/09	516	835	350	68%	Oui
<b>Sept-2005</b>	06/09 - 09/09	219	32	22	10%	Non
<b>Nov-2007</b>	19/11 - 23/11	169	33	12	7%	Non
<b>Oct-2008</b>	19/10 - 22/10	161	142	41	25%	Oui

Les diagrammes spatio-temporels de la pluie mesurée par radar sur le bassin versant de l'Avène pour les six épisodes sont visibles sur la Fig.3.27. Cette représentation permet une comparaison inter-événementielle originale, où on distingue les cellules pluvieuses les plus intenses et leur localisation sur le bassin versant.

Les résultats de la décomposition de l'analyse spatio-temporelle pour ces six événements simulés par CVN sont présentés sur la Fig.3.28. Les contributions absolues (en mm) et relatives (en %) au ruissellement total simulé des quatre termes R1 à R4 sont représentées. Le poids relatif des quatre termes varie clairement avec la nature des événements pluvieux. D'une manière générale, sur les simulations réalisées ici, les termes R1 et R2 dominent largement. Le terme R3 est presque toujours minoritaire, et l'importance du terme R4 est variable. L'équilibre entre les termes R1 et R2 semble être assez lié à l'intensité de l'événement : pour les événements courts et intenses, comme ceux d'octobre 1997 et octobre 2008, le terme R2 est majoritaire. Comme cela a été mentionné précédemment, un terme R2 important est un signe de production de ruissellement par mécanisme hortonien (dépassement des capacités d'infiltration des sols). Il est donc logique que ce terme R2 domine pour les événements intenses. A l'inverse, les événements plus stationnaires et sujets à des intensités de pluie plus homogènes, comme celui d'octobre 2001, conduisent à des valeurs de R1 plus importantes.

1. Les épisodes d'octobre 2001 et novembre 2007 ne sont pas décrits dans la section 2.4. La raison est que ce sont des événements qui n'ont pas causé de dégâts importants à l'échelle de la région, et n'ont pas été l'objet d'un retour d'expérience hydrologique. Ce sont des épisodes hydrométéorologiques qu'on peut qualifier de "courants" sur la région Cévennes-Vivarais.

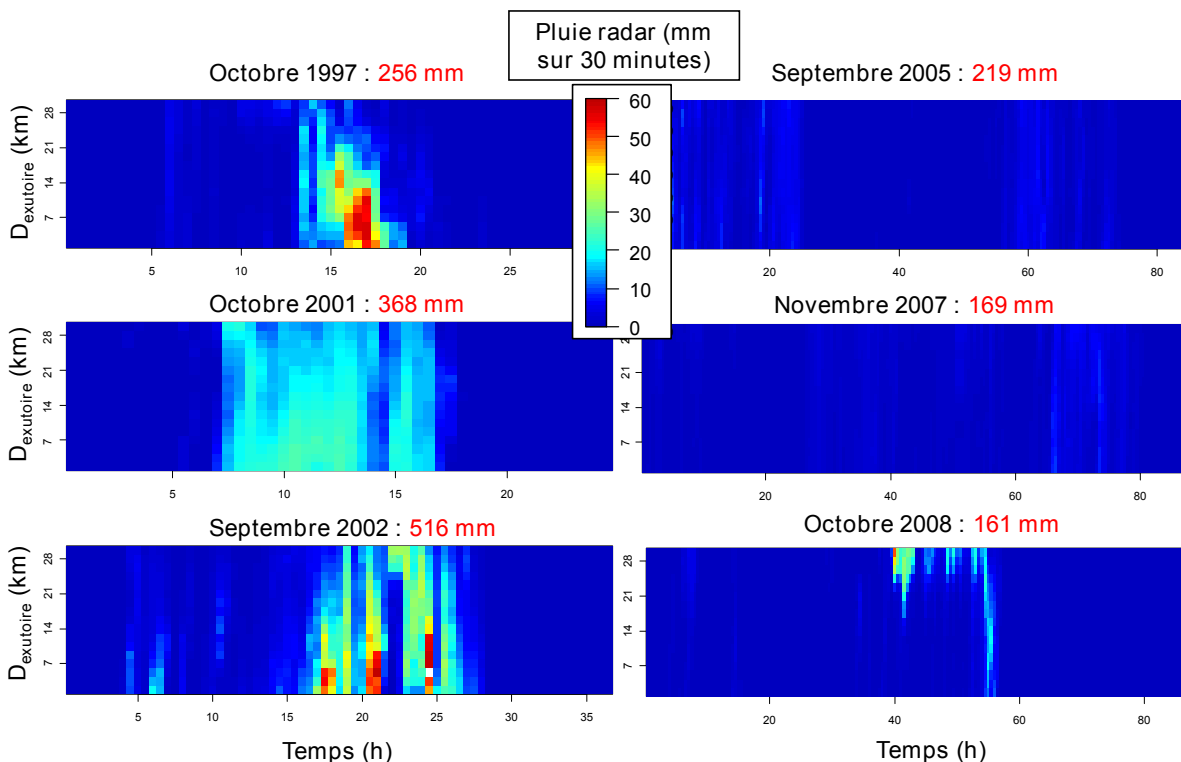


FIGURE 3.27 – Diagramme spatio-temporel de la pluie radar (cumuls au pas de temps 30 minutes) sur le bassin de l’Avène pour les six événements étudiés.

### 3.5.4. Tests de sensibilité à la condition limite de flux et aux propriétés des sols

Les tests de sensibilités aux propriétés des sol (profondeur, conductivité hydraulique) (section 3.3) et à la condition limite de bas de colonne de sol (section 3.4) ont montré l’impact de ces paramètres sur les hydrogrammes simulés par le modèle CVN sur différents bassins. Dans cette partie, les même analyses de sensibilité sont effectuées et analysées en terme de dynamique spatio-temporelle, au moyen de la méthodologie proposée par *Viglione et al.* (2010b).

#### a. Sensibilité à la condition limite de flux à l’interface sol-substratum

Les simulations effectuées sur le bassin versant de l’Avène, pour les six épisodes pluvieux étudiés, ont été réalisées avec une condition limite de flux gravitaire en bas de colonne de sol. Le choix de la condition limite appliquée au modèle influençant fortement la réponse du modèle aux événements de crue (section 3.4), il a été choisi de regarder quel était l’impact du choix de cette condition limite sur le poids relatif des termes issus de la décomposition spatio-temporelle.

La Fig.3.29 présente la structure spatio-temporelle des coefficients de ruissellement simulés par le modèle CVN pour l’épisode de septembre 2002 sur le bassin de l’Avène, avec les deux types de condition limite de flux. Les structures sont très différentes, à la fois dans l’espace et dans le temps. Ainsi, les coefficients de ruissellement simulés par le modèle avec la condition de flux nul atteignent dès le début de l’épisode une valeur de 1 sur le haut du bassin (zone rouge

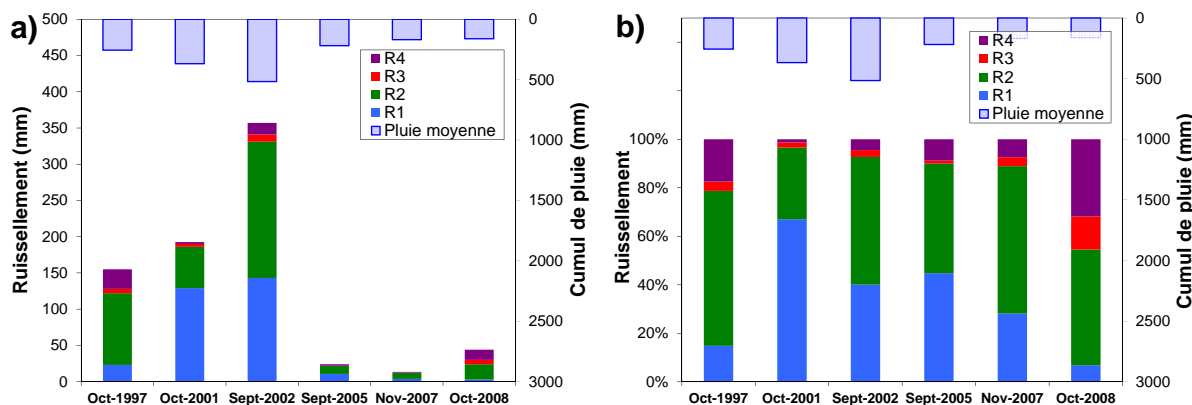


FIGURE 3.28 – Résultats de la décomposition spatio-temporelle sur le bassin versant de l'Avène pour les six événements étudiés : contribution absolue (a) et relative (b) des termes R1 à R4 à la lame d'eau de ruissellement simulée par le modèle.

dans la partie haute de la Fig.3.29b), alors qu'avec la condition de flux gravitaire, cette valeur n'est jamais atteinte. C'est la conséquence de sols perméables mais très peu épais sur cette partie haute du bassin : avec une interface sol-substratum imperméable, la saturation des sols est très vite atteinte. Cette saturation complète des sols est d'ailleurs atteinte en fin d'épisode sur la presque totalité du bassin versant, lorsque la condition de flux nul est employée. A l'inverse, l'emploi du modèle intégrant une percolation profonde permet de simuler une dé-saturation progressive des sols, qui se traduit sur la Fig.3.29a par une diminution progressive des coefficients de ruissellement simulés.

L'impact du choix de la condition limite de flux sur le poids respectifs des quatre termes R1 à R4 de la décomposition spatio-temporelle du ruissellement est représenté sur la Fig.3.30. Encore une fois, les contributions des termes R1 et R2 à la lame d'eau écoulee totale dominent largement. En revanche, l'équilibre entre ces deux termes est très influencé par le choix de la condition limite. Avec une condition limite de flux gravitaire, le terme R2 domine, signe de la contribution majoritaire du mécanisme de production hortonien de ruissellement. A l'inverse, lorsque la condition de flux nul est utilisée, les sols se saturent et sont à l'origine d'une production de ruissellement généralisée à tout le bassin, qui se traduit par un poids plus important du terme R1.

#### b. Sensibilité à la valeur du $K_s$ de surface

Les tests de sensibilités menés sur les bassins versants touchés par l'épisode de septembre 2005, présentés dans la section 3.3, sont analysés avec la méthodologie proposée par [Viglione et al. \(2010b\)](#). En particulier, la sensibilité de la réponse du bassin de Vallongue à la valeur de la conductivité hydraulique à saturation ( $K_s$ ) de surface est présentée ici. Pour rappel, le modèle est utilisé ici avec une condition limite de flux nul à l'interface sol-substratum. L'événement de septembre 2005 est ici découpé en deux sous-épisodes. La sensibilité de la réponse du modèle à la valeur du  $K_s$  de surface a été évaluée en appliquant des coefficients multiplicateurs allant de 0.2 à 50 à la valeur initiale donnée par la fonction de pédotransfert de [Rawls & Brakensiek \(1985\)](#). On analyse l'impact de ces valeurs de  $K_s$  sur le poids relatif des termes R1 à R4. Les

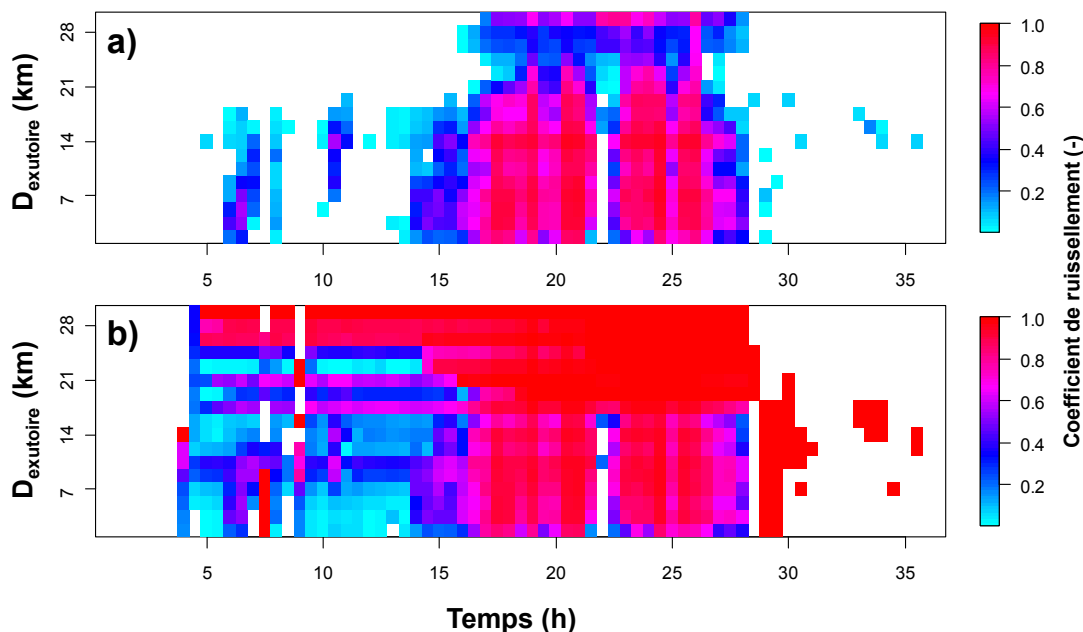


FIGURE 3.29 – Diagrammes spatio-temporels du coefficient de ruissellement simulé par le modèle CVN lors de l’épisode de septembre 2002 sur l’Avène, avec une condition limite de flux gravitaire à l’interface sol-substratum (a) et une limite de flux nul à l’interface sol-substratum (b).

résultats, pour chacun des deux sous-épisodes, sont présentés sur la Fig.3.31.

La Fig.3.31 illustre l’influence pressentie de la valeur du  $K_s$  sur l’importance du terme R2. C’est particulièrement visible pour les tests de sensibilités effectués pour le premier sous-épisode (Fig.3.31a), alors que les sols sont initialement secs. Sur ce premier sous-épisode, plus le  $K_s$  est faible, plus la lame d’eau de ruissellement totale simulée par le modèle est importante mais surtout plus la contribution de R2 est importante. La contribution du terme R1 semble moins sensible à la valeur de  $K_s$  sur ce premier sous-épisode : elle reste à peu près constante dans tous

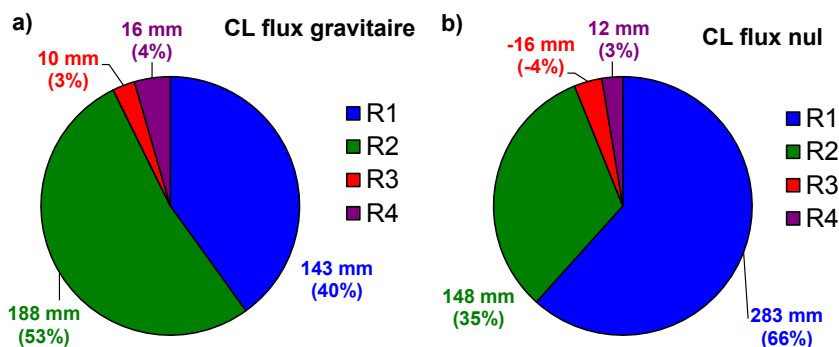


FIGURE 3.30 – Résultats de la décomposition spatio-temporelle sur le bassin versant de l’Avène pour la simulation de l’événement de septembre 2002 avec une condition limite de flux gravitaire à l’interface sol-substratum (a), et une condition limite de flux nul à l’interface sol-substratum (b).

les cas (légère baisse avec l'augmentation du  $K_s$ ).

La sensibilité du poids du terme R2 à la valeur du  $K_s$  est encore visible lors du second sous-épisode, même si sa contribution relative est plus faible. La contribution de R2 devient négligeable (tout comme les contributions de R3 et R4) lors du second épisode dans le cas de la multiplication du  $K_s$  par un facteur 5 ou plus. Dans ce cas là, le bassin est presque saturé dès le début de l'épisode (comme en attestent les valeurs du stock d'eau relatif initial de près de 90 %, visibles en noir sur la Fig.3.31b). Il en résulte une production de ruissellement sur sols saturés généralisée à tout le bassin, qui se traduit par une contribution presque exclusive du terme R1.

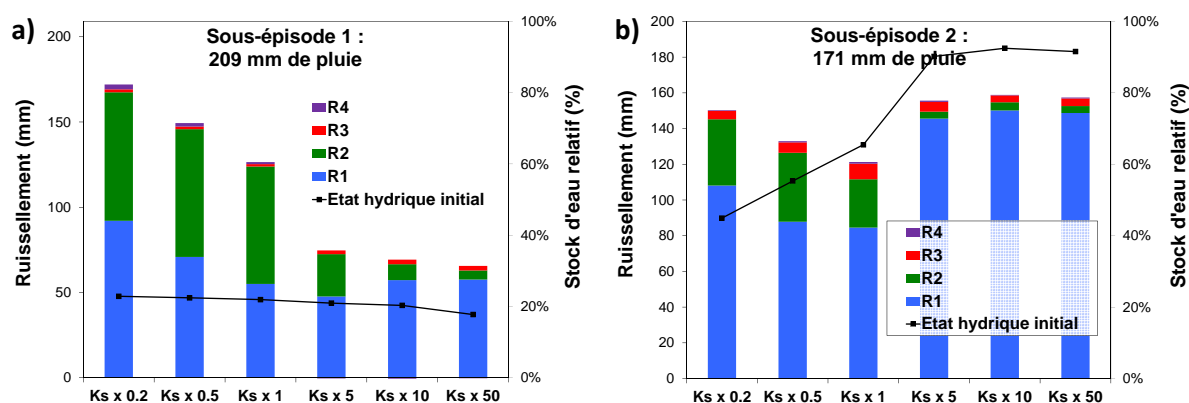


FIGURE 3.31 – Influence de la valeur du  $K_s$  de surface sur la contribution des termes R1 à R4 à la lame d'eau de ruissellement simulée par le modèle, sur le bassin versant du valat de Vallongue pour le premier sous-épisode (a) et le second sous-épisode (b) de l'événement de septembre 2005. L'état hydrique initial du bassin, exprimé en stock d'eau relatif, est représenté en points noirs.

### 3.5.5. Conclusion sur la méthode d'analyse spatio-temporelle

Le cadre d'analyse proposé par [Viglione \*et al.\* \(2010b\)](#) est un outil intéressant et innovant d'analyse des épisodes hydro-météorologiques. Il faut garder à l'esprit que cette analyse spatio-temporelle décompose uniquement les résultats produits par un modèle hydrologique distribué, et non des observations. On ne peut donc pas véritablement en déduire des informations sur les processus hydrologiques *effectivement* en jeu au cours d'un événement de crue, sauf si l'on fait l'hypothèse que le modèle reproduit correctement ces processus. Néanmoins, ces constatations donnent des indications intéressantes sur l'origine variable du ruissellement produit par le modèle, en fonction de la nature des événements météorologiques et des choix des paramètres décrivant les hydro-paysages. Sur les épisodes simulés et les bassins versants modélisés, les termes R1 et R2 de la décomposition sont largement dominants. Il a été montré que le poids respectif joué par l'un ou l'autre de ces termes était lié à la nature des mécanismes de production du ruissellement. Lorsque le ruissellement est produit par dépassement des capacités d'infiltration du sol (ruissellement hortonien), le terme R2 a un poids important. A l'inverse, lorsque le ruissellement a lieu sur des sols uniformément saturés, le terme R1 domine. Sur les bassins étudiés, le poids du

terme R3, censé être lié aux éventuelles hétérogénéités spatiales de production de ruissellement, a toujours été négligeable. C'est assez étonnant, étant donné l'hétérogénéité connue des surfaces et des propriétés des sols sur les bassins cévenols. C'est probablement la conséquence de la petite taille des bassins étudiés dans cette section (Avène, Vallongue), qui réduit la variabilité spatiale des propriétés de surface rencontrées. Des simulations sur de grands bassins versants devraient être effectuées pour différents types d'événements, afin de voir si le terme R3 reste toujours minoritaire.

## 3.6. CONCLUSION

Dans ce chapitre, le modèle CVN, construit avec la plate-forme de modélisation LIQUID, est décrit en détail. Dans sa version initiale, CVN est un modèle événementiel qui simule du ruissellement et transfère ce ruissellement le long du réseau hydrographique. La discrétisation de l'espace est basée sur des mailles homogènes en terme de propriétés des sols, car l'hypothèse est faite que ces propriétés sont de première importance dans le fonctionnement hydrologique des bassins en crue. Le modèle est construit autour d'un module qui décrit le transfert de l'eau verticalement dans les sols en résolvant l'équation de Richards en 1D (FRER1D), et d'un module de routage en rivière par résolution de l'onde cinématique 1D (RIVER1D). Des évolutions ont été apportées pour que CVN puisse fonctionner de manière continue. Des modules de végétation ont été couplés et une évapotranspiration de référence a été spatialisée pour être utilisée comme forçage. Les différentes simulations et les analyses de sensibilité réalisées mettent en évidence quelques résultats importants :

### Une sensibilité forte à la conductivité hydraulique des sols

Les simulations des événements de crue de septembre 2002 et septembre 2005 montrent la sensibilité importante de la réponse simulée des bassins versants du Vistre et du Vidourle à la conductivité hydraulique à saturation des sols. Les comparaisons aux observations, en particulier aux débits reconstitués en entrée du barrage de la Rouvière, suggèrent une possible sous-estimation du  $K_s$  par la fonction de pédotransfert de [Rawls & Brakensiek \(1985\)](#) sur ces bassins : une multiplication par un facteur 10 à 50 entraîne une amélioration très significative des résultats. Les analyses de sensibilité menées suggèrent que la modification des valeurs de  $K_s$  engendre une modification des processus de crue simulés par le modèle. L'équilibre entre production de ruissellement hortonien et production de ruissellement sur sols saturés est contrôlé par la conductivité hydraulique et la profondeur des sols. Ces résultats rejoignent ceux de [Garambois \(2012\)](#), qui constate que les paramètres auxquels le modèle MARINE est le plus sensible sont les épaisseurs de sol et la conductivité hydraulique. Les travaux de [Roux \*et al.\* \(2011\)](#) et [Garambois \*et al.\* \(2013\)](#) montrent également que les valeurs de conductivité hydraulique des sols estimées à partir des BD-sols doivent être affectées d'un coefficient multiplicatif compris entre 2 et 20 pour que MARINE produise des résultats satisfaisants sur les bassins méditerranéens. L'explication à cette sous-estimation tient probablement dans le fait que les fonctions de pédotransfert employées ne tiennent pas compte du couvert végétal. Sous couvert forestier, la macroporosité due à la végétation augmente les capacités d'infiltration des sols. C'est la raison pour laquelle la comparaison effectuée entre conductivités hydrauliques mesurées ([Desprats \*et al.\*, 2010a](#)) et estimées montre une sous-estimation récurrente sous-couvert forestier (Fig.3.9).

### Le lien entre la géologie et les écoulements souterrains

L'analyse de sensibilité au type de condition limite en bas de colonne de sol (flux gravitaire ou flux nul) menée sur des bassins situés sur des géologies différentes fait apparaître des différences nettes de comportement entre les bassins : les bassins sédimentaires semblent avoir un fonctionnement mieux représenté par la condition limite de flux nul tandis que les bassins schisteux des



hauts Gardons ont un fonctionnement en crue bien simulé par le modèle utilisé avec la condition limite de flux gravitaire. Ce comportement ne signifie pas nécessairement que cette roche est plus perméable, mais masque probablement les effets d'autres processus, non modélisés. Les bons résultats obtenus en condition de flux gravitaire traduisent sans doute la présence de stockages plus importants et d'écoulements souterrains à réponse lente sur les géologies schisteuse et cristalline.

### **Le rôle joué par les caractéristiques des événements pluvieux dans les mécanismes de genèse des crues**

Dans la dernière section du chapitre, le cadre d'analyse spatio-temporel des événements hydrométéorologiques proposé par [Viglione et al. \(2010b\)](#) est appliqué aux résultats de simulations effectuées avec CVN. Cette méthode permet de décomposer la production d'écoulement simulée par un modèle hydrologique distribué en quatre termes. Ces termes quantifient notamment le rôle joué par la covariance spatiale et/ou temporelle de la pluie et du coefficient de ruissellement simulés dans les débits produits. Ce cadre d'analyse est utilisé pour décrire les résultats du modèle de manière spatio-temporelle. Une inter-comparaison entre différents événements de pluie, aux typologies différentes (intensité, cumul, durée), montre que des types de pluie différents conduisent à des réponses simulées différentes : les poids relatifs des différents termes de la décomposition varient avec la nature de l'événement pluvieux. La variabilité spatiale et temporelle de l'intensité de pluie affecte fortement la nature de la réponse du bassin versant. Si l'événement est stationnaire et d'intensité constante, le simple produit de la lame d'eau précipitée moyenne et du coefficient de ruissellement moyen simulé par le modèle suffit à expliquer l'intégralité de l'écoulement généré. En revanche, dans le cas d'un événement associé à des intensités pluviométriques variables dans l'espace et le temps (cas d'un orage par exemple), la prise en compte des effets liés aux covariances spatiales et temporelles de la pluie et des coefficients de ruissellement simulés est nécessaire pour expliquer la production totale de ruissellement simulée.

Ces premières simulations effectuées avec CVN indiquent la présence probable de processus hydrologiques non-représentés dans le modèle (écoulements profonds, capacités de stockages importantes), notamment sur les bassins des reliefs. Afin de mieux représenter ces mécanismes de crue, des adaptations sont apportées au modèle. Les trois chapitres suivants décrivent la démarche suivie pour faire évoluer le modèle CVN et tester les nouvelles hypothèses de fonctionnement hydrologique des bassins, émises suite au "diagnostic" que constitue ce chapitre 3.

# Chapitre 4

## Prise en compte des écoulements latéraux dans la modélisation hydrologique : application au bassin du Cartaou

### Sommaire

---

4.1	Prise en compte des écoulements latéraux souterrains et de surface dans la modélisation hydrologique . . . . .	130
	4.1.1 Motivations . . . . .	130
	4.1.2 Modélisation des écoulements latéraux souterrains. . . . .	131
	4.1.3 Problématique du découpage de l'espace pour la représentation de la topographie . . . . .	134
4.2	Le modèle CVN-1 . . . . .	137
	4.2.1 Couplage des nouveaux modules . . . . .	137
	a Modules de flux latéraux souterrains : WTI et WTRI . . . . .	137
	b Module d'écoulement de surface : OLAF . . . . .	140
	4.2.2 Mise en place de CVN-1 sur le bassin du Cartaou . . . . .	141
	a Présentation du bassin versant . . . . .	141
	b Maillage . . . . .	141
	c Événement étudié . . . . .	142
	d Choix des propriétés de sol : type, épaisseur, conductivité latérale . . . . .	142
4.3	Résultats de simulation . . . . .	145
	4.3.1 Analyse des premiers résultats. . . . .	145
	4.3.2 Sensibilité à la conductivité hydraulique latérale . . . . .	149
	4.3.3 Sensibilité au type d'initialisation . . . . .	150
	4.3.4 Prise en compte d'une variabilité des profondeurs de sols . . . . .	151
	4.3.5 Comparaison aux observations limnimétriques . . . . .	155

4.4	Conclusion et perspectives . . . . .	159
	4.4.1 Conclusions . . . . .	159
	4.4.2 Perspectives . . . . .	160

---

---

## RÉSUMÉ

Ce quatrième chapitre présente une évolution du modèle CVN, dédiée à la modélisation des processus hydrologiques de petite échelle. Cette version, nommée CVN-l, prend en compte les écoulements latéraux de surface et souterrains. La première section du chapitre est une description des types d'écoulements latéraux et de leur implémentation possible dans les modèles hydrologiques distribués. Les implications de cette introduction sur le maillage à mettre en place sont également discutées. Le choix effectué pour la représentation des écoulements latéraux dans CVN est décrit, et les modules implémentés sont présentés. Compte tenu de la finesse des maillages nécessaires et des temps de calcul plus importants qu'avec le modèle CVN, cette version du modèle n'est pour le moment applicable qu'à des petits bassins versants (quelques km<sup>2</sup>). Le modèle CVN-l est ici mis en place sur le bassin versant du Cartaou (0.5 km<sup>2</sup>), situé sur le site de Valescure, sur le haut Gardon. Les premiers résultats de simulation (événement d'octobre 2008) sont comparés aux débits mesurés sur ce bassin, et des tests de sensibilité aux propriétés des sols (conductivité hydraulique latérale) et à la méthode d'initialisation sont effectués. L'apport d'une variabilité dans les profondeurs de sol est également évalué. Enfin les résultats de simulation sont comparés de manière cartographique à l'extension du réseau hydrographique observée grâce aux mesures limnimétriques effectuées par [Maréchal \(2011\)](#).

## 4.1. PRISE EN COMPTE DES ÉCOULEMENTS LATÉRAUX SOUTERRAINS ET DE SURFACE DANS LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

### 4.1.1. Motivations

Le modèle CVN, décrit dans la section 3.1, est un modèle qui ne simule que les flux d'eau verticaux dans le sol. Autrement dit, il ne permet pas les transferts latéraux en zone saturée ou non-saturée. Néanmoins, nous avons montré dans la section 1.3 qu'à l'échelle des versants et des petits bassins versants cévenols, l'eau circule latéralement sur et sous la surface du sol lors des crues.

En particulier, l'origine des écoulements latéraux qui ont lieu sous la surface est associée à des processus de natures différentes (comme l'illustre la Fig.1.7) :

- **Les écoulements dans les nappes pérennes.** De telles nappes peuvent exister à des profondeurs variables (de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres de profondeur) et dans différents substrats géologiques sur les bassins de la région Cévennes-Vivarais : alluvions et roches sédimentaires détritiques comme sur le bassin de Roujan (Marofi, 1999), arènes granitiques comme sur les bassins de Valescure (Martin *et al.*, 2005), du Mont-Lozère (Cosandey, 1994) ou d'autres bassins du massif central comme la Truyère, en Lozère (Lachassagne *et al.*, 2001). Ces nappes sont permanentes. Leur extension est généralement limitée (il ne s'agit pas d'aquifères régionaux) : même sur des petits bassins de plaine comme le Roujan (0.91 km<sup>2</sup>), les nappes pérennes semblent être isolées et déconnectées les unes des autres (Marofi, 1999) ;
- **Les écoulements dans les horizons de sol saturés temporairement.** Ce sont les écoulements latéraux de subsurface ("subsurface stormflow"), qui surviennent lors d'événements pluvieux importants. Ils ne perdurent que quelques heures, et sont très localisés (horizons de sol saturés). Ils se mettent en place préférentiellement aux interfaces (Whipkey, 1965; McDonnell, 1990) : interfaces entre horizons de différentes conductivités, interface entre sol et substratum rocheux. Le rôle joué par les chemins d'écoulements préférentiels, dus aux macropores notamment, sur la vitesse de propagation des écoulements de subsurface a également été mis en évidence (Beven & Germann, 1982). De tels écoulements ont été mentionnés par des auteurs s'intéressant aux bassins cévenols, notamment sur les bassins schisteux du haut Gardon (Ayrat, 2005; Maréchal *et al.*, 2013) ;
- **Les écoulements latéraux en zone non-saturée.** On considère généralement que la zone non-saturée ne contribue pas (ou très minoritairement) aux écoulements latéraux. Des écoulements latéraux dans la zone non saturée peuvent néanmoins survenir s'il existe une importante anisotropie des conductivités hydrauliques dans les sols. Ces écoulements sont généralement ignorés dans les modèles hydrologiques.

### 4.1.2. Modélisation des écoulements latéraux souterrains

Les modèles pluie-débit destinés à la modélisation des écoulements au sein des versants et petits bassins versants intègrent généralement un ou plusieurs processus d'écoulement latéral souterrain de l'eau. Les approches de modélisation de ces écoulements latéraux sont diverses. Il est possible d'essayer de classer les approches en quatre grandes familles :

#### 1. Les approches de type Richards 3D

L'approche de modélisation tri-dimensionnelle est l'approche qui a historiquement été privilégiée. Les recommandations de Freeze & Harlan (1969) ont inspiré la création de plusieurs modèles simulant les mouvements d'eau dans le sol sur la base d'un maillage tri-dimensionnel (Fig.4.1). C'est en ce sens qu'a été développé le Système Hydrologique Européen (SHE) (Abbott *et al.*, 1986a,b). Les modèles tri-dimensionnels reposent généralement sur la résolution dans les 3 directions des équations dérivant de Richards (1931), avec des hypothèses simplificatrices correspondant à la géométrie des écoulements souterrains.

Les approches 3D ne sont aujourd'hui pas majoritaires dans les modèles hydrologiques. Elles sont en revanche très utilisées dans les applications hydrogéologiques, où les milieux (roche perméable et fracturée située généralement assez profondément) sont moins hétérogènes que les premiers mètres sous la surface des bassins versants, et respectent donc mieux les hypothèses de continuité des équations résolues. Ainsi, les modèles hydrogéologiques les plus utilisés, comme MODFLOW (McDonald & Harbaugh, 1988), ParFlow (Ashby & Falgout, 1996), Hydrus 2D/3D (Simunek *et al.*, 1999b, 2011) ou FEFLOW (Trefry & Muffels, 2007) sont des modèles reposant sur une résolution tri-dimensionnelle des équations de Richards (1931). Dans la modélisation pluie-débit des bassins versants avec couplage des écoulements de surface et subsurface, de telles approches 3D de modélisation sont plus rares même si elles continuent à être explorées (Panday & Huyakorn, 2004; Kollet & Maxwell, 2006; Weill *et al.*, 2009; Brunner & Simmons, 2012, par ex.).

Les limitations connues de ces approches tri-dimensionnelles sont liées au nombre de paramètres requis et à la difficulté d'estimer les valeurs de ces paramètres en tout point du maillage. Le nombre de maille des modèles 3D limite aussi leur champ d'application. Les modèles 3D utilisés à des fins de modélisation hydrogéologique peuvent être basés sur un maillage assez "grossier" du fait de l'homogénéité des milieux géologiques dans lesquels se trouvent les aquifères, et donc être appliqués à des échelles régionales. En revanche, l'hétérogénéité des surfaces et des premiers mètres de sol implique que pour des applications de modélisation hydrologique, pour lesquels la représentation de cette hétérogénéité est capitale, le maillage employé doit être raffiné en surface. En conséquence, la capacité de calcul des machines devient limitante et rend difficile le déploiement de tels modèles à l'échelle régionale.

#### 2. Les approches de type Richards 2D

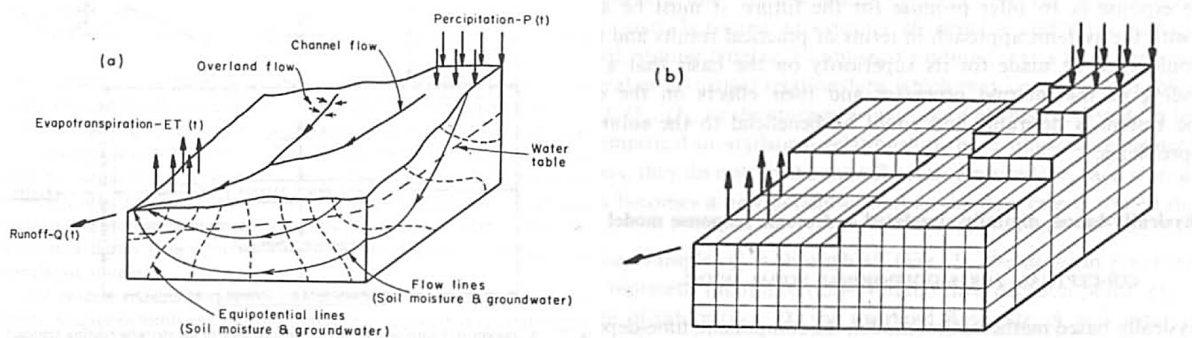


FIGURE 4.1 – Représentation conceptuelle d’un bassin versant (a) et de son modèle numérique tri-dimensionnel (b), par Freeze & Harlan (1969).

Dans certains modèles de versant, des hypothèses faites sur la géométrie des écoulements permettent de réduire les dimensions spatiales de trois à deux. L’hypothèse la plus courante est de supposer l’homogénéité transverse à la direction d’écoulement, permettant ainsi de résoudre l’équation de Richards en deux dimensions (une verticale, et une le long de la direction d’écoulement. C’est sur cette approche que sont basés les modèles de versants tels que HYDRUS-2D (Simunek *et al.*, 1999b), ou HillFlow (Bronstert & Plate, 1997). Le modèle CatFlow (Zehe *et al.*, 2001) est un modèle distribué de bassin versant qui est constitué d’une agrégation de versants au sein desquels les mouvements d’eau sont simulés en deux dimensions selon le schéma du modèle HillFlow.

### 3. Les approches de type Boussinesq 2D ou 1D

L’équation de Boussinesq (1877) décrit le mouvement de l’eau dans un milieu saturé. Elle résulte du couplage entre l’équation de conservation de la masse et l’équation de conservation de la quantité de mouvement en milieu poreux saturé (Darcy, 1856). Le recours à l’hypothèse de Dupuit (1863), qui néglige les variations verticales du gradient de charge hydraulique au sein de la zone saturée (conditions hydrostatiques), ramène le problème à deux dimensions. Plusieurs travaux ont développé des modélisations de bassins versants (Dehotin *et al.*, 2011) ou de versants (Harman & Sivapalan, 2009; Cordano & Rigon, 2013) sur la base de l’équation de Boussinesq résolue en deux dimensions.

Le modèle de versant HsB (“Hillslope-storage Boussinesq”) (Troch *et al.*, 2002; Paniconi *et al.*, 2003; Troch *et al.*, 2003) est basé sur une solution analytique de l’équation de Boussinesq (1877) en une dimension. La réduction du problème à une seule dimension est due à l’utilisation d’une fonction décrivant le stock d’eau potentiel le long d’un versant (Fan & Bras, 1998), en faisant : i) des hypothèses sur la géométrie des versants (convexité/concavité), décrite par une fonction de forme ; ii) à l’emploi d’une fonction décrivant l’épaisseur des sols le long du versant. Une illustration de la description unidimensionnelle d’un versant de forme convergente dans HsB est donnée sur la Fig.4.2.

### 4. Les approches de type “Darcy simplifié”

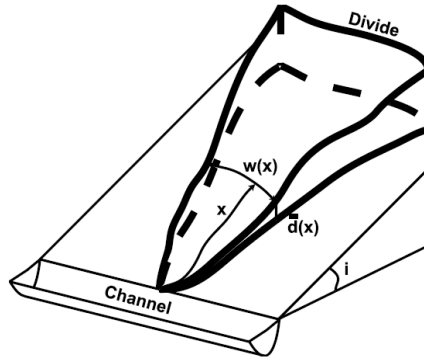


FIGURE 4.2 – Représentation conceptuelle d'un versant convergent dans le modèle HsB (Troch *et al.*, 2003).

La majorité des modèles hydrologiques distribués ont recours à des approches basées sur la physique de l'équation de Darcy (1856), mais simplifiée dans un but d'optimisation des temps de calcul. Ainsi, comme le rappellent Cordano & Rigon (2013), les modèles qualifiés de "semi-distribués" décrivant la saturation des sols sur la base de l'indice topographique, tels que TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979) ou TOPOG (O'Loughlin, 1986) sont basés sur l'hypothèse d'un flux de Darcy stationnaire et parallèle à la pente, tel que décrit par l'équation 4.1. Les modèles hydrologiques distribués à mailles régulières les plus utilisés, comme DHSVM (Wigmosta *et al.*, 1994), DBSIM (Garrote & Bras, 1995) ou TOPKAPI (Liu & Todini, 2002), tout comme le modèle MARINE (Roux *et al.*, 2011) résolvent les écoulements latéraux dans la zone saturée suivant une représentation équivalente à celle de l'équation 4.1, sans faire d'hypothèse de stationnarité. Le modèle à mailles triangulaires irrégulières tRIBS (Ivanov *et al.*, 2004; Vivoni *et al.*, 2005), qui reprend les équations résolues dans DBSIM, repose également sur la même approche.

$$q(\Theta) = \tan(\beta) \cdot W \cdot T(\Theta) \quad (4.1)$$

Où  $q(\Theta)$  est le flux de Darcy [ $L^3 \cdot T^{-1}$ ] dépendant du degré de saturation  $\Theta$  [-] de la maille (généralement  $\Theta = \theta/\theta_s$ , avec  $\theta$  la teneur en eau du sol [ $L^3 \cdot L^{-3}$ ] et  $\theta_s$  la teneur en eau à saturation [ $L^3 \cdot L^{-3}$ ]),  $\tan(\beta)$  est la pente topographique locale [-],  $W$  la largeur de la maille [L] et  $T(\Theta)$  est la transmissivité hydraulique de la maille [ $L^2 \cdot T^{-1}$ ].

Certains modèles font l'hypothèse d'une relation linéaire entre transmissivité hydraulique et degré de saturation :  $T(\Theta) = K_s \cdot D \cdot \Theta$  avec  $K_s$  la conductivité hydraulique à saturation [ $L \cdot T^{-1}$ ],  $D$  l'épaisseur totale de sol de la maille [L], tandis que d'autres ont recours à des relations différentes. Ainsi le modèle TOPKAPI suppose une relation puissance entre transmissivité et degré de saturation  $T(\Theta) = K_s \cdot D \cdot \Theta^\alpha$ , avec  $\alpha$  une constante [-]. TOPMODEL (dans sa version originale) et MARINE font plutôt l'hypothèse d'une décroissance exponentielle de la transmissivité avec la profondeur  $T(d) = T_0 \cdot \exp(-d/m)$  où  $m$  est un paramètre de décroissance [-],  $T_0$  la transmissivité hydraulique de la maille saturée [ $L^2 \cdot T^{-1}$ ], et  $d$  n'est dans ce cas pas le degré de saturation, mais le déficit en eau de la



maille  $d = \theta_s - \theta$  [ $L^3.L^{-3}$ ].

Listées dans cet ordre, ces quatre grandes familles d’approches (liste non exhaustive mais représentative de la majorité des modèles) peuvent être vues comme une simplification progressive des équations de Richards. La simplification porte sur les dimensions du problème ainsi que sur les hypothèses de départ. Ce souci de simplification est guidé par la volonté de disposer de modèles simples à utiliser (peu de paramètres à estimer) et rapides en termes de temps de calcul. Malgré tout, tous les modèles décrits ici représentent les écoulements latéraux en zone saturée sur une base physique. En outre, les modèles distribués les plus populaires reposent finalement sur le même schéma de calcul des flux latéraux. Finalement, ce qui distingue ces modèles, plus que leur approche de modélisation des flux souterrains, est le schéma d’infiltration (non décrit ici) qui peut par exemple être de type Richards 1D, ou [Green & Ampt \(1911\)](#), ou autre. C’est également la représentation de l’espace et des hétérogénéités des surfaces qui peut être différente, même si les modèles utilisent pour la plupart un maillage de type grille régulière issue des pixels d’un Modèle Numérique de Terrain (MNT).

### 4.1.3. Problématique du découpage de l’espace pour la représentation de la topographie

La prise en compte des écoulements latéraux de surface et souterrains dans la modélisation hydrologique implique de reconsidérer complètement le découpage de l’espace par rapport à une modélisation unidimensionnelle comme celle de CVN, basé sur une approche de découpage en hydro-paysages ([Dehotin & Braud, 2008](#)). Les hypothèses faites sur l’importance des propriétés des sols dans la genèse des crues nous ont conduit à considérer des hydro-paysages homogènes en terme de sols (section 3.1). Ainsi, les mailles du modèle CVN sont des colonnes de sol aux propriétés et aux épaisseurs variables. L’information topographique est totalement perdue lors de la mise en place d’un tel découpage de l’espace. Ceci n’a pas d’importance dans le cadre de l’utilisation du modèle CVN, qui est un modèle régional qui simule des transferts d’eau dans le sol selon la dimension verticale uniquement. En revanche, l’utilisation d’un modèle intégrant les écoulements latéraux, dont le but, dans un premier temps, est l’investigation des processus hydrologiques intervenant dans la génération de crue sur des bassins versants de petite taille ( $< 10 \text{ km}^2$ ), va de pair avec la représentation de la topographie dans le maillage du modèle.

Les écoulements latéraux, aussi bien souterrains que de surface, sont guidés par la topographie. En conséquence, il est nécessaire d’employer un maillage qui représente cette topographie de la manière la plus fidèle possible. Au vu des échelles étudiées des processus simulés, la discrétisation de l’espace est également nécessairement plus fine que celle employée dans CVN. Plusieurs types de découpage de l’espace peuvent être employés :

- **Grille régulière à mailles carrées.** C’est de loin le maillage le plus couramment employé dans les modèles hydrologiques distribués. Il a l’avantage de la simplicité de mise en œuvre, puisqu’il est basé sur les mailles d’un Modèle Numérique de Terrain (MNT), qui fournit directement une valeur d’altitude à chaque maille. Ses inconvénients sont multiples. D’une part, la géométrie carrée des mailles ne respecte pas le cheminement naturel

des écoulements, et peut introduire des biais dans les longueurs de réseau hydrographique par exemple. D'autre part, comme tous les maillages réguliers, il n'est pas optimal en terme de nombre de mailles, et donc pas optimal en terme de temps de calcul ;

- **Maillage irrégulier à base de triangles.** Les TIN (“Triangulated Irregular Network”) sont une alternative intéressante aux maillages réguliers carrés. Ce type de maillage n'est pas encore largement utilisé par la communauté hydrologique. Le modèle hydrologique distribué tRIBS (“TIN-based Real-time Integrated Basin Simulator”) est basé sur un maillage de ce type (Ivanov *et al.*, 2004; Vivoni *et al.*, 2005), illustré sur la Fig.4.3. L'emploi d'un maillage irrégulier à base de TIN corrige en grande partie les défauts liés à un maillage sur grille régulière. C'est un maillage irrégulier, qui peut-être raffiné dans les zones d'intérêt pour la modélisation, et à l'inverse rester très lâche dans les zones où cela n'est pas nécessaire. Ainsi, si la pente est considérée comme importante à prendre en compte, les zones plates sont décrites par de grandes mailles, alors que les zones de rupture de pente sont maillées très finement. La taille du maillage peut également être adaptée en fonction des zones hydrologiques étudiées : ainsi Vivoni *et al.* (2005) n'utilisent pas la même densité de maille sur les zones ripariennes jouxtant le lit des cours d'eau, que sur le reste du territoire. Le maillage triangulaire irrégulier peut également être contraint par le dessin du réseau hydrographique. Ce type de maillage respecte également mieux les directions et les longueurs d'écoulements qu'un maillage carré régulier (Maréchal, 2011) ;

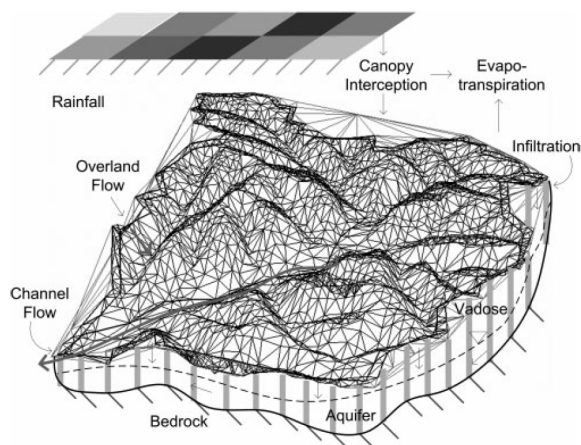


FIGURE 4.3 – Maillage triangulaire irrégulier du modèle hydrologique tRIBS (Vivoni *et al.*, 2005).

- **Maillage irrégulier basé sur un découpage en surfaces homogènes.** Un maillage irrégulier basé sur un découpage en unités homogènes de réponse hydrologique (“Hydrologic Response Unit” - HRU) a été utilisé par Branger (2007) sur un bassin rural de Bretagne, et par Jankowsky (2011) sur deux bassins versants péri-urbains de la région lyonnaise. Il est également utilisé dans le modèle MHYDAS (Moussa *et al.*, 2002; Lagacherie *et al.*, 2010), développé pour la modélisation des bassins versants agricoles anthropisés. Au sein de la plate-forme LIQUID, ce type de maillage est rendu possible par l'utilisation des modules WTI et WTRI qui ont une géométrie- d'interface qui peut s'adapter à n'importe quel type de maille. Un maillage basé sur le couvert des surfaces (nature des sols, végétation, géologie) est intéressant d'un point de vue de la représentation des processus hydrologiques,

mais peut-être plus compliqué à mettre en œuvre qu'un maillage TIN ou régulier (Lagacherie *et al.*, 2010; Sanzana *et al.*, 2013). Un découpage automatique effectué sur la base d'images haute-résolution peut engendrer des mailles dont la géométrie pose des problèmes numériques (Jankowsky, 2011; Sanzana *et al.*, 2013). En particulier, des mailles dont la géométrie n'est pas convexe, ou des mailles voisines dont les tailles seraient trop différentes doivent être modifiées, car elles sont sources d'erreurs dans le calcul de flux. Des algorithmes de correction automatique (segmentation des polygones) de ces problèmes géométriques ont été développés et sont présentés dans Sanzana *et al.* (2013). Une illustration des corrections appliquées sur le maillage irrégulier du bassin versant péri-urbain du Mercier (7 km<sup>2</sup>) est présentée sur la Fig.4.4.

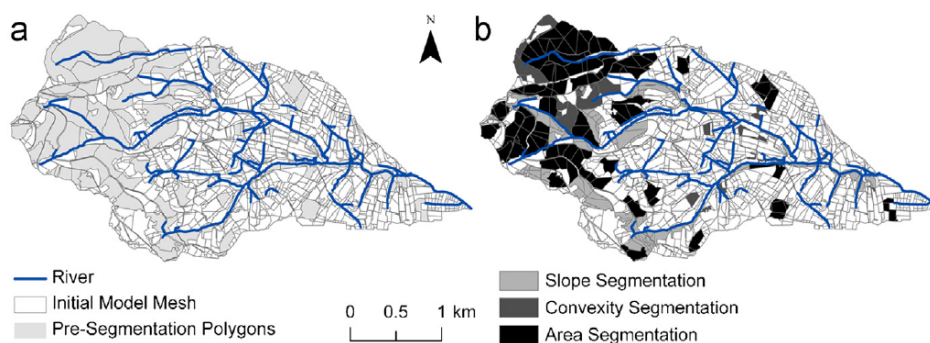


FIGURE 4.4 – Maillage irrégulier du bassin versant semi-urbain du Mercier (7 km<sup>2</sup>) pour le modèle PUMMA (Jankowsky, 2011). a) Maillage initial; b) Corrections effectuées sur les mailles à géométrie non conforme : segmentation des polygones sur des critères de taille, de pente et de convexité. Tiré de Sanzana *et al.* (2013).

## 4.2. LE MODÈLE CVN-L

Une évolution du modèle CVN, prenant en compte les écoulements latéraux souterrains et de surface, est décrite dans cette section. Cette version du modèle a été nommée **CVN-l** (-l pour “latéraux”). Le modèle CVN-l est destiné à étudier les processus d’écoulements de petite échelle (souterrains et de surface) qui ont été décrits dans la littérature comme importants dans la genèse des crues cévenoles (section 1.3). Pour sa première application, le modèle CVN-l est mis en œuvre sur le bassin du Cartaou (0.5 km<sup>2</sup>), sur le site de Valescure (Gard).

### 4.2.1. Couplage des nouveaux modules

Le choix de la modélisation des écoulements latéraux dans le modèle CVN a été fait en tenant compte : i) des solutions existantes dans la plate-forme de modélisation LIQUID, et ii) de la pertinence de ces solutions vis-à-vis des processus étudiés et des autres solutions mentionnées dans la littérature. Finalement, il a été décidé de coupler les modules d’échange de flux souterrains WTI et WTRI (Branger, 2007) et le module de flux de surface OLAF (Jankowsky, 2011) au modèle CVN. Ces modules ne résolvent pas des équations de transport sur un domaine discrétisé, sur la base d’un schéma numérique, comme le font par exemple les modules FRER1D et RIVER1D. Ce sont simplement des modules d’interface, qui calculent des flux. Ils n’ont pas de pas de temps de calcul qui leur soit propre, mais calculent les flux au pas de temps qui leur est dicté par les modules auxquels ils sont couplés (FRER1D et RIVER1D). Les géométries associées à WTI et WTRI sont des lignes (interface entre deux parcelles). OLAF a la même géométrie que les parcelles sous-jacentes.

#### a. Modules de flux latéraux souterrains : WTI et WTRI

Dans son travail de thèse, Branger (2007) a développé le module WTI (“Water Table Interface”) et l’a intégré dans la plate-forme de modélisation LIQUID. C’est un module de calcul de flux latéral à l’interface entre deux mailles du modèle hydrologique. Le module WTI a été développé pour pouvoir être associé à différents types de modules de transfert vertical de l’eau dans les sols. Il a ainsi été couplé au module conceptuel d’infiltration HEDGE (Branger, 2007; Jankowsky, 2011) et au module résolvant l’équation de Richards FRER1D (Branger, 2007). La Fig.4.5 illustre le domaine d’application du module WTI, à l’interface entre deux parcelles.

Le module WTI calcule un flux d’eau en zone saturée sur la base de la formulation de Darcy (1856). Le flux calculé est la fonction de la conductivité hydraulique à l’interface et du gradient de charge hydraulique, selon la formule suivante :

$$Q_{A \rightarrow B} = K_s \cdot S \cdot \frac{H_A - H_B}{Dist_{AB}} \quad (4.2)$$

Où  $Q_{A \rightarrow B}$  est le flux [L<sup>3</sup>.T<sup>-1</sup>] entre la parcelle A et la parcelle B,  $K_s$  est la conductivité hydraulique à saturation de l’interface entre les parcelles A et B [L.T<sup>-1</sup>],  $S$  est la surface d’échange (surface mouillée) à l’interface entre les parcelles A et B [L<sup>3</sup>],  $H_A$  et  $H_B$  sont les charges hydrauliques dans les parcelles A et B [L], et  $Dist_{AB}$  est la distance entre les parcelles A et B [L]. Cette distance est calculée par le module comme la somme de la distance du centre de gravité de la parcelle A à l’interface et de la distance du centre de gravité de la parcelle B à l’interface.

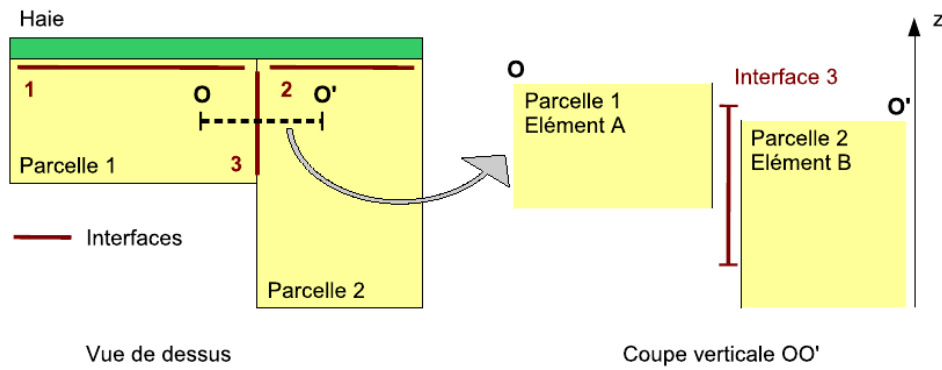


FIGURE 4.5 – Domaine de simulation du module WTI. Le module WTI calcule des flux sur les interfaces (symbolisées par des traits rouges) entre les parcelles 1 et 2 du modèle. Le flux d’interface dépend de la distance O-O’ entre les centres de gravité des parcelles. Tiré de [Branger \(2007\)](#).

Les charges hydrauliques  $H_A$  et  $H_B$  sont les hauteurs de zone saturée (niveaux de nappe) dans les parcelles A et B. L’information sur les hauteurs de nappe est une variable de sortie (signal) du module FRER1D (ou HEDGE). La surface mouillée  $S$  de l’interface dépend également de la hauteur de nappe dans les parcelles A et B. Le sens du flux  $Q_{A \rightarrow B}$  n’est pas imposé : il peut être dans un sens comme dans l’autre, en fonction du signe du gradient de charge hydraulique.

Une variante du module WTI, nommée WTRI (“Water Table River Interface”) ([Dehotin, 2007](#)), calcule un flux de Darcy entre une parcelle de sol et la rivière adjacente, sur la base de la formulation de [Miles \(1985\)](#). L’équation résolue pour le calcul du flux entre nappe et rivière est l’équation suivante :

$$Q_{A \rightarrow riv} = C_m \cdot K_s \cdot \Delta h \quad (4.3)$$

Où  $Q_{A \rightarrow riv}$  est le flux entre la zone saturée de la parcelle A et la rivière adjacente.  $Q_{A \rightarrow riv}$  a la dimension d’un débit par unité de longueur de rivière [ $L^3.T^{-1}.L^{-1}$ ].  $\Delta h$  est la différence de charge entre la rivière et la parcelle (différence entre la surface libre de la rivière et la surface de la nappe).  $K_s$  est la conductivité hydraulique à saturation du lit de la rivière [ $L.T^{-1}$ ], et  $C_m$  est le coefficient de Miles [-], calculé d’après la formule suivante ([Miles, 1985](#)) :

$$C_m = \frac{5 [0.25 (W_s + W_b) + H_w + s]}{D_i + H_w + s} \quad (4.4)$$

Où  $W_s$  et  $W_b$  sont respectivement la largeur au miroir [L] et la largeur au radier [L] du brin de rivière.  $H_w$  est le tirant d’eau dans la rivière [L];  $D_i$  est la différence de hauteur entre le fond de la rivière et la profondeur de la roche imperméable [L];  $s$  est la distance de suintement. La géométrie du domaine d’interface entre rivière et nappe et la signification géométrique des différents termes des équations 4.3 et 4.4 sont illustrées sur la Fig.4.6.

Le flux calculé par WTI est orienté dans le sens nappe vers rivière si la hauteur de nappe est supérieure à la hauteur d’eau dans la rivière. Il est orienté dans le sens inverse dans le cas

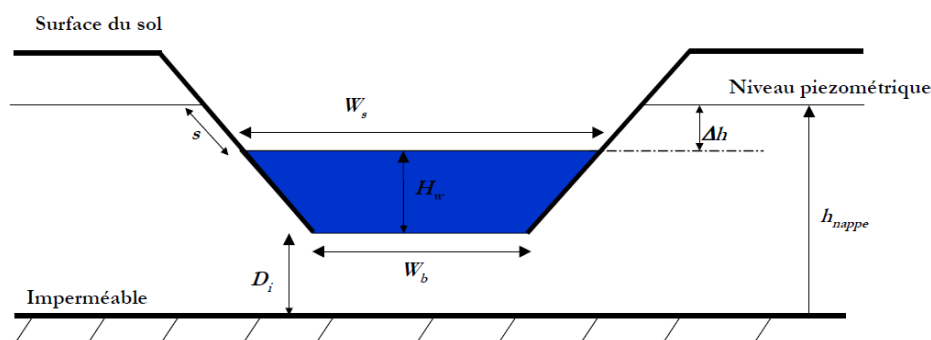


FIGURE 4.6 – Coupe en travers d'un brin de rivière et du domaine d'échange de flux nappe-rivière du module WTRI. Tiré de [Dehotin \(2007\)](#).

contraire. Si la hauteur de nappe est inférieure à l'altitude du fond de la rivière, le flux est nul.

Le couplage des modules WTI et WTRI avec le module FRER1D s'effectue via l'ajout d'un terme puit / source dans l'équation de Richards résolue par FRER1D, de manière analogue à ce qui est fait pour le calcul de l'extraction racinaire par le module ROLI. La charge hydraulique des parcelles de sol ( $H_A$  et  $H_B$ ) est définie comme la hauteur de la zone saturée au dessus du substratum imperméable. Autrement dit, seule la zone saturée située en bas des colonnes de sol est considérée par WTI et WTRI. C'est une limitation de ces modules : ils ne peuvent pas, en l'état, calculer des flux latéraux provenant de nappes perchées, c'est à dire d'une zone saturée surmontant une zone non saturée. Cela implique également une compatibilité réduite avec la condition limite de flux gravitaire en bas de colonne de sol dans le module FRER1D, qui réduit fortement la probabilité que les colonnes de sol se satureront par le bas. Une autre limitation du module WTI est liée à la géométrie des parcelles en surface. En particulier, la géométrie des mailles ne doit pas être trop convexe : le centre de gravité de la maille doit se trouver dans la maille, car la distance entre les centres de gravités est utilisée dans le calcul de flux. De même, les tailles des parcelles ne doivent pas être trop hétérogènes, car le flux calculé à l'interface entre une grande et une petite parcelle peut être irréaliste. Ces contraintes géométriques peuvent être résolues au moyen d'algorithmes développés à cet effet ([Sanzana et al., 2013](#)).

En dehors de ces limitations bien identifiées, l'utilisation des modules WTI et WTRI pour la modélisation des écoulements latéraux souterrains dans CVN répond à nos besoins de modélisation. Le recours à ces modules revient à faire le choix d'une représentation des écoulements assez semblable à celles utilisées par la communauté hydrologique. Un intérêt réel des modules WTI/WTRI est la prise en compte du gradient de charge "réel" (différence de hauteur de nappe) dans le calcul des flux de Darcy, sans faire l'hypothèse simplificatrice très courante  $gradH = \tan(\beta)$  où  $\tan(\beta)$  est la pente locale. Cette non-simplification rend possible l'introduction d'une topographie propre au substratum rocheux (différente de la topographie de surface) dans la modélisation. La prise en compte de la topographie du substratum rocheux a été décrite comme essentielle pour la représentation des mécanismes de production des débits de crue sur certains versants expérimentaux ([Tromp-van Meerveld & McDonnell, 2006](#); [Hopp & McDonnell, 2009](#)). Le fait que le sens des écoulements ne soit pas défini à l'avance *via* un schéma de direction des écoulements souterrains est également un avantage par rapport à d'autres approches couram-

ment utilisées en modélisation hydrologique distribuée (Liu & Todini, 2002, par ex.). Pour ces raisons, nous considérons que l'utilisation des modules WTI / WTRI répond à nos attentes pour la modélisation et la compréhension des processus de genèse des crues sur les bassins cévenols.

*b. Module d'écoulement de surface : OLAF*

Le module OLAF ("OverLAnd Flow routing") a été développé dans le cadre de la thèse de Jankowsky (2011). Il s'agit d'un module calculant un flux de ruissellement de surface entre deux parcelles voisines, sur la base de l'équation de Manning généralisée suivante :

$$q_{A \rightarrow B} = \frac{1}{n} \cdot S_e^\alpha \cdot h^\beta \quad (4.5)$$

Où  $q_{A \rightarrow B}$  est le flux unitaire [ $L \cdot T^{-1}$ ] de ruissellement de surface entre la parcelle A et la parcelle B,  $n$  est le coefficient de Manning [-],  $S_e$  est la pente de la surface libre [ $L \cdot L^{-1}$ ],  $h$  est la hauteur de ponding [L] et  $\alpha$  et  $\beta$  sont des coefficients. Dans l'équation de Manning, les valeurs des coefficients  $\alpha$  et  $\beta$  sont fixées à 1/2 et 5/2 respectivement. Le module OLAF laisse à l'utilisateur le choix de la valeur de ces coefficients, même si dans ce travail nous avons gardé la valeur de l'équation de Manning. Le débit de ruissellement  $Q_{A \rightarrow B}$  entre les parcelles A et B, exprimé en  $m^3 s^{-1}$ , résulte de la multiplication de  $q_{A \rightarrow B}$  par la section mouillée moyenne à l'interface entre les parcelles :

$$Q_{A \rightarrow B} = q_{A \rightarrow B} \cdot h \cdot \sqrt{A_A} \quad (4.6)$$

Où  $A_A$  est la superficie de la parcelle A [ $L^2$ ]. Le terme  $\sqrt{A_A}$  représente une longueur caractéristique de la section mouillée (largeur de la lame de ruissellement). A l'inverse des modules WTI et WTRI, OLAF requiert la définition préalable des directions d'écoulement en surface. Ces directions sont définies *a priori* sur la base de la plus grande pente locale, calculée à partir du Modèle Numérique de Terrain (MNT). Le module OLAF autorise le ruissellement transféré d'une parcelle A vers une parcelle B à se ré-infiltrer si la parcelle B n'est pas saturée en surface.

Le module OLAF, tout comme les modules WTI et WTRI, est un module d'interface, qui n'a pas de pas de temps de calcul propre. Il calcule un flux dès qu'un changement dans le signal d'entrée (hauteur de ponding pour OLAF, hauteurs de nappes et de niveau d'eau dans la rivière pour WTI et WTRI) intervient. Dans la pratique, une valeur seuil (tolérance) de variation minimale du signal d'entrée avant d'effectuer un calcul de flux a été fixée, afin de réduire le nombre de communications entre les modules (et donc le temps de calcul). Par ailleurs, le module OLAF est soumis comme le module WTI à certaines contraintes sur la géométrie des parcelles en surface. En particulier, l'utilisateur doit s'assurer d'une certaine homogénéité des superficies des parcelles voisines, afin que le terme  $\sqrt{A_A}$  de l'équation 4.6 soit représentatif de la géométrie de l'écoulement.

Une vue schématique de l'ensemble des modules constituant le modèle CVN-1, et des chemins de l'eau au sein de ces modules, est présentée sur la Fig.4.7.

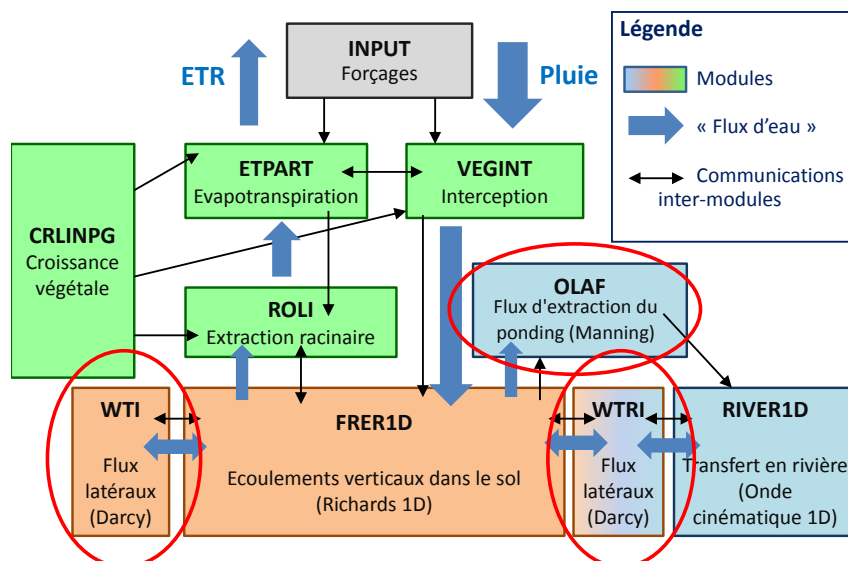


FIGURE 4.7 – Modules du modèle CVN-1 intégrant les écoulements latéraux et représentation schématique des flux d'eau. Les modules nouvellement intégrés à CVN-1 sont entourés en rouge. Les flèches simples indiquent un forçage tandis que les double-flèches indiquent un couplage (communication dans les deux sens).

## 4.2.2. Mise en place de CVN-1 sur le bassin du Cartaou

### a. Présentation du bassin versant

Le modèle CVN-1 est ici mis en place sur le petit bassin versant du Cartaou ( $0.5 \text{ km}^2$ ), qui est un sous-bassin de Valescure. Le bassin de Valescure ( $4.0 \text{ km}^2$ ) est un site expérimental instrumenté depuis 2005 (mesures de pluie, débit, teneurs en eau), situé sur le Gardon de Saint-Jean. Le choix s'est porté sur le Cartaou pour sa petite taille, nécessaire à la réalisation de tests préliminaires avec le modèle, au fait que ce bassin soit jaugé, et qu'il ait été un des deux bassins étudiés dans la thèse de [Maréchal \(2011\)](#) (section 1.3). La localisation du bassin du Cartaou au sein de celui de Valescure et de la région est représentée sur la Fig.4.8.

### b. Maillage

Pour la modélisation des bassins cévenols avec CVN-1, l'approche de maillage à base de triangles irréguliers est envisagée. C'est une approche qui combine une relative simplicité de mise en œuvre et une flexibilité intéressante pour des applications de modélisation hydrologiques (section 4.1). Néanmoins, dans un premier temps et afin de tester le modèle nouvellement créé, il a été choisi de mettre en place un découpage en mailles carrées régulières issues du MNT. Les résultats de simulation présentés dans ce chapitre ont donc été obtenus avec un maillage régulier. La mise en place du maillage triangulaire doit être effectuée dans la continuité de ce travail, notamment au travers du travail de thèse d'Annette Wijbrans, débutant au LTHE.

Le maillage utilisé est la grille du Modèle Numérique de Terrain 25m de la BD-Topo de l'IGN (Fig.4.9). Sur le bassin du Cartaou, cela correspond à 879 mailles. Dans un premier temps, le réseau hydrographique a été réduit au maximum : il est constitué d'un seul brin de rivière situé



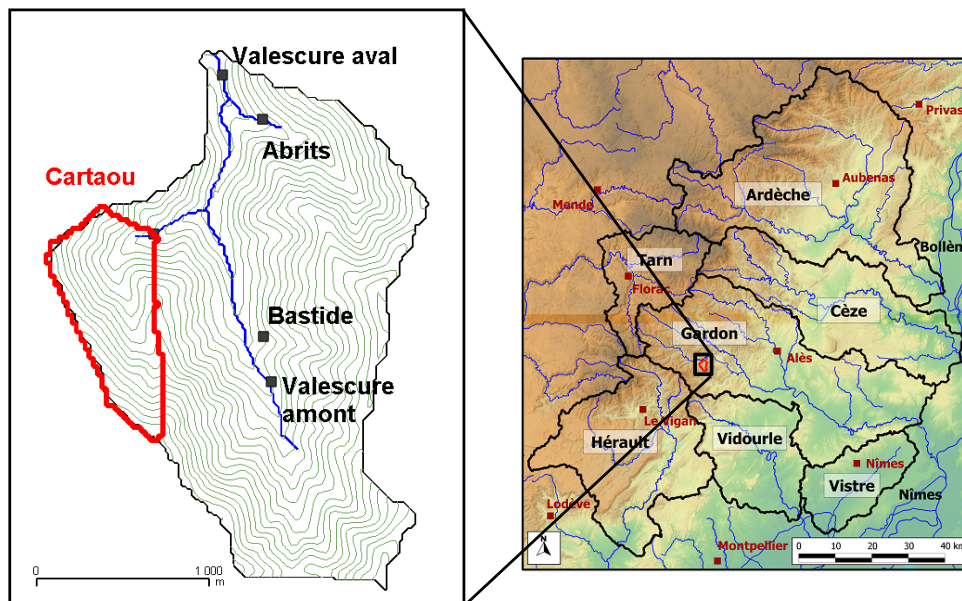


FIGURE 4.8 – Localisation du bassin versant du Cartaou sur le site de Valescure, et situation au sein de la région Cévennes-Vivarais. Les carrés noirs sur la figure de gauche marquent l'emplacement des stations de mesure de débit sur le bassin de Valescure.

à l'exutoire du bassin. C'est un choix guidé par le souci de simplicité requis pour ces simulations préliminaires, et non par les observations de terrain. Les observations limnimétriques menées par [Maréchal \(2011\)](#) sur le Cartaou (et maintenues depuis par l'École des Mines d'Alès) suggèrent que le réseau hydrographique permanent est légèrement plus étendu que celui défini ici, même s'il se cantonne au fond du vallon. Dans le modèle mis en place, l'essentiel du chemin parcouru par les écoulements en surface se fait donc hors réseau hydrographique, c'est à dire le long des directions de ruissellement de surface du module OLAF (réseau rouge sur la Fig.4.9).

### c. Événement étudié

L'événement étudié avec le modèle CVN-1 sur le bassin du Cartaou est l'événement du 21 au 23 octobre 2008. Il a touché le bassin versant le 21 octobre peu avant la mi-journée, avec des intensités de pluie fortes, avoisinant les  $100 \text{ mm.h}^{-1}$ . Un deuxième épisode de précipitations intenses (autour de  $50 \text{ mm.h}^{-1}$ ) est survenue dans la nuit du 21 au 22 octobre. Au total, le pluviomètre installé sur le site de Valescure par l'UMR ESPACE a enregistré une lame d'eau de 172 mm pour cet épisode. Nous utiliserons ces observations comme entrée de forçage du modèle.

### d. Choix des propriétés de sol : type, épaisseur, conductivité latérale

Dans un souci de simplicité, il a été décidé d'effectuer ces simulations préliminaires avec le modèle CVN-1 avec un type de sol homogène sur l'ensemble du bassin du Cartaou. Ceci n'est pas une simplification importante, puisque la BD-sol Languedoc-Roussillon indique que seulement 2 types de sols aux caractéristiques très proches recouvrent le bassin. Le sol majoritaire (qui couvre 70 % de la surface du Cartaou) a été conservé. Il s'agit d'un ranker sur granite, peu épais. L'épaisseur renseignée dans la BD-sol est de 20 cm pour ce sol (elle est de 15 cm pour l'autre type de sol présent sur le bassin). Pour le sol majoritaire, la fonction de pédotransfert

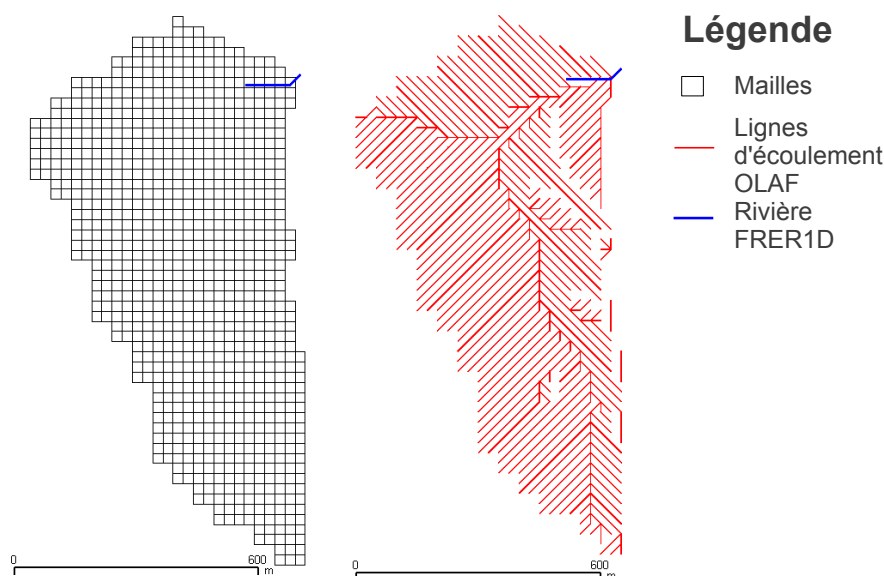


FIGURE 4.9 – Mailles et éléments du modèle CVN-1 mis en place sur le bassin versant du Cartaou.

de Rawls & Brakensiek (1985) donne une valeur de conductivité hydraulique à saturation égale à  $1.83 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$  (soit  $66 \text{ mm.h}^{-1}$ ) et une valeur de teneur en eau à saturation égale à  $0.32 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ .

Cette estimation des épaisseurs de sol par la BD-sol Languedoc-Roussillon apparaît comme problématique. Une analyse des lames d'eau écoulées observées sur le bassin du Cartaou lors de quatre événements hydrologiques importants survenus récemment a été menée. Les lames d'eau ont été comparées aux observations pluviométriques effectuées lors des mêmes épisodes afin d'en déduire un volume d'eau stocké lors de chaque événement. Cette analyse est présentée dans le tableau 4.1.

	Oct-2006	Nov-2007	Oct-2008	Nov-2008
Pluie cumulée observée <sup>1</sup> (mm)	407	425	172	433
Écoulement cumulé observé (mm)	159 <sup>2</sup>	175	41	271
Coefficient d'écoulement (-)	0.39	0.41	0.24	0.63
Lame d'eau stockée (mm)	<b>248</b>	<b>250</b>	<b>131</b>	<b>162</b>

<sup>1</sup> Pluviomètre local - Site du "Château"

<sup>2</sup> Données du bassin voisin des Abrits pour cet événement (mesure incomplète sur le Cartaou)

TABLEAU 4.1 – Comparaison de la pluie cumulée observée et de l'écoulement cumulé observé sur le bassin du Cartaou lors de quatre événements récents. La lame d'eau stockée pendant chaque événement est calculée par soustraction de l'écoulement cumulé à la pluie cumulée.

On observe que pour deux des quatre événements étudiés la lame d'eau stockée en cours d'événement a été de près de 250 mm. En considérant la teneur en eau à saturation estimée par la fonction de pédotransfert, égale à  $0.32 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ , on en déduit l'épaisseur de sol nécessaire pour stocker ces 250 mm :  $250/0.32 = 781.25 \text{ mm}$ . Comme les sols présentent nécessairement une

humidité résiduelle en début d'épisode, on en déduit qu'une épaisseur de sol de 80 cm au moins devrait être considérée. C'est une valeur très largement supérieure à l'estimation de la BD-sol, égale à 20 cm.

En conséquence, il a été choisi dans ce travail de modélisation avec CVN-1 de considérer le type de sol décrit dans la BD-sols Languedoc-Roussillon en multipliant les épaisseurs de sol renseignées par 4, afin d'obtenir 80 cm de sol. Une discussion plus poussée sur les raisons d'une telle sous-estimation des capacités de stockage en eau des sols par la BD-sols, et sur les moyens d'y remédier, est menée dans le chapitre 5 de ce manuscrit.

L'introduction des modules WTI et WTRI pour le calcul des flux latéraux souterrains nécessite de renseigner au modèle une valeur de conductivité hydraulique à saturation latérale ( $K_s$  latéral). La valeur de cette conductivité latérale peut-être différente de la valeur de la conductivité hydraulique verticale. Dans un premier temps, une valeur (choisie arbitrairement) de  $10^{-4}$  m.s<sup>-1</sup> (soit 360 mm.h<sup>-1</sup>) a été employée. La conductivité verticale des sols sur ce bassin étant estimée par la fonction de pédotransfert à 66 mm.h<sup>-1</sup>, le rapport entre conductivité latérale et conductivité verticale est donc d'environ 5. Par la suite, des tests de sensibilité sur la valeur de cette conductivité hydraulique latérale ont été effectués. Les résultats de ces tests sont présentés dans la suite de ce chapitre.

## 4.3. RÉSULTATS DE SIMULATION

### 4.3.1. Analyse des premiers résultats

Une première simulation a été effectuée avec le modèle CVN-1, initialisé grâce à une simulation longue de douze semaines avec forçage pluviométrique SAFRAN (01/08/2008 - 20/10/2008). La condition limite de flux en bas de colonne choisie est une condition de flux nul. Deux raisons expliquent ce choix, alors que les résultats obtenus avec CVN (chapitre 3) suggèrent pourtant qu'une condition avec flux gravitaire est sans doute plus adaptée sur ce bassin versant granitique : i) une explication possible aux résultats obtenus avec CVN et une condition limite gravitaire, est que les flux de percolation profonde traduiraient la présence d'écoulements souterrains latéraux à dynamique lente. Si c'est le cas, le modèle CVN-1 (utilisé avec une condition de flux nul) devrait être capable de reproduire ces processus ; ii) comme mentionné précédemment (section 4.2), l'utilisation de la condition limite de flux gravitaire rend la saturation par le bas des colonnes de sol moins aisée. Les modules WTI et WTRI ne calculant des flux souterrains que sur la base de ce mécanisme de saturation par le bas, utiliser une telle condition limite reviendrait à empêcher presque complètement l'eau de circuler latéralement.

Les autres éléments de configuration du modèle pour la simulation de l'événement d'octobre 2008 sont décrits dans le tableau 4.2.

Modèle	Événement	Condition limite bas	Profondeur des sols	$K_s$ vertical	$K_s$ latéral	Initialisation	Forçage pluviométrique
CVN-1	Oct-2008	Flux nul	Multiplication par 4 des épaisseurs BD-sols : 80 cm	Rawls & Brakensiek (1985) : 66 mm.h <sup>-1</sup>	360 mm.h <sup>-1</sup>	Simulation longue	Pluviomètre local

TABLEAU 4.2 – Configuration du modèle CVN-1

La Fig.4.10 compare les débits simulés à l'exutoire du bassin du Cartaou aux débits mesurés, lors de cet épisode d'octobre 2008. Dans cette configuration, le modèle ne reproduit pas parfaitement les débits mesurés. L'observation indique deux pics de crue, espacés de douze heures environ, et d'intensité à peu près similaire (environ 0.4 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> pour le premier et 0.5 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> lors du second). Le modèle ne reproduit pas du tout le premier pic de crue : aucune réponse en débit n'est simulée. En revanche, le modèle simule très bien, dans cette configuration, l'heure et l'intensité du second pic de crue. La simulation de la récession n'est pas bonne : le modèle CVN-1 simule des débits bien supérieurs aux débits mesurés une fois les deux pics de crue survenus.

Il est possible de représenter certains résultats de modélisation sous forme cartographique. Ainsi, pour cette simulation, la variation du contenu en eau (mm) ainsi que le ruissellement de surface (mm) produit par chaque maille du modèle au cours de l'épisode sont présentés sur la Fig.4.11. Il y apparaît une organisation spatiale claire, liée à la pente et aux directions de drainage (visibles sur la Fig.4.9). La variation de stock d'eau de chaque maille (calculée comme le stock d'eau final - le stock d'eau initial) est très hétérogène au sein du bassin. Sur les mailles de haut de versant, la variation est quasiment nulle (inférieure à 20 mm), alors que sur les mailles

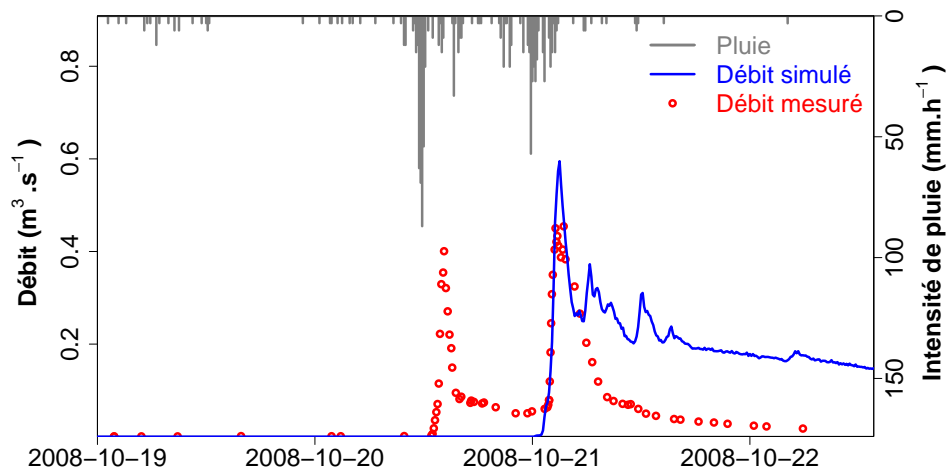


FIGURE 4.10 – Comparaison entre le débit simulé par le modèle CVN-1 et le débit mesuré sur le bassin du Cartaou pour l'épisode d'octobre 2008.

situées plus à l'aval, elle est supérieure à 140 mm (à comparer à la quantité totale de pluie observée de 172 mm). Les grandes différences de variation de stock d'eau simulées sont dues à la redistribution latérale souterraine de l'eau : les mailles amont n'accumulent que peu d'eau en cours d'épisode, car celle-ci s'écoule vers les mailles situées à l'aval, qui se saturent.

La saturation des mailles situées en bas de versant est à l'origine des importantes volumes de ruissellement de surface produits par ces mailles (Fig.4.11b). L'hétérogénéité des volumes de ruissellement générés par les différentes mailles est encore plus importante que la variation de stock d'eau. La majorité des mailles du modèle ne génère aucun ruissellement de surface. C'est la conséquence de l'absence de ruissellement hortonien simulé par le modèle lors de cet épisode. La totalité du ruissellement de surface est produit par saturation, présente essentiellement sur les mailles situées en bas des versants. Le mécanisme de production de ruissellement simulé par le modèle CVN-1 sur le bassin du Cartaou lors de cet épisode d'octobre 2008 est tout à fait analogue au processus décrit par [Dunne & Black \(1970\)](#) : un ruissellement de surface localisé sur des zones saturées contributives de bas de versant. Il est intéressant de noter que dans cette simulation, il n'y a pas que les précipitations directes sur les surfaces saturées qui contribuent au ruissellement de surface, mais que c'est en grande partie également la conséquence de l'exfiltration des nappes : les mailles situées au plus bas du Thalweg ont produit plus de 500 mm de ruissellement de surface, alors que la lame d'eau associée aux précipitations directes ne s'élève qu'à 172 mm. La différence entre les deux valeurs est due aux apports d'eau souterrains en provenance des mailles amonts, qui s'exfiltrent et contribuent ainsi au ruissellement de surface.

La Fig.4.12 permet une analyse détaillée des processus de production des flux d'eau sur les mailles du modèle lors de l'épisode simulé. Sur cette figure sont tracés le niveau de saturation de chaque maille ainsi que les flux d'eau sortants. Trois mailles sont analysées : une située tout en haut de versant, une située complètement à l'aval du bassin, sur le thalweg principal, et une maille intermédiaire, située plutôt en bas de versant mais pas sur le thalweg.

Le comportement des trois mailles étudiées est assez distinct. La maille de haut de versant ne se sature jamais. En conséquence, aucun flux de surface n'en sort. En revanche, elle produit

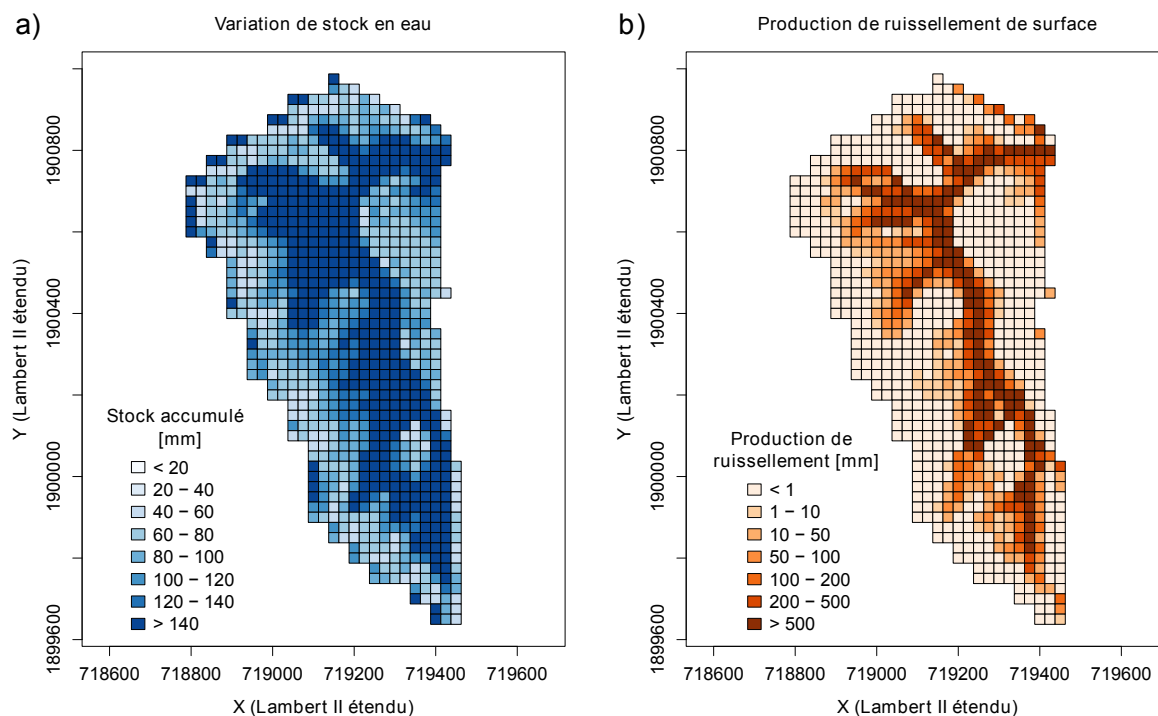


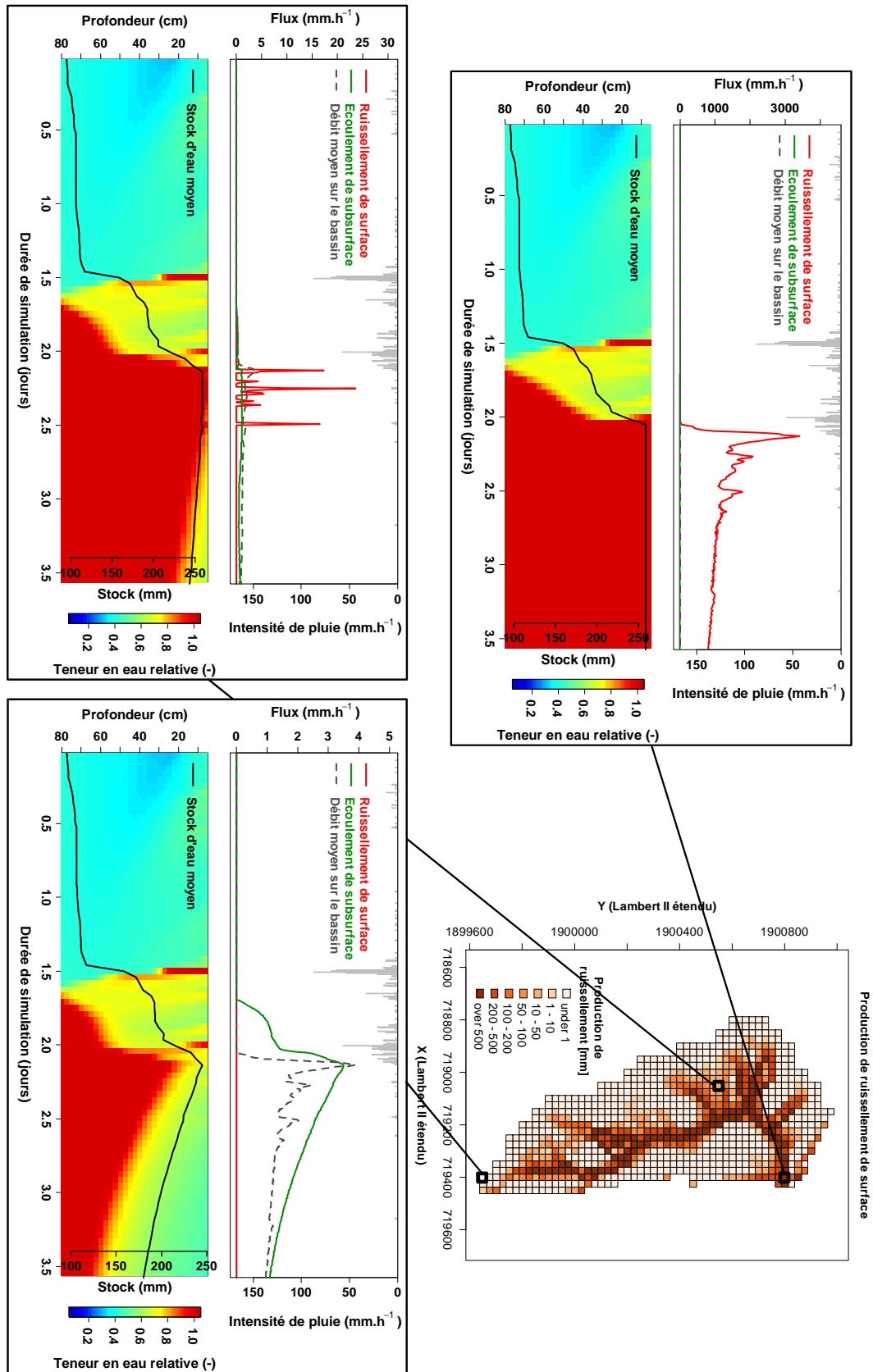
FIGURE 4.11 – Carte des variations de stock en eau simulée (a) et du ruissellement de surface simulé (b) sur le bassin du Cartaou pour l'épisode d'octobre 2008.

un écoulement latéral de subsurface dès lors que les cellules les plus profondes se saturent (apparition d'une nappe). L'écoulement latéral de subsurface produit par la maille est très fortement corrélé à l'évolution de la hauteur de la zone saturée dans la cellule. En revanche, les valeurs de flux de subsurface produit par la cellule ne sont pas très élevées : elles atteignent au maximum  $4 \text{ mm.h}^{-1}$ , ce qui est relativement faible en comparaison des intensité de pluie sur cet événement (qui atteignent  $100 \text{ mm.h}^{-1}$ ).

La maille située en milieu de versant se sature temporairement après 2 jours de simulation, lors du second pic d'intensité pluviométrique. Dès lors, elle produit du ruissellement de surface, avec des intensités de flux (jusqu'à  $25 \text{ mm.h}^{-1}$ ) qui dépassent largement les valeurs de flux de subsurface. Cette maille se désature relativement rapidement après la fin de la pluie, en raison des écoulements de subsurface.

La maille située à l'aval du bassin a un comportement particulier. Cette maille draine la quasi-totalité de la superficie du bassin. Elle se sature lors du second pic de pluie, mais ne se désature pas ensuite. Le flux de ruissellement de surface sortant de la maille atteint des valeurs extrêmement élevées (plus de  $3\,000 \text{ mm.h}^{-1}$ ). Il s'agit du flux total sortant, et non de la différence entre flux sortant et flux entrant comme en ce qui concerne le flux souterrain. La maille en question drainant toute la superficie du bassin, c'est la raison pour laquelle de telles valeurs de flux de surface sont atteintes ici.

FIGURE 4.12 – Degré de saturation et flux issus de trois mailles du modèle lors de l'épisode d'octobre 2008. Sur le bas des graphiques sont représentés en couleur la teneur en eau relative ( $\theta/\theta_s$ ) (-) et sous forme de courbe noire le stock d'eau (mm) intégré sur toute l'épaisseur de la maille. Sur le haut sont présentés en vert le bilan de flux souterrain (flux sortant - flux entrant) ( $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ) et en rouge le flux de surface total sortant de la maille ( $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ). La courbe en trait pointillé gris est le flux d'eau total simulé à l'exutoire du bassin versant. Du fait de l'échelle sur la figure du haut, cette courbe est confondue avec le trait du zéro.



### 4.3.2. Sensibilité à la conductivité hydraulique latérale

Le choix des paramètres du modèle CVN-1 pour cette première simulation a été en partie arbitraire, notamment en ce qui concerne la valeur choisie de la conductivité hydraulique latérale des sols ( $10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$  soit  $360 \text{ mm.h}^{-1}$ ). Afin de comprendre le rôle joué par la valeur de cette conductivité hydraulique latérale, des tests ont été réalisés avec d'autres valeurs :  $36 \text{ mm.h}^{-1}$ ,  $180 \text{ mm.h}^{-1}$  et  $3600 \text{ mm.h}^{-1}$ . Les caractéristiques des simulations effectuées sont présentés dans le tableau 4.3).

Modèle	Événement	Condition limite bas	Profondeur des sols	$K_s$ vertical	$K_s$ latéral	Initialisation	Forçage pluviométrique
CVN-1	Oct-2008	Flux nul	80 cm	66 $\text{mm.h}^{-1}$	i) $36 \text{ mm.h}^{-1}$ ii) $180 \text{ mm.h}^{-1}$ iii) $360 \text{ mm.h}^{-1}$ iv) $3600 \text{ mm.h}^{-1}$	Simulation longue	Pluviomètre local

TABLEAU 4.3 – Configuration du modèle CVN-1

Les débits simulés par le modèle avec les quatre valeurs différentes de  $K_s$  latéral sont présentés sur la Fig.4.13.

La sensibilité des débits simulés à la valeur du  $K_s$  latéral est importante. Si dans aucune des configurations le modèle n'est capable de reproduire le premier pic de crue observé, la réponse simulée lors du second pic de crue est extrêmement dépendante de la valeur du  $K_s$  latéral. Les débits et les volumes d'eau simulés avec une conductivité à saturation de  $3600 \text{ mm.h}^{-1}$  dépassent de beaucoup les observations. A l'inverse, les débits simulés avec une valeur de  $36 \text{ mm.h}^{-1}$  sont très en-deçà des mesures, sauf en récession : la décroissance des débits simulés semble coller correctement à la décroissance observée. Les simulations effectuées avec un  $K_s$  latéral de  $180 \text{ mm.h}^{-1}$  sous-estiment légèrement les débits observés lors du second pic de crue. Finalement

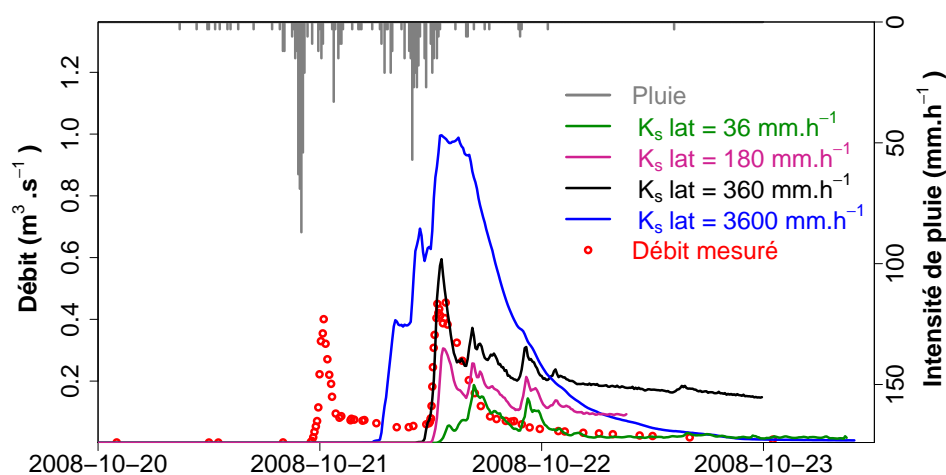


FIGURE 4.13 – Comparaison entre débit mesuré sur le bassin du Cartaou pour l'épisode d'octobre 2008, et débits simulés par CVN-1 avec différentes valeurs de conductivité hydraulique à saturation latérale.



c'est la simulation initiale, effectuée avec une valeur de  $360 \text{ mm.h}^{-1}$ , qui représente le mieux la temporalité et les débits de pointe observés lors du second pic de crue. Malgré tout, comme cela a été mentionné précédemment, dans cette configuration le modèle surestime fortement les débits de récession.

L'impact du choix de la valeur de conductivité hydraulique latérale sur l'accumulation de stock d'eau et la production de ruissellement simulée par le modèle CVN-1 est illustré sur les six cartes de la Fig.4.14. De même que pour les débits simulés à l'exutoire, la distribution spatiale des stocks d'eau accumulés et du ruissellement produit est très sensible à la valeur choisie de  $K_s$  latéral. Pour la valeur la plus élevée ( $3600 \text{ mm.h}^{-1}$ ), l'accumulation d'eau et la production de ruissellement ne se fait quasiment qu'en fond de thalweg. A l'inverse, dans le cas de la valeur de conductivité la plus faible ( $36 \text{ mm.h}^{-1}$ ), les sols se saturent de manière relativement homogène, et si la production de ruissellement de surface reste majoritaire en bas de versant, les zones saturées contributives sont malgré tout plus étendues que pour des valeurs inférieures de  $K_s$  latéral.

### 4.3.3. Sensibilité au type d'initialisation

La sensibilité de la réponse du modèle en débit au type d'initialisation est évaluée. La simulation du modèle effectuée après une initialisation de longue durée est comparée aux simulations effectuées avec des profils de teneur en eau relative constante sur toute l'épaisseur des sols, égale à 30%, 40%, 50% 60%. Les autres paramètres du modèle utilisés pour cette simulations sont mentionnés dans le tableau 4.4.

Modèle	Événement	Condition limite bas	Profondeur des sols	$K_s$ vertical	$K_s$ latéral	Initialisation	Forçage pluviométrique
CVN-1	Oct-2008	Flux nul	80 cm	66 $\text{mm.h}^{-1}$	360 $\text{mm.h}^{-1}$	i) Simulation longue ii) Homogène 30% iii) Homogène 40% iv) Homogène 50% v) Homogène 60%	Pluviomètre local

TABLEAU 4.4 – Configuration du modèle CVN-1

Les hydrogrammes produits par ces différentes simulations sont présentés et comparés aux débits mesurés sur la Fig.4.15. Cette figure illustre bien l'intérêt d'initialiser le modèle avec une simulation de longue durée dans cette configuration : si les débits mesurés lors du premier pic de crue ne sont toujours pas reproduits par le modèle, les résultats les plus satisfaisants en ce qui concerne le second pic de crue sont obtenus avec l'initialisation de longue durée. Les débits simulés avec des sols initialement homogènes secs (30%) interviennent tardivement et sont trop faibles, comparés aux observations. A l'inverse, les débits simulés avec des sols initialement homogènes humides interviennent trop tôt et sont largement supérieurs aux observations. Il est intéressant de noter l'extrême sensibilité du modèle dans la gamme de teneur en eau relative 30%

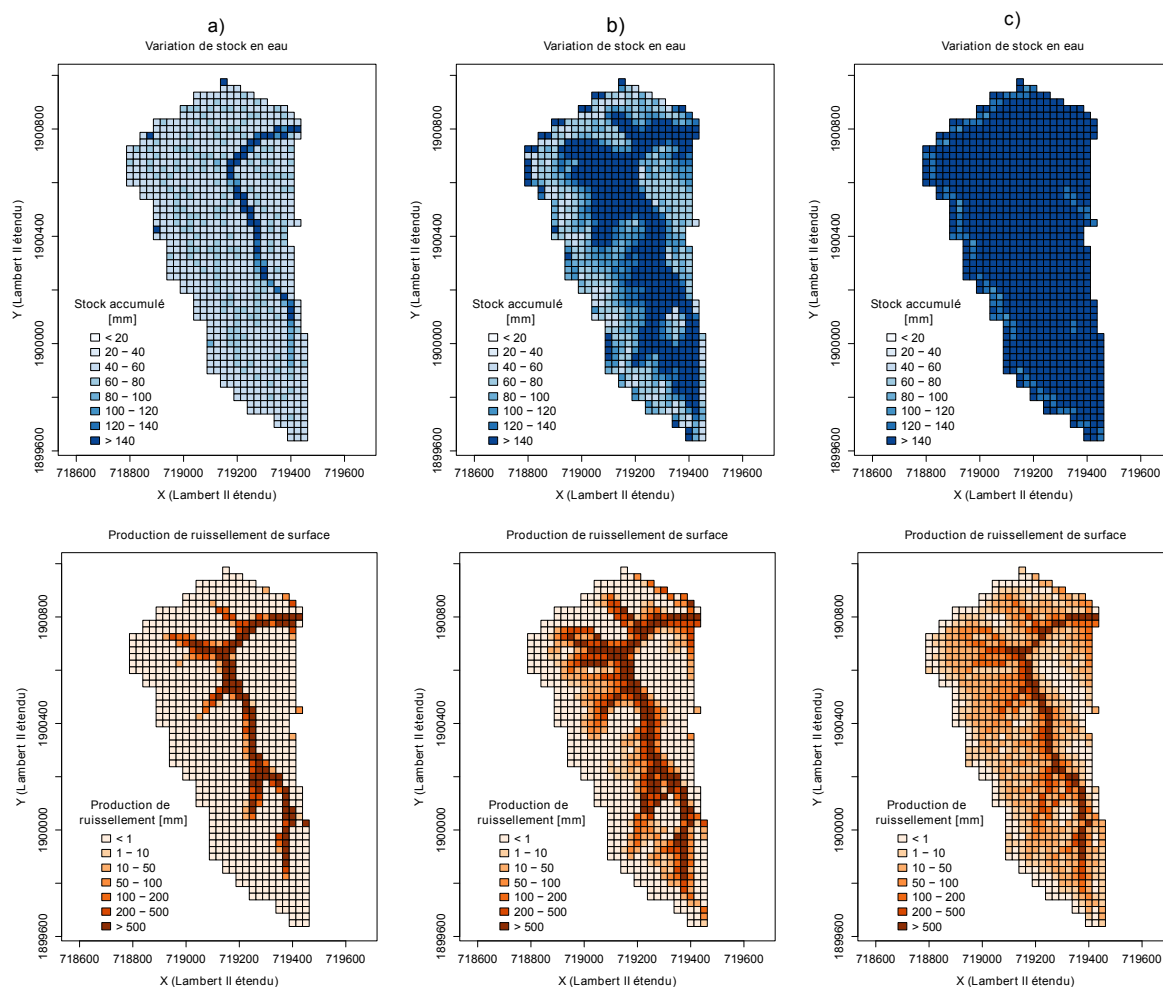


FIGURE 4.14 – Carte des variations de stock en eau simulée (haut) et du ruissellement de surface simulé (bas) sur le bassin du Cartaou pour l'épisode d'octobre 2008, pour différentes valeurs de conductivité hydraulique à saturation latérale : a)  $3600 \text{ mm.h}^{-1}$ , b)  $360 \text{ mm.h}^{-1}$  et c)  $36 \text{ mm.h}^{-1}$ .

à 40% : en passant d'une initialisation avec teneur en eau relative homogène de 30% à 40%, on bascule d'une forte sous-estimation à une forte surestimation des débits simulés. Ce résultat est probablement dû à l'activation d'un processus : avec une teneur en eau relative initiale de 30%, la saturation des mailles n'est pas généralisée et aucun ruissellement de surface n'est activé. Les débits sont produits dans ce cas seulement par les écoulements souterrains, alors que le pic de crue simulé par le modèle dans des conditions initiales plus humides est dû à du ruissellement de surface.

#### 4.3.4. Prise en compte d'une variabilité des profondeurs de sols

Les observations visuelles menées lors de visites de terrain sur le bassin versant du Cartaou suggèrent une variabilité naturelle importante des épaisseurs de sol. En effet, il est courant d'observer en l'espace de quelques mètres des affleurements rocheux (épaisseur de sol nulle),

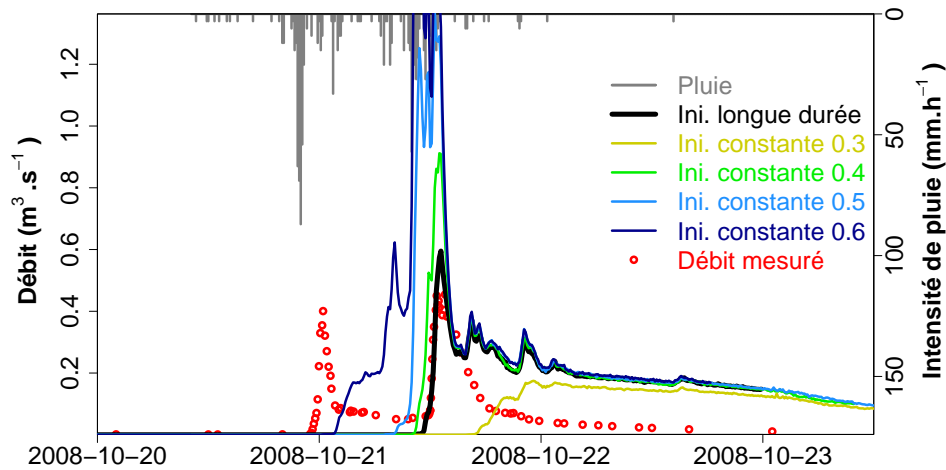


FIGURE 4.15 – Effet du type d'initialisation du modèle CVN-1 sur les débits simulés lors de l'événement d'octobre 2008 sur le bassin du Cartaou.

et des épaisseurs beaucoup plus importantes (de l'ordre du mètre, comme sur les sites choisis pour l'emplacement des parcelles expérimentales du projet FloodScale). Dès lors, il est clair que la représentation des épaisseurs de sol dans le modèle, d'une valeur homogène de 80 cm, n'est pas représentative de la variabilité constatée sur le terrain. Afin d'appréhender l'effet qu'aurait la prise en compte d'une telle variabilité des épaisseurs de sol sur les résultats de simulation du modèle CVN-1, il est décidé de générer des configurations de profondeurs de sol variables. En l'absence d'information cartographique détaillée sur les profondeurs de sol réelles du bassin versant du Cartaou, il a été décidé de générer des cartes de profondeurs de sol aléatoires, tirées pour chaque maille dans une loi normale de moyenne 80 cm et d'écart-type 40 cm. Une valeur minimale de profondeur est fixée à 5 cm. Un exemple de carte générée selon cette méthode est donné sur la Fig.4.16.

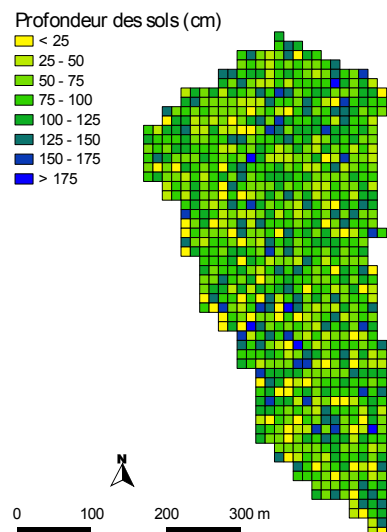


FIGURE 4.16 – Profondeurs de sol sur le bassin du Cartaou, issues d'un tirage aléatoire dans une loi normale de moyenne égale à 80 cm et d'écart type 40 cm (borne inférieure égale à 5 cm).

Les cartes de sol générées aléatoirement ne tiennent aucunement compte d'une éventuelle corrélation spatiale des profondeurs de sol, ce qui serait peut-être plus réaliste. Plusieurs auteurs ont en effet montré que l'introduction d'une variabilité dans les propriétés des sols donne de meilleurs résultats lorsque la cohérence spatiale de cette variabilité est prise en compte également (Merz & Plate, 1997; Merz & Bárdossy, 1998, par ex.). Ici, il s'agit simplement d'introduire une variabilité dans les profondeurs et d'en regarder l'impact sur les résultats de simulation. Dix cartes sont générées aléatoirement selon ce principe. En conséquence, dix simulations différentes sont effectuées, avec chacune des cartes de profondeur.

Un test de sensibilité à l'initialisation est également effectué avec l'une des dix configurations de profondeurs de sol variables (test identique à celui effectué pour les simulations avec profondeurs constantes, présenté sur la Fig.4.15). Ce test de sensibilité est présenté sur la Fig.4.17. Les résultats indiquent que les débits simulés avec une teneur en eau relative initiale homogène comprise entre 30% et 40% sont les plus conformes aux mesures. Les autres initialisations engendrent une très forte surestimation des débits lors de l'épisode d'octobre 2008. Dans ce cas donc, ce ne sont pas les résultats obtenus avec l'initialisation issue d'une simulation de longue durée qui sont les plus satisfaisants. Il est difficile de donner une explication à ces résultats, qui ne vont pas dans le même sens que ceux obtenus dans le cas de l'utilisation de profondeurs de sol constantes. Cela confirme néanmoins l'extrême sensibilité des résultats du modèle au type de configuration employée.

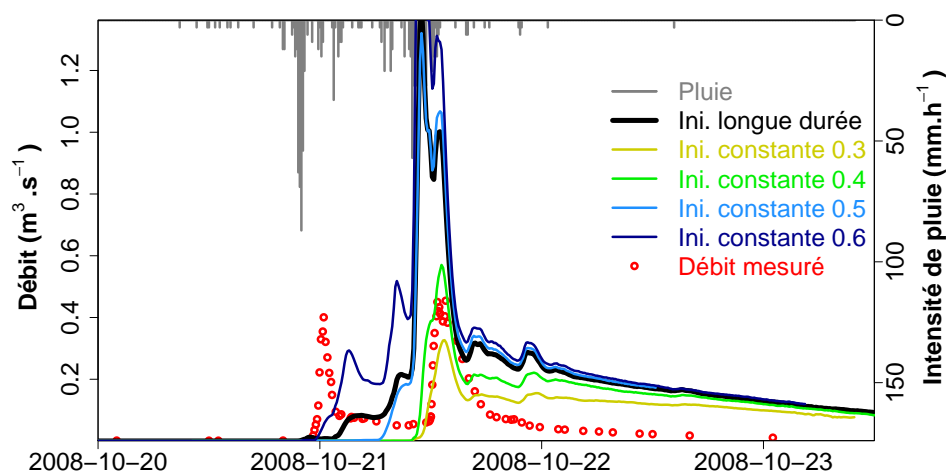


FIGURE 4.17 – Effet du type d'initialisation de CVN-1 sur les débits simulés lors de l'événement d'octobre 2008 sur le bassin du Cartaou avec des profondeurs de sol variables. Les profondeurs de sol variables sont issues d'une distribution normale de moyenne 80 cm et d'écart-type 40 cm.

En conséquence des résultats issus de cette analyse de sensibilité à la condition initiale, c'est un profil de teneur en eau relative constante égale à 30% qui est utilisé pour la comparaison avec le modèle utilisé avec des profondeurs de sol constantes (et initialisé avec une humidité constante égale à 30% également). Pour le reste, la configuration du modèle CVN-1 est la même que dans les simulations présentées précédemment (tableau 4.5).

Modèle	Événement	Condition limite bas	Profondeur des sols	$K_s$ vertical	$K_s$ latéral	Initialisation	Forçage pluviométrique
CVN-1	Oct-2008	Flux nul	i) 80 cm ii) 10 tirages dans $\mathcal{N}(80, 40)$	66 mm.h <sup>-1</sup>	360 mm.h <sup>-1</sup>	Homogène : teneur en eau relative 30 %	Pluviomètre local

TABLEAU 4.5 – Configuration du modèle CVN-1

Les débits simulés dans ces dix configurations sont comparés aux débits simulés avec une profondeur de sol homogène de 80 cm dans les mêmes conditions d’initialisation, ainsi qu’aux débits mesurés, sur la Fig.4.18. La prise en compte d’une variabilité des profondeurs de sol a un effet très important sur les débits simulés. Alors que la simulation avec une profondeur homogène génère des débits de pointe trop faibles, mais trop importants en récession, les simulations effectuées avec profondeurs aléatoires fournissent des hydrogrammes plus proches de l’observation, en terme de temporalité et de forme d’hydrogramme notamment. Ceci n’est valable que pour le second pic de crue encore une fois, le modèle n’étant pas capable de reproduire la première pointe dans cette configuration non plus. Il faut noter malgré tout que pour certaines configurations de profondeurs aléatoires, le modèle simule un pic de crue légèrement en avance par rapport à l’observation. De plus, les débits de récession simulés avec les profondeurs aléatoire, bien qu’un peu plus faibles que ceux simulés avec les profondeurs constants, restent trop élevés par rapport à la mesure. Enfin et surtout, il faut garder à l’esprit que la comparaison est effectuée ici avec les résultats obtenus pour **le même type d’initialisation** (profil homogène de teneur en eau relative de 30%), ce qui n’est pas la meilleure configuration en ce qui concerne les profondeurs de sol constantes. Le modèle utilisé avec profondeurs de sol constantes et initialisé avec la simulation de longue durée fournit des résultats moins différents.

Une explication possible de ces résultats tient certainement dans l’ajout d’une variabilité des temps de réponse et des volumes d’eau stockés par les mailles du modèle. Le fait que les profondeurs ne soient pas homogènes implique une mise en saturation progressive des mailles du modèle au cours de l’épisode, et donc une connectivité des écoulements (souterrains et de surface) croissante dans le temps. La Fig.4.19 décrit la saturation progressive des mailles du modèle lors d’une des simulations effectuées avec des profondeurs variables. Cette figure illustre la connectivité croissante des zones saturées et le rôle joué par cette connectivité sur la réponse en débit du bassin simulée par le modèle. La saturation du bassin le 21 octobre à 21h (carte 1), soit 4 heures avant le début des premiers débits simulés, est presque inexistante : seules les quelques mailles les moins profondes sont saturées. A 23h (carte 2), la saturation est plus importante, mais la connectivité des zones saturées n’atteint pas l’exutoire du bassin versant. Aucune réponse en débit n’est simulée encore par le modèle. La réponse en débit intervient le 22 octobre à 1h. A cet instant, la saturation simulée du bassin (carte 3) montre une connectivité des zones saturées jusqu’à l’exutoire. Cette connectivité ne s’interrompt ensuite pas jusqu’à la fin de la simulation (cartes 4, 5, 6), même si la localisation de zone saturée évolue en cours d’épisode, pour ne plus concerner que les bas de versant à la fin de l’événement (carte6).

A titre de comparaison, la même analyse d’évolution de la saturation a été effectuée avec des profondeurs de sol constantes, et un modèle initialisé avec simulation longue (configuration

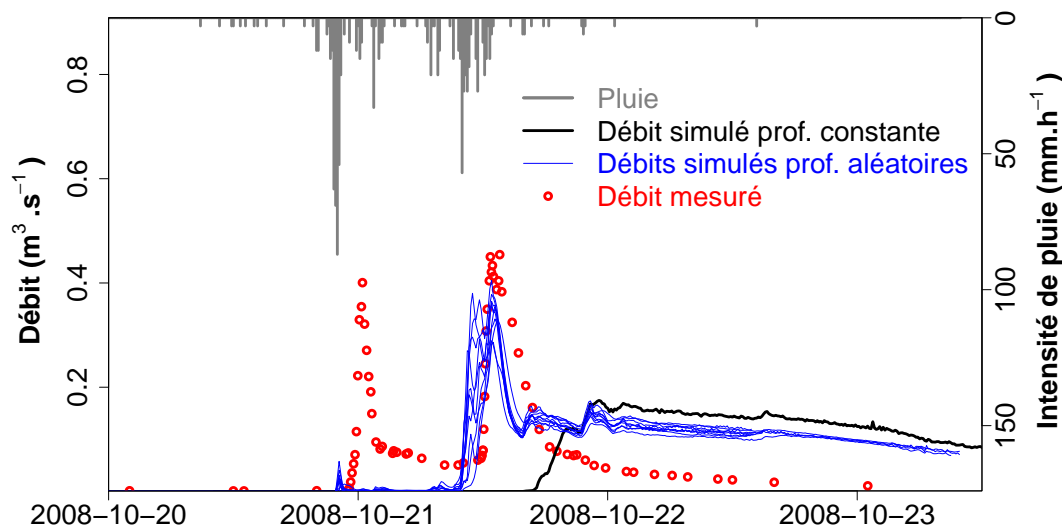


FIGURE 4.18 – Débit mesuré et débits simulés à l'exutoire du bassin du Cartau lors de l'épisode d'octobre 2008 dans différentes configurations de profondeur des sols : les dix courbes bleues correspondent au débit simulé dans dix configurations différentes de profondeurs tirées aléatoirement dans une loi normale de moyenne égale à 80 cm et d'écart type 40 cm. La courbe noire correspond au débit simulé dans une configuration de profondeur identique pour toutes les mailles, de 80 cm.

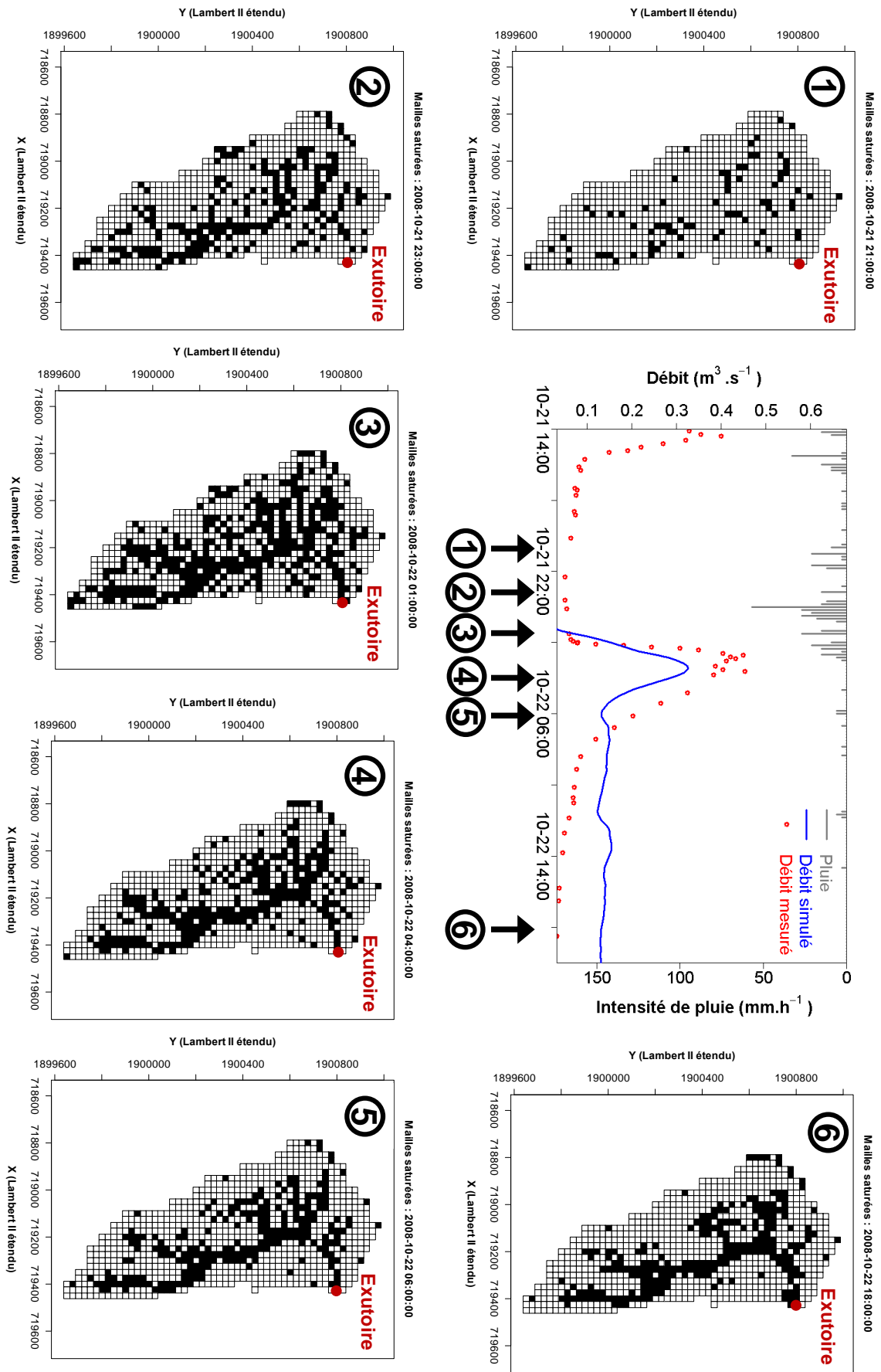
à l'origine des résultats de la Fig.4.10), ce qui correspond à la meilleure initialisation possible pour cette configuration. Cette analyse est présentée sur la Fig.4.20. Dans cette configuration, l'évolution de la saturation des mailles est plus brutale. A 21h, aucune maille n'est saturée. A 23h, la saturation est encore limitée : seules les mailles situées tout au fond du vallon sont saturées. La transition est ensuite brutale, puisque le 22 octobre à 1h, l'extension des zones saturées atteint sa superficie maximale, avec près de la moitié des mailles du modèle saturées. C'est à cet instant que le modèle simule la pointe de crue. L'extension de la zone saturée ne diminue ensuite que lentement jusqu'à la fin de la simulation, où elle est encore importante. Cette persistance des zones saturées de bas de versant est à l'origine des récessions de débit plus importantes simulées dans la configuration avec profondeurs constantes.

#### 4.3.5. Comparaison aux observations limnimétriques

Le rôle joué par la connectivité des zones saturées sur la réponse simulée du bassin versant du Cartau à l'épisode d'octobre 2008 est à mettre en regard du travail d'observation effectué par [Maréchal \(2011\)](#), qui a estimé l'extension maximale du réseau de drains intermittents sur ce bassin lors de plusieurs événements, à l'aide de mesures limnimétriques. La comparaison entre l'extension des zones saturées simulées par le modèle avec et sans prise en compte des épaisseurs de sol variables, et l'estimation de l'extension maximale du réseau hydrographique effectuée par [Maréchal \(2011\)](#) lors de l'épisode d'octobre 2008 est présentée sur la Fig.4.21.

Le modèle CVN-1 simule très clairement une extension des zones saturées supérieure à celle observée par [Maréchal \(2011\)](#), que ce soit avec ou sans prise en compte d'une variabilité des épaisseurs de sol. Dans les simulations effectuées, l'essentiel du débit est produit par le ruissel-

FIGURE 4.19 – Évolution temporelle de la saturation au cours de l'épisode d'octobre 2008 sur le Carteau, lors d'une simulation intégrant des profondeurs de sols aléatoires tirées dans une loi normale de moyenne égale à 80 cm et d'écart type 40 cm. Sur les cartes, les mailles colorées en noir sont totalement saturées alors les blanches ne le sont pas, ou seulement partiellement.



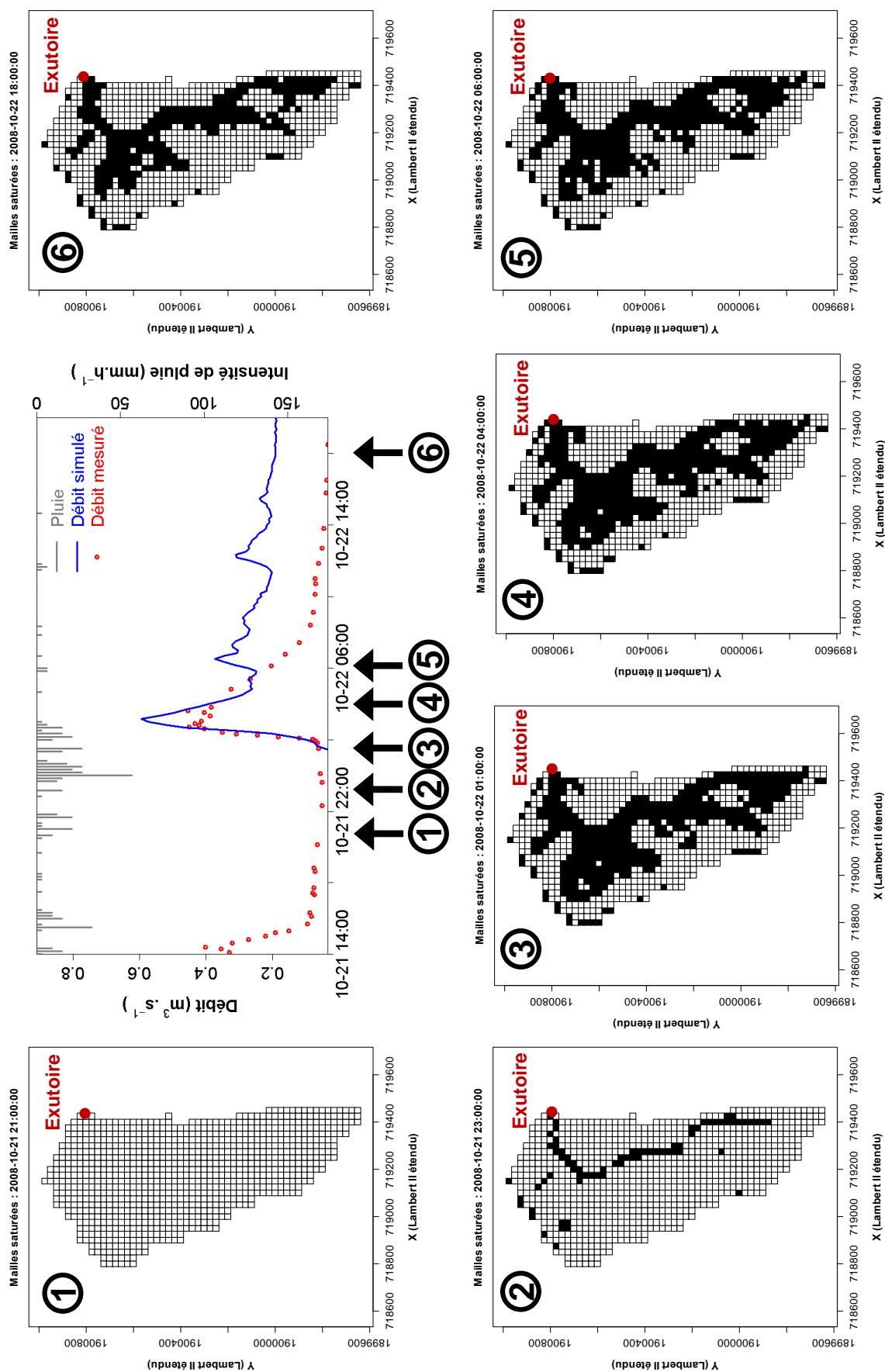


FIGURE 4.20 – Évolution temporelle de la saturation au cours de l'épisode d'octobre 2008 sur le Cartao, lors d'une simulation avec une profondeur de sol constante. Sur les cartes, les mailles colorées en noir sont totalement saturées alors les blanches ne le sont pas, ou seulement partiellement.



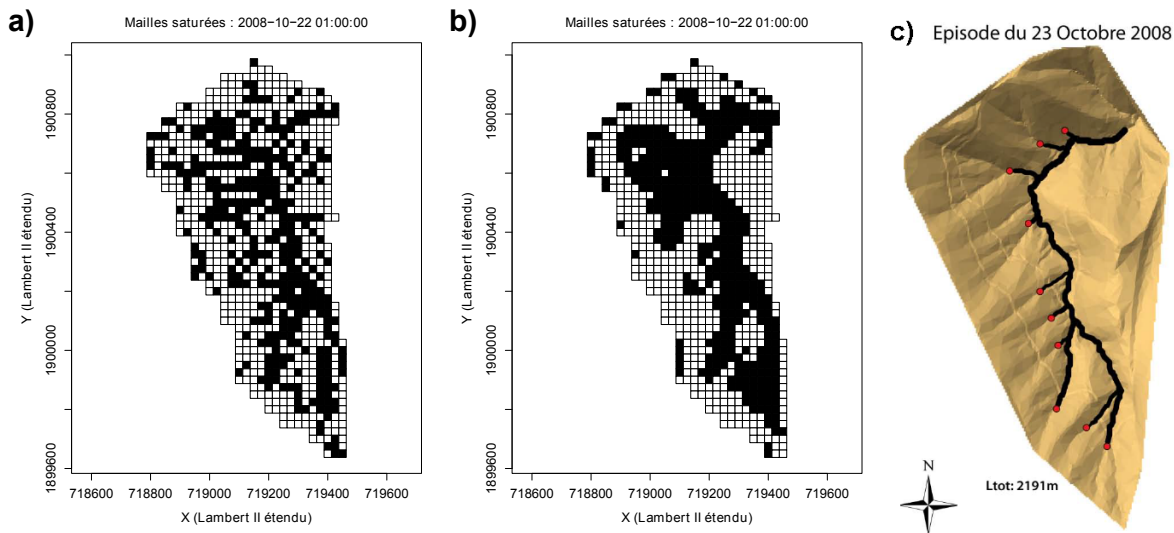


FIGURE 4.21 – Extension maximale simulée des zones saturées par CVN-I avec des profondeurs de sol variables (a) et avec des profondeurs de sol homogènes (b). La carte c) est l’extension maximale du réseau de drains intermittents observée lors de l’épisode d’octobre 2008, à partir d’un réseau de mesures limnimétriques (Maréchal, 2011).

lement de surface intervenant sur les zones saturées. C’est la raison pour laquelle “l’activation” d’une connectivité complète des zones saturées jusqu’à l’exutoire du bassin marque le début de la réponse en débit (cf. Fig.4.19). Les observations de Maréchal (2011) montrent une extension moindre des zones saturées. Pourtant, l’hypothèse de fonctionnement hydrologique en crue du bassin avancée par ce même auteur est bien un mécanisme de ruissellement sur surfaces saturées de bas de versant, comme ce que simule le modèle. La différence entre les observations et les simulations ne serait ainsi pas la conséquence d’une incapacité du modèle à reproduire un phénomène physique, mais plutôt d’une mauvaise estimation de son intensité. Les observations de Maréchal (2011) laissent à penser que des écoulements de sub-surface importants “cantonent” les zones saturées au fond du thalweg. Les résultats de la simulation effectuée avec des valeurs importantes de conductivité hydraulique latérale à saturation (illustrés sur la Fig.4.14a) semblent justement correspondre beaucoup mieux aux observations limnimétriques de Maréchal (2011). Mais cette simulation produit des débits de crue peu réalistes, trop supérieurs aux débits mesurés.

## 4.4. CONCLUSION ET PERSPECTIVES

### 4.4.1. Conclusions

Les simulations préliminaires effectuées avec le nouveau modèle CVN-1 lors de l'événement d'octobre 2008 sur le bassin du Cartaou posent sans doute plus de questions qu'elles n'apportent de réponses sur les mécanismes de production des crues de ce petit bassin. Néanmoins, elles illustrent le réel intérêt d'une telle approche de modélisation pour tester des hypothèses de fonctionnement hydrologique des bassins versants. L'intégration des écoulements latéraux souterrains et de surface au modèle CVN permet une représentation réaliste des flux d'eau. Lors de cet événement, le modèle simule une production de ruissellement sur surfaces saturées de bas de versant, mécanisme identifié comme dominant sur ce bassin dans les travaux de thèse de [Maréchal \(2011\)](#). Les observations de [Martin \*et al.\* \(2005\)](#) et [Tramblay \*et al.\* \(2010\)](#) suggèrent également ce mécanisme, en mettant en évidence une saturation des sols par le bas (horizons de sol les plus profonds), ce que reproduit parfaitement le modèle (Fig.4.12). Malgré tout, dans les configurations testées, le modèle ne représente pas correctement les débits observés à l'exutoire. Les indications principales fournies par les résultats des simulations effectuées peuvent être synthétisées en quelques points :

- **Le modèle ne reproduit jamais le premier pic de crue observé lors de l'événement d'octobre 2008.** Quelle que soit la configuration employée (variabilité ou non des épaisseurs de sol, conductivité hydraulique latérale, initialisation), le modèle ne simule jamais de débit lors du premier pic de crue. C'est la conséquence possible d'erreurs de mesures, comme une mauvaise estimation des précipitations ou une mauvaise mesure de débit. C'est aussi le signe plus probable de ruissellement de surface local qui serait intervenu dès le début de l'épisode (avant la saturation des sols donc), suite aux fortes intensités de pluie survenues à ce moment, et que le modèle ne peut reproduire, en raison de valeurs fortes de conductivités hydrauliques verticales. Peut-être que certaines surfaces imperméables du bassin (routes, affleurement rocheux) ont contribué à générer du ruissellement à l'origine de cette pointe de débit non-simulée. Des essais de modification des conductivités hydrauliques verticales du modèle (ou l'introduction d'une variabilité spatiale des conductivités) pourraient aider à répondre à cette question ;
- **L'introduction d'une variabilité des épaisseurs de sol semble conduire à des résultats simulés plus en accord avec les observations, pour des conditions initiales identiques.** Les simulations effectuées avec des épaisseurs de sol aléatoires, suivant une distribution de loi normale de moyenne 80 cm et d'écart-type 40 cm donnent des résultats intéressants. Elles permettent la représentation correcte du second pic de crue, avec une temporalité assez fidèle aux observations. De plus, les débits simulés en récession, trop importants avec une configuration d'épaisseur de sol uniforme, sont plus faibles lorsqu'une variabilité des épaisseurs de sol est introduite. Ces résultats confirment l'importance d'une estimation correcte des épaisseurs de sols, qui contrôlent la capacité de stockage du bassin et sa réponse, mais également de la variabilité spatiale de ces épaisseurs.

- **L’extension simulée des zones saturées est trop importante.** La comparaison des zones saturées simulées par le modèle aux observations d’extension du réseau de drain par Maréchal (2011) indique que le modèle simule une trop grande extension des zones saturées contributives. Les observations limnimétriques de Maréchal se rapprochent plus des résultats obtenus avec l’utilisation de conductivités hydrauliques latérales très fortes, qui pourtant ne donnent pas de bons résultats en terme de débit. Il y a donc là une impossibilité apparente à réussir à reproduire deux observations de natures différentes. Des investigations complémentaires sont nécessaires, pour essayer de comprendre plus en détail les raisons de ce désaccord entre modèle et observations. Des simulations effectuées sur d’autres épisodes étudiés par Maréchal (2011) pourraient infirmer ou confirmer ces premières constatations.

#### 4.4.2. Perspectives

Les résultats des simulations effectuées avec le modèle CVN-1 sur le bassin du Cartaou, présentés ici, sont très préliminaires. Le modèle était mis en place pour la toute première fois sur un bassin réel. Les analyses présentées ici gagneraient à être approfondies, et les perspectives d’évolution de ce travail sont nombreuses. Elles découlent en partie des limitations actuelles du modèle CVN-1, et en partie de la portée des résultats obtenus ici, limités à un seul bassin et un seul épisode. Voici une liste (non exhaustive) des voies qui gagneraient à être explorées à l’avenir :

1. **Utilisation d’un maillage triangulaire.** L’approche de discrétisation par mailles triangulaires irrégulières (TIN) présente plusieurs avantages, liés à la taille variable des mailles (gain sur le nombre total de mailles du système), et à la “significativité hydrologique” de ce type de maillage (respect des directions d’écoulement). Ce type de maillage est celui qui a été choisi pour le modèle CVN-1, mais par souci de simplicité, c’est un maillage régulier basé sur le MNT 25m de l’IGN qui a été employé pour ces premières simulations. La disponibilité sur le bassin de Valescure (ainsi que ceux de Tourgueille et de la Claduègne) d’un MNT Lidar à résolution 1m donne des perspectives intéressantes en terme de découpage de l’espace et de maillage adaptatif à la morphologie du bassin. Les travaux futurs menés avec CVN-1 (thèse d’Annette Wijbrans) doivent explorer les possibilités offertes par un maillage TIN pour la modélisation hydrologique des petits bassins cévenols.
2. **Correction des limitations des modules WTI et WTRI.** Les modules de calcul des flux souterrains WTI et WTRI sont incompatibles avec l’utilisation d’une condition limite de flux gravitaire dans FRER1D, dont on a montré qu’elle pouvait être intéressante dans certains cas (chapitre 3). Ils ne permettent pas non plus de simuler les flux latéraux associés aux nappes perchées. Ces limitations peuvent certainement être surmontées, moyennant quelques modifications apportées aux modules, et ouvriraient des perspectives de représentation de nouveaux processus dans le modèle CVN-1.
3. **Elargir le cas d’étude à d’autres bassins et d’autres événements.** Dans le chapitre 3, les simulations effectuées avec CVN montrent un fonctionnement hydrologique des bassins fortement lié aux caractéristiques physiques du milieu (géologie en particulier) et à la

typologie des événements pluvieux (durée, cumul, intensité de pluie). L'utilisation du modèle CVN-1 sur d'autres bassins versants et d'autres épisodes de pluie pourrait permettre de confirmer ces différences de comportement constatées, cette fois d'un point de vue des processus d'écoulement de petite échelle non représentés par CVN.



# Chapitre 5

## Estimation régionale des propriétés de sol au travers de l'analyse des récessions de débit

### Sommaire

---

Résumé étendu . . . . .	166
5.1 Introduction . . . . .	170
5.2 Case study . . . . .	173
5.2.1 General context . . . . .	173
5.2.2 Available data . . . . .	174
5.2.3 Critical analysis of the BD-sols databases . . . . .	174
5.2.4 Catchment selection. . . . .	177
5.3 Methodology . . . . .	179
5.3.1 Definition of the Drainable Storage Capacity Index (DSCI) . . . . .	179
5.3.2 Analysis of streamflow recessions. . . . .	180
a Theory . . . . .	180
b Extraction of recession periods . . . . .	183
c Determination of saturation duration in upper soil horizon through soil moisture observations . . . . .	184
5.4 Results . . . . .	186
5.4.1 DSCI . . . . .	186
5.4.2 Assessment of $D$ and $k$ using streamflow recession analysis . . . . .	186
5.4.3 Comparison of DSCI and storage capacities estimated with streamflow recession analysis . . . . .	187
5.5 Discussion . . . . .	189
5.5.1 Regarding the methods . . . . .	189
5.5.2 Choice of the parameter values and influence on the results . . . . .	190
5.5.3 Geology signature on the estimated $k$ and $D$ . . . . .	190
Conclusion . . . . .	192

Acknowledgements . . . . . 192

---

---

Ce chapitre est constitué d'un article accepté, avec corrections mineures, pour publication dans la revue *Hydrological Processes*. L'article, écrit en anglais, s'intitule **“Regional estimation of catchment-scale soil properties by means of streamflow recession analysis for use in distributed hydrological models”**. Il traite de l'utilisation de méthodes d'analyse des données de débit pour l'estimation des propriétés d'horizons profonds de roche altérée, non-décrits dans les bases de données de sol. Ces estimations ont vocation à être ensuite utilisées dans la modélisation mise en place sur la région Cévennes-Vivarais. L'article est ici présenté sous une forme identique au reste du document. Un résumé étendu de l'article en français est présenté en début de chapitre.



## RÉSUMÉ ÉTENDU

Cet article présente deux méthodes d'estimation des propriétés du sol (plus précisément des horizons profonds de roche altérée) à l'échelle régionale, destinées à être utilisées en entrée de la modélisation hydrologique.

### *Introduction*

Dans un premier temps, une revue bibliographique de travaux est proposée et fait ressortir les principaux acquis liés à l'estimation des capacités de stockage de bassins versants de la région Cévennes-Vivarais. Certains de ces travaux sont basés sur une comparaison des cumuls pluviométriques et des lames d'eau écoulées lors d'événements de crue (Cosandey, 1994; Gaume *et al.*, 2003a), tandis que d'autres s'appuient sur des études de modélisation où une démarche de calibration permet d'estimer les capacités de stockage des bassins étudiés (Tramblay *et al.*, 2010; Roux *et al.*, 2011; Tramblay *et al.*, 2011; Garambois *et al.*, 2013). Ces estimations sont comparées dans le tableau 5.1 aux capacités de stockage des sols des mêmes bassins versants estimées sur la base des informations fournies par la base de données sol BD-sols Languedoc-Roussillon (épaisseur des horizons, estimation de la teneur en eau à saturation) . Il ressort de cette comparaison une tendance générale (un bassin faisant exception) des BD-sols à sous-estimer les capacités de stockage des bassins versants. Ceci semble particulièrement vrai sur les géologies granitiques et schisteuses.

L'hypothèse avancée pour expliquer cette sous-estimation des capacités de stockage des bassins sur la base des informations fournies par les BD-sols est que ces dernières ne décrivent pas les horizons profonds (horizons C et R) des profils de sol, qui correspondent aux couches de roche altérée, alors que les horizons de surface (horizons O, A et B) sont très bien décrits (Fig.5.2). Ceci tient à la nature des BD-sols, établies à des fins agronomiques et non hydrologiques, et qui en conséquence ne décrivent pas les horizons qui ne présentent aucun intérêt agronomique. Ces horizons jouent cependant un rôle important dans les mécanismes de stockage et d'écoulements souterrains au sein des bassins versants, et doivent être pris en compte au sein des modèles hydrologiques.

Afin de combler les lacunes des BD-sols et donc de fournir des estimations régionales des propriétés des horizons de roche altérée, deux approches basées sur l'analyse des données de débit ont été employées.

### *Méthodologie*

La première approche employée est basée sur la comparaison entre les séries de précipitation cumulée et lames d'eau écoulées cumulées sur une longue durée. A partir de cette comparaison, on calcule l'indice DSCI ("Drainable Storage Capacity Index" : Indice de Capacité de Stockage Drainable), défini dans ce travail. Le calcul de l'indice DSCI s'appuie sur l'idée que le volume d'eau écoulé dans la rivière après la fin d'un épisode de pluie est représentatif du volume d'eau qui a été stocké pendant cet épisode, et qui est relargué de manière différée. On recherche donc

---

à quantifier, sur toute la chronique des débits disponibles, les volumes d'eau écoulés après les événements de pluie. La valeur maximale de ces volumes d'écoulements retardés est le DSCI. Cet indice est une estimation *a minima* de la capacité de stockage d'eau souterraine des bassins versants.

La seconde approche est reprise de la méthodologie d'analyse des récessions de débits de [Brutsaert & Nieber \(1977\)](#). Cette méthode fait le lien entre vitesse de récession des débits (équation 5.4) et la théorie des écoulements souterrains établie par ([Boussinesq, 1877](#)). Les pentes de la relation entre vitesse de récession et valeur du débit sont imposées par les solutions analytiques aux temps longs et aux temps courts de l'équation de Boussinesq ([Boussinesq, 1904](#); [Polubarinova-Kochina, 1962](#)). Les solutions analytiques lient l'ordonnée à l'origine aux caractéristiques physiques de l'aquifère, incluant son épaisseur et ses propriétés hydrodynamiques (conductivité, porosité de drainage). Les ordonnées à l'origine sont déduites de l'ajustement aux données (exemple sur la Fig.5.3). Ainsi, une estimation est faite des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère ayant produit les débits en période de récession. Il est choisi dans ce travail d'estimer l'épaisseur de l'aquifère, que l'on assimile à l'épaisseur de la couche de roche altérée que l'on cherche à caractériser, et sa conductivité hydraulique à saturation. Une hypothèse sur la valeur de la porosité de drainage est faite, avec prise en compte des incertitudes associées ( $0.05$  ou  $0.1 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ ). Lors de l'extraction des périodes de récession des débits, les premières heures (la durée dépendant du type de sol) après les précipitations sont ignorées afin de ne pas considérer les écoulements de sub-surface qui proviendraient de la saturation temporaire des horizons superficiels de sol, puisque ce sont les propriétés des couches de roche altérées que l'on cherche à déterminer.

### *Principaux résultats*

Les deux méthodologies décrites ici sont appliquées sur un ensemble de 22 bassins versants jaugés de la région Cévennes-Vivarais (Fig.5.1). Les bassins versants sont choisis afin de respecter la diversité des paysages de la région, avec une attention particulière portée sur la géologie. Les résultats des valeurs estimées de DSCI et des propriétés des épaisseurs de roche altérée déduites de l'analyse des récessions sont en particulier analysés par type de géologie.

Les valeurs déterminées de DSCI pour chaque bassin sont comparées aux estimations des stockages potentiels calculées sur la base des informations des BD-sols (Fig.5.7). Si les estimations issues des BD-sols ne montrent pas de lien avec la géologie, les valeurs de DSCI semblent différer selon la nature du substrat rocheux, avec en particulier des valeurs fortes obtenues pour les bassins situés sur des granites et gneiss. Ces valeurs calculées de DSCI sont par ailleurs bien supérieures aux valeurs issues des BD-sols sur une majorité de bassins versants. C'est une confirmation de la sous-estimation des capacités de stockage des bassins lorsque seuls les horizons superficiels des sols, décrits dans les bases de données, sont considérés.

Les valeurs des couples (épaisseur, conductivité) caractéristiques de la couche de roche altérée calculées sur chaque bassin versant grâce à la méthode d'analyse des récession de [Brutsaert & Nieber \(1977\)](#) montrent une hiérarchie très nette en fonction de la géologie (Fig.5.8) :

- Les bassins situés sur roches cristallines (granite et gneiss) présentent les plus fortes valeurs d'épaisseur de roche altérée (autour de 10 m) et les plus faibles valeurs de conductivité (de 100 à 5 000 mm.h<sup>-1</sup>);
- Les bassins situés sur les schistes métamorphiques présentent des épaisseurs calculées moins importantes (autour de 4 m), mais des valeurs plus fortes de conductivités hydrauliques à saturation (de 10 000 à 20 000 mm.h<sup>-1</sup>);
- Enfin, sur les bassins calcaires et ceux situés sur des alluvions, la méthode fournit des estimations d'épaisseurs faibles (inférieures à 2 m) mais des valeurs de conductivité très fortes (supérieures à 20 000 mm.h<sup>-1</sup>).

Les résultats fournis par la méthode d'analyse des récessions sont discutés et comparés aux estimations référencées dans la littérature. En ce qui concerne les estimations effectuées sur géologie granitique, les résultats semblent s'accorder assez bien avec les différents résultats d'études synthétisés par [Dewandel \*et al.\* \(2006\)](#) (essais de pompage notamment). Assez peu d'informations sont disponibles en revanche concernant l'estimation quantitative des épaisseurs et des conductivités hydrauliques des épaisseurs de schistes altérés. Certains auteurs ([Martin \*et al.\*, 2004](#)) mentionnent néanmoins le rôle joué par les directions des surfaces planes des schistes sur le guidage et l'accélération des écoulements de sub-surface. Ceci pourrait expliquer les valeurs élevées de conductivité données par cette analyse des récessions. Enfin, l'explication des valeurs très élevées de conductivité déterminées sur les bassins calcaires ou situés sur des alluvions est plus difficile à fournir. Il est possible que les très fortes conductivités estimées sur les calcaires soient la conséquence de processus d'écoulements souterrains rapides comme il peut y en avoir dans les réseaux karstiques déjà étudiés ([Fleury \*et al.\*, 2009](#)) de la région.

Les estimations des propriétés (épaisseur, conductivité) des horizons de roche altérée sur les bassins versants de la région Cévennes-Vivarais et leur lien établi avec la nature géologique des bassins est un exemple de recours à des méthodes d'analyse des données disponibles pour la détermination de paramètres manquants ou mal renseignés, mais nécessaires à la modélisation hydrologique distribuée régionale. L'étape suivante de ce travail est dédiée à l'implémentation des horizons de roches altérée dans le modèle hydrologique, avec les valeurs des paramètres estimées dans ce chapitre.

# “Regional estimation of catchment-scale soil properties by means of streamflow recession analysis for use in distributed hydrological models”

VANNIER Olivier<sup>1</sup>, BRAUD Isabelle<sup>2</sup>, ANQUETIN Sandrine<sup>1</sup>

<sup>1</sup> LTHE, UMR 5564 - Université de Grenoble, BP53, Grenoble Cedex 9 F-38041, France

<sup>2</sup> IRSTEA, UR HHLY (Hydrology-Hydraulics), 5 Rue de la Doua, CS 70077, 69626 Villeurbanne cedex, France

## ABSTRACT

The estimation of catchment-scale soil properties, such as water storage capacity and hydraulic conductivity, is of primary interest for the implementation of distributed hydrological models at the regional scale. This estimation is generally done on the basis of information provided by soil databases. However, such databases are often established for agronomic uses and generally do not document deep weathered rock horizons (i.e. pedologic horizons of type C and deeper), which can play a major role in water transfer and storages. Here we define the Drainable Storage Capacity Index (DSCI), an indicator that relies on the comparison between cumulated streamflow and precipitation to assess catchment-scale storage capacities. DSCI is found to be reliable to detect underestimation of soil storage capacities in soil databases. We also use the streamflow recession analysis methodology defined by Brutsaert and Nieber in 1977 to estimate water storage capacities and lateral saturated hydraulic conductivities of the non-documented deep horizons. The analysis is applied to a sample of twenty-three catchments (0.2 km<sup>2</sup> - 291 km<sup>2</sup>) located in the Cévennes-Vivarais region (south of France). For a regionalisation purpose, the obtained results are compared to the dominant catchment geology and present a clear hierarchy between the different geologies of the area. Hard crystalline rocks are found to be associated with the thickest and less conductive deep soil horizons. Schist rocks present intermediate values of thickness and of saturated hydraulic conductivity, whereas sedimentary rocks and alluvium are found to be the less thick and the most conductive. These results are of primary interest in view of the future set up of distributed hydrological models over the Cévennes-Vivarais region.

**KEY WORDS :** hydraulic soil properties, streamflow recession, deep soil horizons, soil databases, Boussinesq equation, storage capacity, regionalisation

## 5.1. INTRODUCTION

For flood risk assessment and water resources management, the knowledge of parameters that control water transfers at the catchment scale is essential. Especially, soil depth, vertical and lateral saturated hydraulic conductivity are known to be of primary importance in catchment responses. At the regional scale, hydrologists have to deal with the lack of available data over large areas, leading to low confidence in the parameters values. The PUB (Prediction in Ungauged Basins) initiative (Sivapalan *et al.*, 2003), launched ten years ago, aimed at tackling the lack of data on poorly gauged or ungauged catchments, by identifying relationships between landscapes and hydrologic responses. Many studies tried to classify catchments on the basis of their hydrologic similarity in observed response (e.g. Sawicz *et al.*, 2011), or to regionalise calibrated model parameters on the basis of spatial proximity and/or catchment physical similarity (e.g. Merz & Blöschl, 2004; Nester *et al.*, 2011). As advocated by McDonnell & Woods (2004) and Wagener *et al.* (2007), catchment classification is recognized to be a key challenge in hydrological science.

Among the various tools developed to evaluate and classify catchment responses, the analysis of streamflow recessions has been widely used. Streamflow recession provides useful insights in catchment hydrological behaviours, and also gives quantitative information on the hydrological properties required for setting-up distributed hydrological models. For more than one hundred years, authors have studied recession curves on the basis of various techniques and underlying theories, as reviewed by Hall (1968) and Tallaksen (1995).

In this study, we consider the general framework introduced by Brutsaert & Nieber (1977), who did not make any assumption on the linearity of the streamflow recession curve. Brutsaert & Nieber (1977) looked at the recession rate  $-dQ/dt$  as a function of  $Q$ , suggesting a power-law relationship. They linked this relationship with analytical solutions of the one-dimensional Boussinesq equation (Boussinesq, 1877), which describes the evolution of a transient water table above an impermeable layer in a homogeneous hillslope. Brutsaert & Nieber (1977) extrapolated this theory from hillslope to the whole catchment scale, assuming that a catchment is composed of homogenous and identical hillslopes. They focused on two non-linear power-law solutions of the Boussinesq equation : one valid at short time (Polubarinova-Kochina, 1962), and one valid at long time (Boussinesq, 1904). They graphically adjusted lower envelopes of the relationship  $-dQ/dt$  vs.  $Q$  for several eastern American catchments, arguing that considering lower envelopes of the scatter plot would avoid the effect of evapotranspiration on the recession rate. Many authors used methodologies directly derived from Brutsaert & Nieber (1977) to estimate catchment-scale hydraulic properties of aquifers using streamflow recession analysis (Zecharias & Brutsaert, 1988; Troch *et al.*, 1993; Brutsaert, 1994; Szilagyi *et al.*, 1998; Brutsaert & Lopez, 1998; Mendoza *et al.*, 2003; Dewandel *et al.*, 2003; Rupp & Selker, 2006b). Most of them used the same early and late solutions. Brutsaert (1994) generalised the early solution by considering a non-null slope. Rupp & Selker (2006b) made an exhaustive review of all the possible solutions of the Boussinesq equation, for both horizontal and sloping aquifers. Furthermore, they derived empirical numerical solutions of the Boussinesq equation in the case of steep aquifers and aquifers presenting hydraulic conductivities varying with depth (power law decay). Huyck *et al.*

(2005) developed a physically-based filter to extract baseflow from streamflow measurements series, on the basis of the Boussinesq equation. They proved the reliability of the method, through a comparison to other classical baseflow separation techniques.

Among all the parameters that streamflow recession analysis can help to determine, Szilagyi *et al.* (1998), Brutsaert & Lopez (1998) and Mendoza *et al.* (2003) focused their analysis on the lateral saturated hydraulic conductivity  $k$  and the depth of impermeable layer  $D$ . These two parameters are probably the most difficult to estimate at the catchment scale, while they are of primary importance for water transfers. For hillslopes where subsurface flows are essentially driven by topography (high slopes), Rupp & Selker (2006b) obtained numerical results that differed from analytical solutions of the Boussinesq equation used in previous studies (Zecharias & Brutsaert, 1988; Brutsaert, 1994). Harman *et al.* (2009) led to the same conclusion for catchments composed of heterogeneous hillslopes (variability of slopes, lengths, soil depths and conductivities) and thus agreed with findings made by Clark *et al.* (2009), who showed that the response of a combination of parallel linear reservoirs could explain the non-linear behaviour observed at the catchment-scale on the Panola Mountain Research Watershed, Georgia, USA. Recently, Pauwels & Troch (2010) extended the Brutsaert-Nieber recession analysis methodology to a more general case : considering that some of the required assumptions of the theory (initially fully saturated aquifer, no recharge) are not often valid, they derived a new analytical solution valid at short-times, consistent with more realistic conditions.

In the Cévennes-Vivarais region, on which this study focuses, some models have been used at the regional scale, to simulate past flash-flood events (Saulnier & Le Lay, 2009; Manus *et al.*, 2009; Anquetin *et al.*, 2010; Braud *et al.*, 2010; Roux *et al.*, 2011; Garambois *et al.*, 2013). These works pointed out the need for accurate soil properties (especially storage capacity and hydraulic conductivity) to properly set up hydrological models : for example, Braud *et al.* (2010) discussed the importance of correctly estimating the water deficit of soils before a flood event ; Anquetin *et al.* (2010) showed that the impact of uncertainties on soil properties on simulated discharges can be of the same order of magnitude as the impact of uncertainties in rainfall estimation at the catchment scale.

This study presents two methodologies aiming at providing information on soil properties at the catchment-scale over the Cévennes-Vivarais region. The first one (DSCI : Drainable Storage Capacity Index) is an indicator of the catchment-scale storage capacity, based on the direct comparison between discharge and precipitation series. The second methodology is the streamflow recession analysis as proposed by Brutsaert & Nieber (1977). The main objective is to derive soil storage capacities and hydraulic conductivity from streamflow recession characteristics on a sample of headwater catchments, and to compare the obtained results to existing information. In a regional modelling perspective, we propose to link the estimated parameters with landscape properties (especially geology), in order to further set up distributed hydrological models. To our knowledge, it is one of the first time that the Brutsaert & Nieber (1977) analysis is used in such a regional context and to address open key questions associated with the PUB initiative. This paper first describes the studied region (section 5.2) and the detailed methodology (section 5.3) built to derive the soil parameters of interest. In section ??, the results, compared to previous studies, point out the relationship between the geology of the catchments and the derived soil

properties. Finally, conclusions are made, and perspectives on the future use of these parameters in regional distributed hydrological models are exposed.

## 5.2. CASE STUDY

### 5.2.1. General context

The Cévennes-Vivarais region, located in the south-eastern part of the Massif Central (Fig. 5.1), is prone to severe flash-floods, mostly occurring during the fall season. Extreme flood events have long been studied and analysed. They constitute the research topic of the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydro-meteorological Observatory<sup>1</sup> (Boudevillain *et al.*, 2011) and are the main issue of the HyMeX<sup>2</sup> (Hydrological cycle in Mediterranean Experiment) research program (Ducrocq *et al.*, 2010; Drobinski *et al.*, 2013). The Cévennes-Vivarais region is subject to various climatic conditions, arising from the topography (elevation ranges from sea level to 1 699 m at Mont-Lozère). The geology is also diversified within the area : sedimentary rocks (limestone and marls) are dominant in the plain region, whereas metamorphic schist and crystalline hard-rocks (granite and gneiss) constitute the principal geology on reliefs (Fig. 5.1). Historical flash-floods events have been documented within the observatory, using historical data documentation and through post-event peak discharge estimates (Gaume *et al.*, 2003b) that are used to evaluate the capacity of rainfall-runoff models to reproduce the response of catchments, either for prediction purposes (Versini *et al.*, 2010b; Vincendon *et al.*, 2010) or for process understanding (Manus *et al.*, 2009; Saulnier & Le Lay, 2009; Anquetin *et al.*, 2010; Braud *et al.*, 2010; Tramblay *et al.*, 2010; Roux *et al.*, 2011).

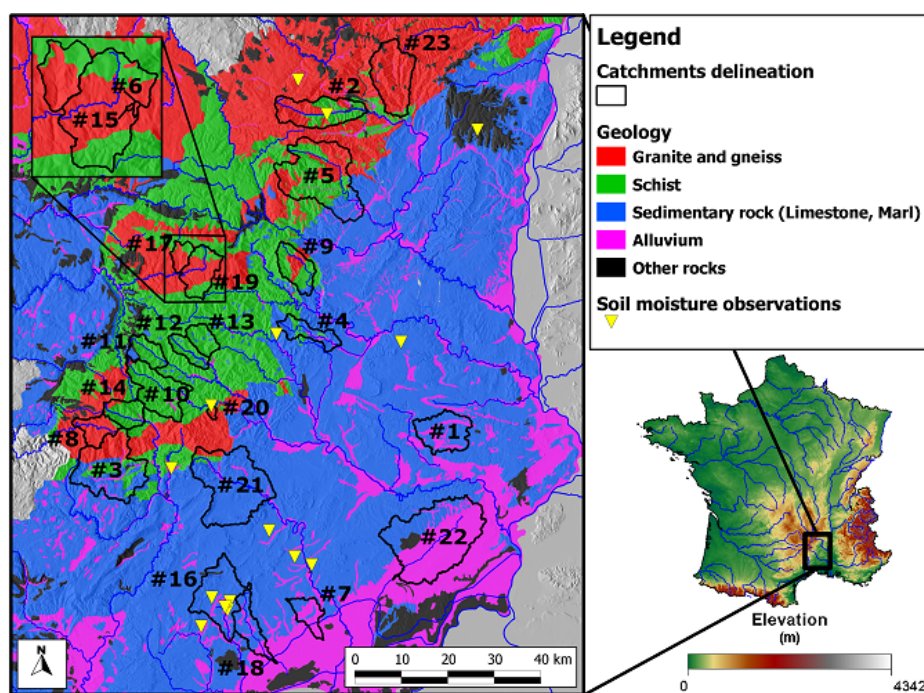


FIGURE 5.1 – Location of the selected catchments and soil moisture measurements, and geology (from BD-sols Ardèche and Languedoc-Roussillon) of the Cévennes-Vivarais region.

1. <http://www.ohmfv.fr/>

2. <http://www.hymex.org/>



### 5.2.2. Available data

Streamflow observations are publically available data, extracted from the French national hydrological database<sup>1</sup>, except data on the Valescure catchment, provided by the UMR ESPACE<sup>2</sup> research laboratory. Discharge data are available at variable time step : water stage is recorded for each relative variation of at least 5 %. As consequence, time step can be small (up to a few seconds) for rapid variations (e.g. during floods). When no significant change is observed, the time step is much larger (up to several hours). Discharge data derives from water stage measurements through rating curves, which can be associated with non-negligible uncertainties, especially during low flow periods. To plot  $-dQ/dt$  vs.  $Q$ , the time steps are used as they are, without interpolation. We thus expect to avoid the artefacts described by [Rupp & Selker \(2006a\)](#).

Rainfall and snowfall data are extracted from the SAFRAN meteorological reanalyses ([Vidal \*et al.\*, 2010](#)). In SAFRAN, meteorological variables (including solid and liquid precipitation) are available at an hourly time step, on a regular 8 km x 8 km grid cell, from 1958 until now.

Soil moisture measurements are also used in this work. Different kinds of soil moisture devices have been deployed for various research projects on 14 sites, at different depths, covering various types of vegetation and soil types. Some TDR (Time Domain Reflectometry) devices (IMKO TRIME<sup>®</sup>-PICO IPH/T3), provided by the UMR ESPACE laboratory, were installed on the Valescure catchment ([Tramblay \*et al.\*, 2010](#)). Other devices are ThetaProbe ML2X (Delta-T Devices) : some were installed by the HydroSciences Montpellier laboratory on 8 sites, measuring soil moisture at two or three different depths (between -20 cm and -120 cm). Others are part of the SMOSMANIA network (Soil Moisture Observing System - Meteorological Automatic Network Integrated Application) ([Albergel \*et al.\*, 2008](#)), and provide water content measurements at -5 cm, -10 cm, -20 cm and -30cm. The locations of soil moisture measurements are shown by yellow triangles in Fig. 5.1.

Information on soils is provided by two soil databases : the BD-sols Ardèche and the BD-sols Languedoc-Roussillon ([Robbez-Masson \*et al.\*, 2000](#)). They were established on the basis of soil surveys performed since the 90's for agronomic purposes. These databases offer detailed geographical information on texture, structure, and thicknesses of soil horizons. Commonly, pedotransfer functions (e.g. [Rawls & Brakensiek, 1985](#)) are used by modellers to derive the needed hydraulic parameters from soil texture and structure, in order to get water retention and hydraulic conductivity curves (e.g. [Manus \*et al.\*, 2009](#)).

### 5.2.3. Critical analysis of the BD-sols databases

Although the BD-sols databases offer valuable and necessary information for hydrological models, their major weakness is that they were produced for agronomic uses, as highlighted by [Braud \*et al.\* \(2010\)](#). As a consequence, there is an evident lack of information concerning soil horizons that have no interest for agronomy : thickness of C type pedological horizon (correspon-

---

1. <http://www.hydro.eaufrance.fr/>

2. Unité Mixte de Recherche "Étude des Structures, des Processus d'Adaptation et des Changements de l'Espace" <http://www.umrespace.org/>

ding to weathered rock layers situated above the bedrock, as shown in the example of pedologic profile in Fig.5.2) is almost never documented, whereas thickness of upper horizons (O, A, B, see Fig.5.2) always is. Subsequently, distributed hydrological models that rely on these databases (Manus *et al.*, 2009; Anquetin *et al.*, 2010; Braud *et al.*, 2010; Roux *et al.*, 2011) do not account for storage capacities of weathered rock layers.

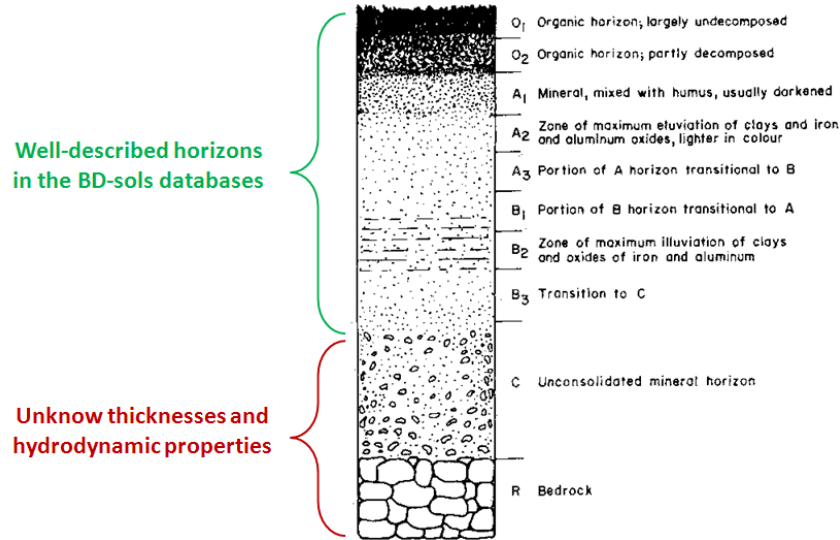


FIGURE 5.2 – Typical pedologic profile, after Kang & Tripathi (1992) and level of description in the Cévennes-Vivarais BD-sols soil databases.

However, several analyses of historical flood events (Cosandey, 1994) and some recent modelling studies (Tramblay *et al.*, 2010, 2011; Roux *et al.*, 2011; Garambois *et al.*, 2013) showed that effective soil storage capacities on Cévennes-Vivarais catchments often largely exceed the storage capacities of the upper soil layers described in the BD-sols. The total storage capacity for each catchment is calculated on the basis of the BD-sols information as follows :

$$S_{tot} = \frac{\sum_{j=1}^{N_{soil\ unit}} A^j \left[ \sum_{i=1}^{N_{horizon}} \left( \theta_{s_i}^j - \theta_{r_i}^j \right) H_i^j \right]}{\sum_{j=1}^{N_{soil\ unit}} A^j} \quad (5.1)$$

where  $S_{tot}$  is the catchment-averaged total storage capacity (m),  $H$  is the thickness of the described soil horizons (m),  $\theta_s$  and  $\theta_r$  are the saturated and residual water content ( $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ), respectively, of the described soil horizons,  $N_{soil\ unit}$  is the number of mapped soil units that compose the catchment,  $A$  is the area of each soil unit ( $\text{m}^2$ ), and  $N_{horizon}$  is the number of described soil horizons in each soil unit.  $S_{tot}$  is the result of two successive operations : i) a sum of the storage capacities of all the horizons ( $N_{horizon}$ ) that compose a vertical soil profile; ii) a spatial average over all the soil units ( $N_{soil\ unit}$ ) of the catchment.  $\theta_s$  and  $\theta_r$  are calculated from soil texture and structure for each horizon, according to Rawls & Brakensiek (1985). Table 5.1 presents a comparison between  $S_{tot}$ , as calculated with equation 5.1, and estimations derived from flood events surveys or from modelling studies. Table 5.1 clearly highlights the general underestimation (from -33 % to -87 %) of soils storage capacities calculated with the use of parameters given in the BD-sols.

	Latte	Cloutasses	Valescure	Beaume	Gardon d'Anduze	Avène		
Area (km <sup>2</sup> )	0.195	0.81	3.9	205	543	58		
Dominant geology	Granite	Granite	Granite	Granite and Gneiss	Schists	Limestone		
Bd-sols storage capacity (mm)	179	154	60	157	77	241		
Study	Cosandey (1994)	Cosandey (1994)	Tramblay <i>et al.</i> (2010)	Garambois <i>et al.</i> (2013)	Roux <i>et al.</i> (2011)	Tramblay <i>et al.</i> (2011)	Garambois <i>et al.</i> (2013)	Gaume <i>et al.</i> (2003a)
Nature of estimation	Flood analysis	Flood analysis	Model calibration	Model calibration	Model calibration	Model calibration	Model calibration	Flood analysis
Estimated storage capacity (mm)	<b>270</b>	<b>230</b>	<b>up to 420<sup>1</sup></b>	<b>832</b>	<b>408</b>	<b>up to 577<sup>1</sup></b>	<b>354</b>	<b>200</b>
Underestimation of Bd-sols	<b>-34%</b>	<b>-33%</b>	<b>-86%</b>	<b>-81%</b>	<b>-81%</b>	<b>-87%</b>	<b>-78%</b>	<b>+20%</b>

<sup>1</sup> Calibrated initial soil deficit : its value depends on the flood event

TABLEAU 5.1 – Comparison of several catchment-scale storage capacities estimated in the literature with storage capacities estimated with the BD-sols soil databases by the use of equation 5.1.

This general underestimation is consistent with the known limitations of the BD-sols, which do not usually document deep soil layers (horizons C and deeper). On this basis, we therefore assume that the non-documented weathered rock horizons are responsible of a substantial part of the catchment storage capacity. This paper describes and compares two methods for the estimation of this storage capacity.

#### 5.2.4. Catchment selection

Selection criteria for the catchments are :

1. Availability of a long enough discharge measurements series (at least five recent years), for hydrological representativeness considerations ;
2. The catchment sample must cover the range of landscapes and geological entities present in the Cevennes-Vivarais region ;
3. Small headwater catchments (smaller than 100 km<sup>2</sup>) are privileged, in order to ensure a maximal representativeness towards a given landscape, and to be homogeneous in terms of geomorphology. This is a key selection criteria, since several recent studies (Rupp & Selker, 2006b; Clark *et al.*, 2009; Harman *et al.*, 2009) highlighted possible artefacts in the estimated hydraulic parameters of the Brutsaert-Nieber methodology, due to the natural variability of the hillslopes (in terms of hydraulic conductivity, slope) within the catchments.

Table 5.2 summarises the main features of the twenty-three selected catchments. All the catchments are independent, except two of them (Latte, #15 and Cloutasses, #6) which are part of a larger one (Tarn at Pont-de-Montvert, #19). The location of the selected catchments is given in Fig. 5.1, superimposed on the geologic map.

	Area A (km <sup>2</sup> )	Median slope $\beta$ (°)	Length of streams (km)		Highest Strahler order <sup>1</sup>	Dominant geology	Dominant soil texture	Discharge measurement	
			L <sub>total</sub>	L <sub>permanent</sub>					
#1	Alzon (Uzès)	71	3.9	66.9	29.2	5	Limestone	Loam	1996-2008
#2	Ardeche (Meyras)	98.7	22.3	167.4	130.1	3	Granite / Gneiss	Sandy loam	1986-2010
#3	Arre (Le Vigan)	155	18.4	213	95.7	5	Schist	Loam	1995-2010
#4	Auzonnet (Les Mages)	49	14.9	66.6	17.6	3	Limestone / marls	Clay loam	1987-2006
#5	Beaume (Rosières)	200	21	340	259.2	5	Schist	Sandy loam	1999-2010
#6	Cloutasses	0.4	8.5	0.7	0.2	1	Granite	Sandy loam	1982-1995
#7	Dardailon (St-Just)	36.4	2.1	48.5	20.3	3	Alluvium	Clay loam	1998-2000
#8	Dourbie (Dourbies)	42.9	12	58.1	30.6	4	Granite	Sandy loam	1988-2010
#9	Gagnière (Gagnières)	55.3	18.4	93.9	59.3	4	Schist	Sandy loam	1969-2010
#10	Gardon (Saunane)	104	22.9	145.7	66.2	4	Schist	Loam	1984-1994
#11	Gardon de Sainte-Croix	47	18.4	50.8	20.6	3	Schist	Loam	1996-2010
#12	Gardon de Saint-Germain	30.5	20.8	46	15.1	3	Schist	Loam	1980-2010
#13	Gardon de Saint-Martin	30.5	21.2	46.2	17.5	3	Schist	Loam	1980-2010
#14	Herault (Valleraugue)	46.2	25.7	78.1	28.5	4	Schist	Loam	1968-1983
#15	Latte	0.2	10.5	0.4	0.1	1	Granite	Sandy loam	1981-1999
#16	Lez (Montferrier-sur-Lez)	115	7	66.9	21.4	4	Limestone	Clay	1975-2010
#17	Rieuinalet (Pont-de-Montvert)	20	13.4	25	24.4	3	Granite	Sandy loam	1988-2010
#18	Salaison (Mauguio)	50.8	3.5	60	16.9	3	Limestone / marls	Clay	1986-2010
#19	Tarn (Pont-de-Monvert)	67	11.1	92.4	82.1	4	Granite	Sandy loam	1987-2010
#20	Valescure	3.9	23.8	7.2	3.2	2	Granite	Sandy loam	2004-2010
#21	Vidourle (Sauve)	190	10.1	281.7	55.3	5	Limestone / marls	Clay	1994-2006
#22	Vistre (Bernis)	291	2.4	219.6	64.1	5	Alluvium	Clay loam	1978-2010
#23	Volane (Vals-les-Bains)	109	20.8	148.6	77.6	4	Granite / Gneiss	Sandy loam	2006-2010

<sup>1</sup> Strahler order calculated on the basis of a DEM-extracted stream network, with an extraction threshold of 0.5 km<sup>2</sup>

TABLEAU 5.2 – Main physical characteristics of the selected catchments and temporal windows of discharge measurements

## 5.3. METHODOLOGY

In this section, we develop two approaches to assess catchment-scale properties by means of streamflow data analysis. We first define an indicator of the storage capacity of catchments (the Drainable Storage Capacity Index : DSCI). Then, we present the methodology derived from [Brutsaert & Nieber \(1977\)](#), used here to estimate depth to impermeable bedrock and saturated hydraulic conductivity of the aquifer.

### 5.3.1. Definition of the Drainable Storage Capacity Index (DSCI)

DSCI is based on a simple comparison between discharge and precipitation series. It relies on the quantification of delayed flow volumes. Soil is seen as a reservoir, with a total storage capacity  $S_{tot}$ , which slowly releases water into streams. By quantifying the volume of water that has been released with a certain delay after rainfall, and by comparing this volume to the volume of rainfall, it is possible to get a lower bound estimate of  $S_{tot}$ , at the catchment scale. The methodology used to calculate DSCI is described hereafter, and is illustrated in Fig.5.3 for one catchment :

1. As we only consider water that has transited through the ground, we first need to avoid overland flow. This is done by neglecting streamflow occurring during and immediately after a rainfall event, for the duration  $T$ . We thus consider  $Q^*(t)$ , which derives from  $Q(t)$  as follows :

$$\begin{aligned} & \text{if } P(t) > 0 \text{ for } t_1 < t \leq t_2 \\ & \text{then } Q^*(t) = 0 \text{ for } t_1 < t \leq (t_2 + T) \text{ else } Q^*(t) = Q(t) \end{aligned} \quad (5.2)$$

where  $t_1$  and  $t_2$  are the beginning and ending time of rainfall, respectively.  $T$  is specifically calculated for each catchment on the basis of a 25m-resolution Digital Elevation Model (DEM) analysis. Distance to outlet is computed for each DEM cell, using a D8 algorithm ([O'Callaghan & Mark, 1984](#)).  $T$  is considered equal to the maximum distance to outlet divided by a constant value of surface runoff velocity ([Saulnier & Le Lay, 2009](#); [Vincendon \*et al.\*, 2010](#)), here chosen equal to  $0.5 \text{ m.s}^{-1}$ .

2. Snowfall periods, and the 15 days that immediately follow snowfall, are ignored, to avoid artefacts due to snow melt. Snow depth at the ground is unknown (SAFRAN only distinguishes between liquid and solid precipitations). Nevertheless, we assume that under the Mediterranean climatic conditions, periods during which snow accumulates on the ground do not usually exceed 15 days. Fig.5.3a, an example of the Tarn discharge series at Pont-de-Monvert (#19) is presented as well as the associated  $Q^*(t)$  kept for the selected periods.
3. For each catchment, the cumulated precipitation curve  $P(t)$  (mm) is subtracted to the cumulated streamflow curve  $Q^*(t)$  (mm) to give  $I(t)$  :

$$I(t) = \sum_t (Q^*(t) - P(t)) \quad (5.3)$$

The trend of  $I(t)$  generally decreases, since on average, rainfall amounts are higher than streamflow volumes. But this curve presents some local increases, namely called “delayed flow periods” : they correspond to periods during which there is more flow out of the catchment than rain (release of stored water). In Fig.3b, the resulting  $I(t)$  curve is plotted for the previous example ;

4. For each delayed flow period, the maximum delayed flow volume (in mm) is defined as the amplitude of the local increase. This is an indication on how much water has been stored by this catchment before being released. Fig.5.3c gives an example of a 112 mm delayed flow volume observed in 2001 for the Tarn catchment (#15).
5. DSCI is the maximum value (mm) of all the delayed flow volumes identified over the whole observation period : DSCI therefore provides an estimation of the storage capacity of each catchment.

As mentioned above, DSCI is a *lower-bound* estimate of the storage capacity, for at least four reasons :

- Evapotranspiration is not taken into account. In a similar water balance approach, [Sayama et al. \(2011\)](#) accounted for evapotranspiration, assuming potential evapotranspiration equal to actual evapotranspiration. We choose not to make such an assumption in this study, because we consider it not realistic under the Mediterranean climatic conditions ;
- Overland flow is avoided by ignoring the first hours of streamflow after rainfall. As a consequence, a part a subsurface flow is unfortunately ignored ;
- Since DSCI is the maximum of the observed delayed flow volumes, its value depends on the length of the archive : the longer the streamflow series is, the more DSCI will be representative of the effective storage capacity of a catchment ;
- DSCI is an indicator on the drainable water storage, not on the total water storage, which includes drainable water and water linked to solid particles by capillarity forces.

Nevertheless, DSCI is a relatively simple method to assess catchment-scale storage capacities since it only requires discharge and precipitation series. Furthermore, it does not imply to make uncertain assumptions on the physical properties or on the geometry of the catchments, as it is the case with other methods like the streamflow recession analysis.

### 5.3.2. Analysis of streamflow recessions

#### a. Theory

A methodology similar to the one first described by [Brutsaert & Nieber \(1977\)](#) is used here. This methodology has been reused by many authors since its first description ([Troch et al., 1993](#); [Brutsaert, 1994](#); [Szilagyi et al., 1998](#); [Brutsaert & Lopez, 1998](#); [Mendoza et al., 2003](#); [Dewandel](#)

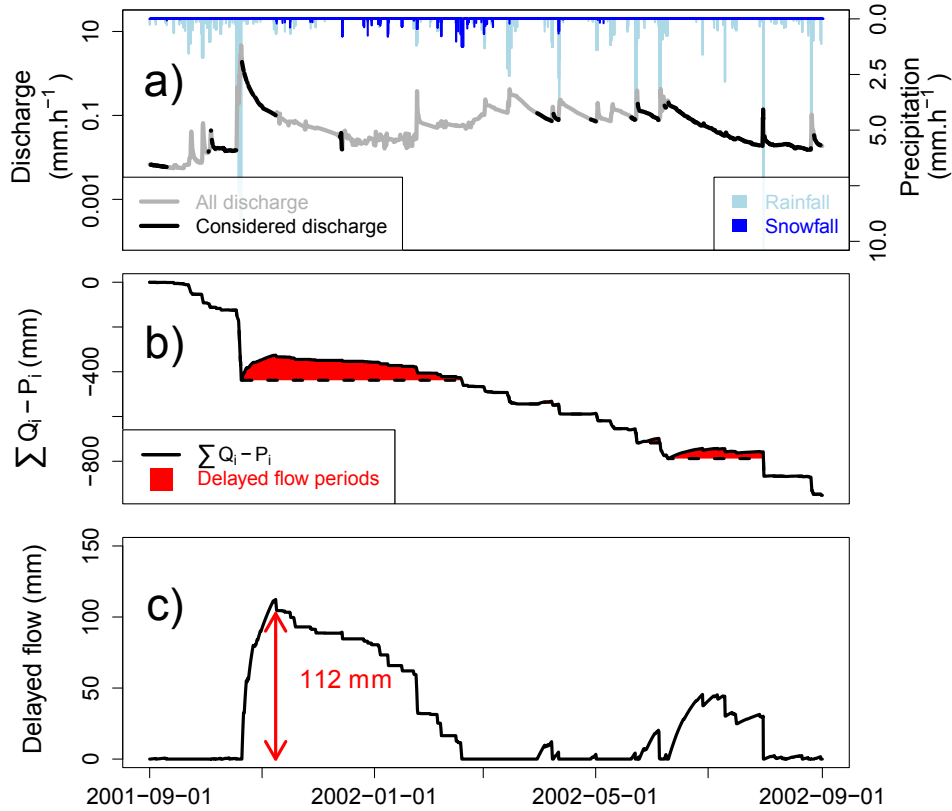


FIGURE 5.3 – Illustration of the methodology used to extract delayed flow periods to compute DSCI index. Here is an example for the Tarn catchment (#19, 67 km<sup>2</sup>), between 2001-09-01 and 2002-09-01. a) Time evolution of precipitation and discharge (discharge given on a logarithmic scale). “Considered discharge  $Q^*(t)$ ” refers to discharge measurements occurring i) late enough after a precipitation event to avoid overland flow (equation 5.2) ii) at least 15 days after a snowfall event. b) Time evolution of  $I(t)$  (equation 5.3). Delayed flow periods (in red) are thus identified when cumulated discharge is larger than precipitation. c) Time evolution of “delayed flow periods”. For this example, the largest delayed flow volume is equal to 112 mm.

*et al.*, 2003; Rupp & Selker, 2006b). This approach assumes a power-law relationship between the recession rate  $-dQ/dt$  (m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>.day<sup>-1</sup>) and the discharge  $Q$  (m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>) :

$$-\frac{dQ}{dt} = aQ^b \quad (5.4)$$

where  $a$  and  $b$  are constant. Brutsaert & Nieber (1977) linked this relationship with analytical solutions of the one-dimensional Boussinesq equation (Boussinesq, 1904) that describes the evolution of a transient water table above an impermeable layer in a homogeneous hillslope, under the well-described Dupuit approximation :

$$\varphi \frac{\partial h}{\partial t} = \cos\beta \frac{\partial}{\partial x} \left( kh \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \sin\beta \frac{\partial}{\partial x} (kh) \quad (5.5)$$



where  $h$  is the height of the water table (m),  $t$  is the time (s),  $x$  is the longitudinal coordinate along the hillslope (m),  $\beta$  is the slope of the terrain (degrees),  $\varphi$  is the drainable porosity of the aquifer ( $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ) and  $k$  the horizontal saturated hydraulic conductivity of the aquifer ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Here, two non-linear analytical solutions of equation 5.5 are considered :

1. The first one is valid at short time (Polubarinova-Kochina, 1962), and is adapted to sloping aquifers by Brutsaert (1994) :

$$b = 3; a = \frac{1.133}{k\varphi D^3 L^2 \cos\beta} \quad (5.6)$$

where  $D$  is the depth to the impermeable bedrock (m) and  $L$  is the length of surface streams that drain the aquifer (m) ;

2. The second one is valid at long time (Boussinesq, 1904) :

$$b = \frac{3}{2}; a = \frac{4.804k^{1/2}L}{\varphi A^{3/2}} \quad (5.7)$$

where  $A$  is the area covered by the aquifer ( $\text{m}^2$ ).

The recession rate  $-dQ/dt$  is plotted vs. the discharge  $Q$  for each catchment, using logarithmic scales. Two examples of  $-dQ/dt$  vs.  $Q$  plots are shown in Fig.5.4. As proposed by Brutsaert & Nieber (1977), we consider the lower envelopes of data, with slopes corresponding to the early and late solutions (i.e. equal to 3 and 3/2), respectively. The adjustment of the lower envelope is done automatically by the use of an iterative procedure stopped when 98 % of the points lie above the envelope curve. Troch *et al.* (1993) and Mendoza *et al.* (2003) used a similar approach with a lower threshold (90 % and 95 %). Based on sensitivity tests, Troch *et al.* (1993) concluded that the value of the threshold criterion could not change significantly the obtained results.

$D$  (m) and  $k$  ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) are the two physical parameters we wish to estimate through this analysis. Once the intercept values  $a$  of the two envelope curves are known,  $k$  is extracted from the long-time solution (5.7), and introduced into the short-time solution (5.6) to determine  $D$ . As Mendoza *et al.* (2003) mentioned, drainable porosity  $\varphi$  is also an unknown parameter. Nevertheless, we consider that its natural range of variability (for C horizon and fractured bedrock) is narrower than the range of variability of saturated hydraulic conductivity for example. In this study, two values are used ( $0.05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  and  $0.1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ) to get an estimation of the uncertainty associated with  $\varphi$ .

The other parameters of the Boussinesq solutions are estimated as follows :  $L$  is the mapped length of the river network provided by the French national geographic institute<sup>1</sup>. We choose to take into account the intermittency of the river network for its estimation. In equation (5.6) (i.e. the short time solution),  $L$  accounts for both intermittent and permanent streams, whereas for the long time solution (i.e. equation 5.7), we only consider the length of permanent streams. The parameter  $A$  is assumed equal to the total area of the catchment.  $\beta$  is the median slope of

---

1. <http://www.ign.fr/>

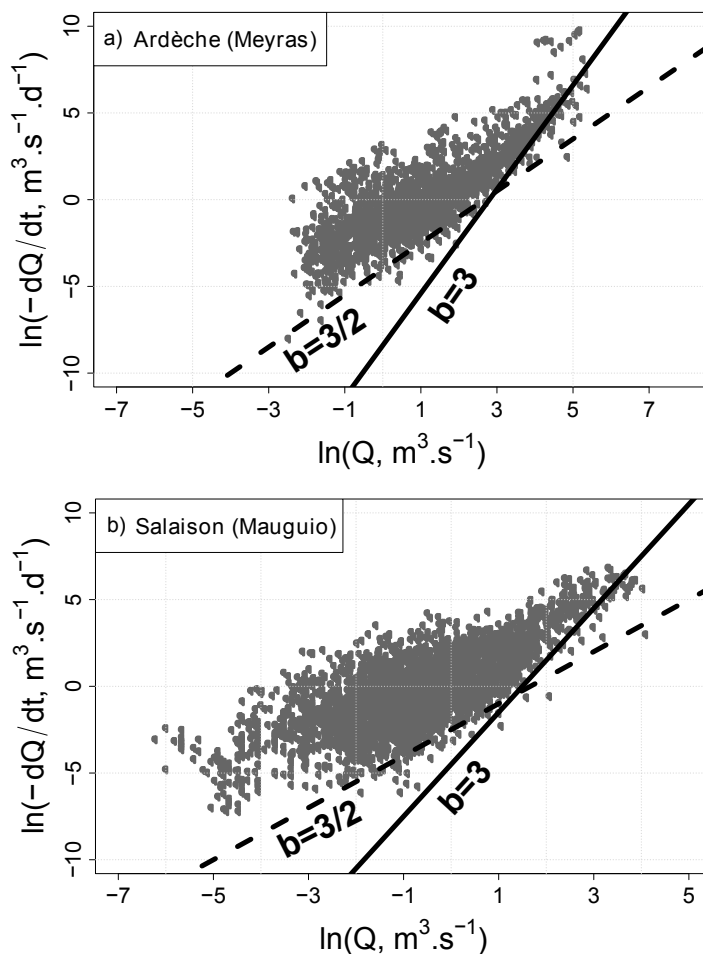


FIGURE 5.4 – Examples of  $-dQ/dt$  vs.  $Q$  logarithmic plots for two catchments : Ardèche in Meyras (#2, 99 km<sup>2</sup>) (a) and Salaison in Mauguio (#18, 51 km<sup>2</sup>) (b) with adjusted lower envelope curves of slope  $b = 3$  and  $b = 3/2$ .

the catchment, derived from a 25m resolution Digital Elevation Model. These values are given in Table 5.2 as regard as the catchments.

#### b. Extraction of recession periods

To apply the [Brutsaert & Nieber \(1977\)](#) methodology, recession periods must first be isolated. We chose to consider periods during which discharge values decreases with time. The retained criteria to extract recession periods are :

- Discharge must decrease on average over 6 moving time steps. This value arises from sensitivity tests during which recession periods were “validated” visually ;
- As done for the DSCI calculation and in order to avoid snow melt, snowfall periods and the 15 days that immediately follow snowfall, are ignored ;
- The minimum number of discharge measurements that compose a recession period is fixed to 10. This is done to ensure a certain consistency in the observations that are used ;

*c. Determination of saturation duration in upper soil horizon through soil moisture observations*

As described in the introduction, this work aims at complementing the partial description provided by the BD-sols soil databases. Considering a typical pedologic profile (Fig.5.2), one needs to distinguish between horizons that are completely described in the BD-sols, namely O, A and B type horizons, and deeper horizons that are not documented (C and R type horizons), for which we seek to get estimates of thickness and hydraulic conductivity. Since the objective is to get information on the weathered rock deep horizons, we need to ensure that the analysed streamflow recession only results from the contribution of these deep layers.

We assume that upper soil layers contribute to lateral subsurface flows only for a limited time  $T_s$  after a rainfall event. We also assume that lateral subsurface flows are the consequence of a transient saturation of the soil layers. Based on those hypotheses, soil water content measurements are used to determine the average duration  $T_s$  of saturation in the upper soil horizons, which depends on the soil type. Particular attention is paid to deep measurements (60 cm and more) if available. As illustrated in Fig.5.5, two typical behaviours are identified. For the majority of soil types, it is found that saturation almost never happens (Fig.5.5b) : soil water content measurements exhibit brief peaks that do not exceed a few hours. Poor draining soils (typically clay and silty-clay soils) reach saturation after rainfall events and remain saturated during several days (Fig.5.5a). On the basis of this analysis, average durations  $T_s$  of saturation are estimated according to the nature of soil. These estimates are given in Table 5.3.

	Clay and clay loam	Silt loam	Loam	Sandy loam
Range of observed $T_s$ (days)	1-10	0-1	0	0
Proposed averaged duration of saturation $T_s$ (days)	5	1	0	0

TABLEAU 5.3 – Results of the analysis of saturation durations  $T_s$  on 17 water content measurement sites. The range of observed  $T_s$  for each soil is presented, as well as the retained value of  $T_s$  that will effectively be ignored at the beginning of streamflow recessions analysis (not to account for upper soil contribution).

To avoid subsurface flow generated by saturated upper soil, recession between  $t = 0$  and  $t = T_s$  is systematically ignored in streamflow recession analyses. An example of the resulting extracted recession periods is shown in Fig.5.6, for the Auzonnet (#4) catchment.

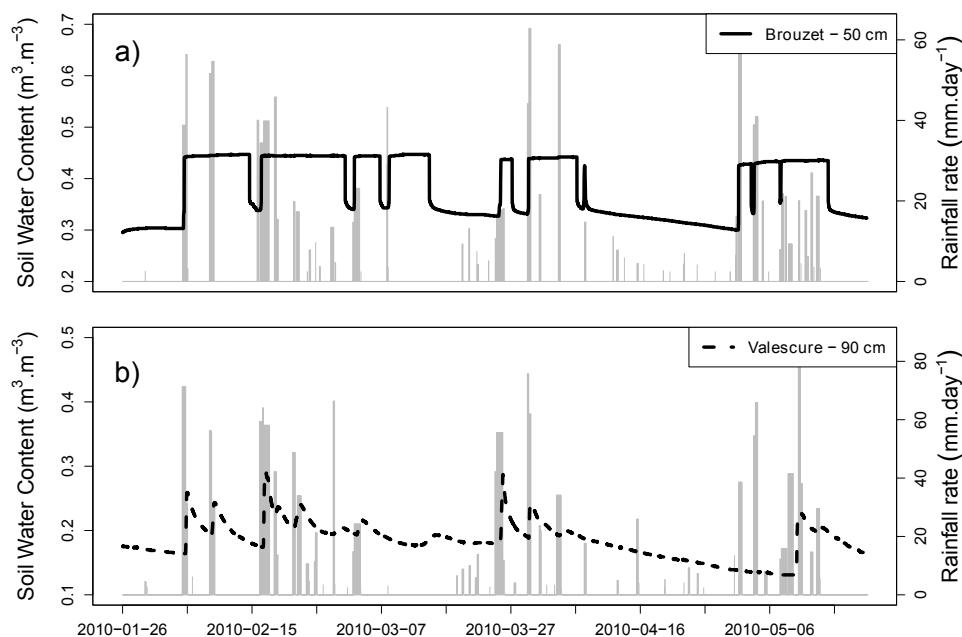


FIGURE 5.5 – Temporal patterns of measured soil water content in two distinct soil types : clay-loam soil on marls at Brouzet-les-Quissac (a), and sandy loamy soil on granite at Valescure (b). Rainfall rate is plotted as grey bars.

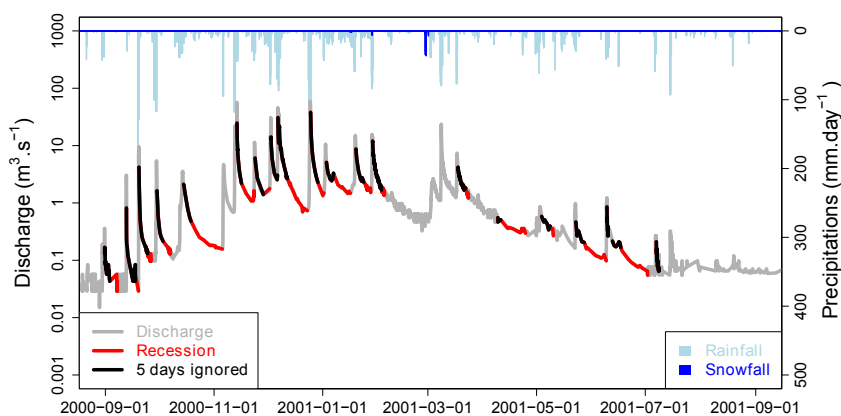


FIGURE 5.6 – Streamflow recession periods extracted between 2000-09-01 and 2001-09-01 in the Auzonnet catchment (#4, 49 km<sup>2</sup>). Catchment-averaged precipitation is displayed in blue on the inverted y-axis. Discharge series is shown in grey in logarithmic scale. The selected recession periods appear in red, and the first five days of recession that are ignored according to the analysis of saturation duration in upper soils are coloured in black.

## 5.4. RESULTS

### 5.4.1. DSCI

In Fig.5.7, DSCI is calculated for each catchment and compared with the spatially-averaged drainable storage capacity  $S_{drain}$ , calculated using the BD-sols database information as follows :

$$S_{drain} = \frac{\sum_{j=1}^{N_{soil\ unit}} A^j \left[ \sum_{i=1}^{N_{horizon}} (\theta_{s_i}^j - \theta_{f_i}^j) H_i^j \right]}{\sum_{j=1}^{N_{soil\ unit}} A^j} \quad (5.8)$$

Equation 5.8 only differs from equation 5.8 by the term  $\theta_f$ , which is the soil water content at field capacity ( $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ ). The difference  $\theta_s - \theta_f$  is the drainable porosity.

Fig.5.7 highlights the significant gap between calculated DSCI values and the estimations of soils storage capacities based on the soil database information, which are commonly used in distributed hydrological models. For granite, gneiss and schist catchments, DSCI values always exceed BD-sols estimates, except for one catchment (Volane, #23). Inversely, the indicator is always lower than the BD-sols estimates for sedimentary and alluvial catchments, except one (Lez, #16). One should notice that in the cases where the BD-sols estimates are larger than the computed indicator, it does not mean that the BD-sols storage capacities are over-estimated. The comparison can only detect under-estimations, because DSCI is a lower-bound estimate, as mentioned in section 5.3.

Fig.5.7 also points out differences between geologic entities. Catchments on crystalline rocks (granite and gneiss) globally present the highest values of DSCI : most of them (7 among 9) show delayed flow volumes larger than 140 mm. The distinction between other geologies (schist, sedimentary rocks and alluvium) is not straightforward, even if catchments on schist seem to present intermediate values of DSCI (from 50 to 150 mm), while catchments on sedimentary rocks and alluvium are associated with lower DSCI values on average. Note that the storage capacities  $S_{drain}$  estimated with the parameters of the BD-sols do not present any tendency with the dominant geology.

### 5.4.2. Assessment of $D$ and $k$ using streamflow recession analysis

Two examples of  $-dQ/dt$  vs.  $Q$  plots with adjusted lower envelopes corresponding to  $b = 3$  (short time solution) and  $b = 3/2$  (long time solution) are shown in Fig.5.4. The resulting couples ( $D$ ,  $k$ ) for the selected catchments are plotted in Fig.5.8. In this figure, the vertical and horizontal error bars refer to the uncertainty in the chosen value of drainable porosity (from 0.05  $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$  to 0.1  $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ ).

Fig.5.8 reveals a major separation between the different geologies. The application of the Boussinesq theory in our analysis shows that crystalline catchments (in red) are those with the largest values of weathered rock horizon thicknesses (between 7 m and 20 m on average), followed by catchments located on schist (from 2 m to 5 m on average). Estimated active thicknesses of

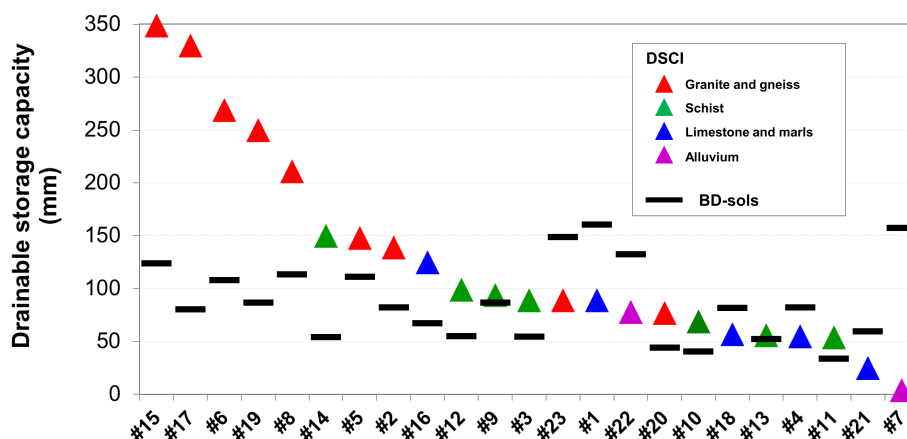


FIGURE 5.7 – Ranked values of calculated DSCI for each catchment (coloured triangles) compared to drainable storage capacities estimated with the BD-sols databases (black horizontal bars). Colours correspond to the dominant geology of catchments.

weathered rock horizons on sedimentary rocks and alluvium are the lowest, ranging from 0 m to 2 m. The trend for hydraulic conductivities is opposite : sedimentary rocks and alluvium present the highest values of  $k$  (30 000 mm.h<sup>-1</sup> to 300 000 mm.h<sup>-1</sup> on average); then the weathered schist horizons ( $k$  ranging from 10 000 mm.h<sup>-1</sup> to 30 000 mm.h<sup>-1</sup> on average) and the weathered crystalline layers ( $k$  ranging from 250 mm.h<sup>-1</sup> to 4 500 mm.h<sup>-1</sup> on average). Such values of lateral saturated hydraulic conductivity may appear unusual, since they exceed by several orders of magnitude the commonly measured vertical saturated hydraulic conductivity of soils (e.g. through the use of infiltrometers). However, values of catchment-scale lateral saturated hydraulic conductivities larger than 10 000 mm.h<sup>-1</sup> are frequently estimated in modelling studies, via model calibration (Saulnier & Le Lay, 2009; Vincendon *et al.*, 2010; Roux *et al.*, 2011; Garambois *et al.*, 2013). The sensitivity of the results to the value of the drainable porosity seems relatively limited, and it might not modify the hierarchy found between the geologic entities.

### 5.4.3. Comparison of DSCI and storage capacities estimated with streamflow recession analysis

Streamflow recession analysis provides estimates of the depth to impermeable layer  $D$  (m) (Fig.5.8) as a function of the chosen value of drainable porosity  $\varphi$  (m<sup>3</sup>.m<sup>-3</sup>). Multiplying  $D$  by  $\varphi$ , we obtain an estimation of the drainable storage capacity of weathered rock horizons. To get the storage capacity of the whole soil profile the drainable storage capacity of upper-soil horizons, given by the BD-sols databases (equation 5.8), is added. In Fig.5.9, this total drainable storage capacity is compared to DSCI. Vertical bars stand for the superposition of upper-soil and deep horizon drainable storage capacities. Upper-soil storage capacities do not notably vary with the geology type whereas deep layers reveal storage capacities that are highly dependent on the geology. On hard-rock crystalline catchments (gneiss and granite bedrock), the major part of storage is located in the deep horizon. For these catchments, upper-soil presents a drainable storage capacity lower than 200 mm, but the whole storage capacity (upper + deep horizons)

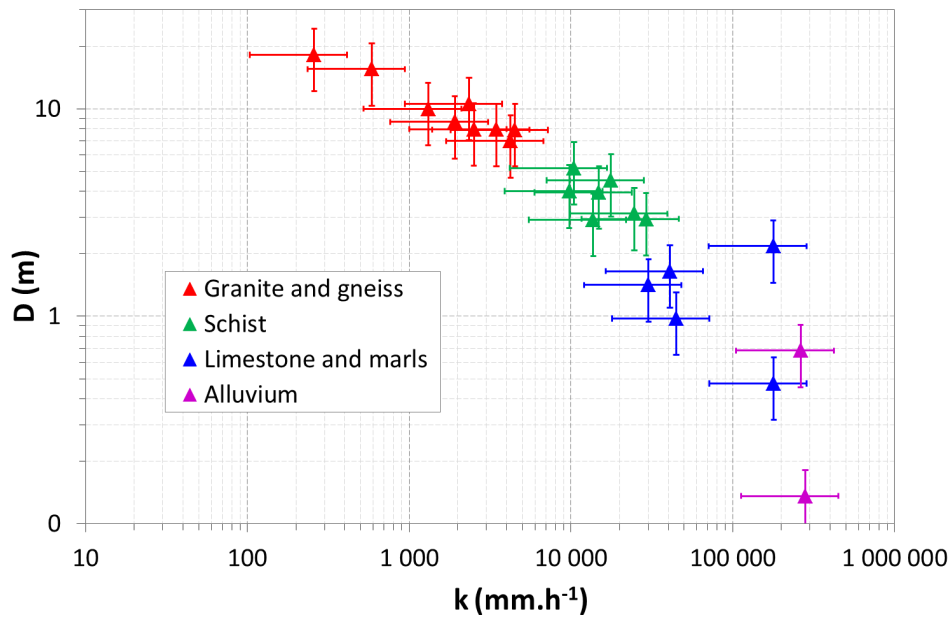


FIGURE 5.8 – Depth to bedrock  $D$  and lateral hydraulic conductivity  $k$  calculated using stream-flow recession analysis. The confidence intervals result from the uncertainty in the value of drainable porosity (between  $0.05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  and  $0.1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ).

ranges from 600 mm to 1200 mm. Catchments located on schist also present a storage capacity mainly localised in the deep horizon. These catchments are characterized with very little upper-soil storage capacity according to the BD-sols (lower than 100 mm), although their total drainable storage capacity ranges from 200 mm to 400 mm. For sedimentary and alluvial catchments, the storage capacity of the deep horizon is of the same order of magnitude as the storage capacity of the upper horizons.

DSCI (symbolized by black horizontal bars) presents lower values of storage capacity. The link between DSCI and the geology is approximately the same as previous results with particularly high values for catchments located on crystalline basement. Fig.5.9 brings out an evident consistency between the two methods. DSCI never exceeds the storage values obtained through recession analysis, which is concordant with the lower-bound estimate nature of DSCI, and proves the complementarity of the two methods. The non-perfect correlation between the results of the two methods is probably a consequence of one of the DSCI limitations : the catchments for which the gap between storage estimates and DSCI is the largest are catchments for which we disposed of the shortest streamflow archive (e.g. Valescure, #20 : 6 years ; Volane, #23 : 5 years ; Dardaillon, #7 : 3 years).

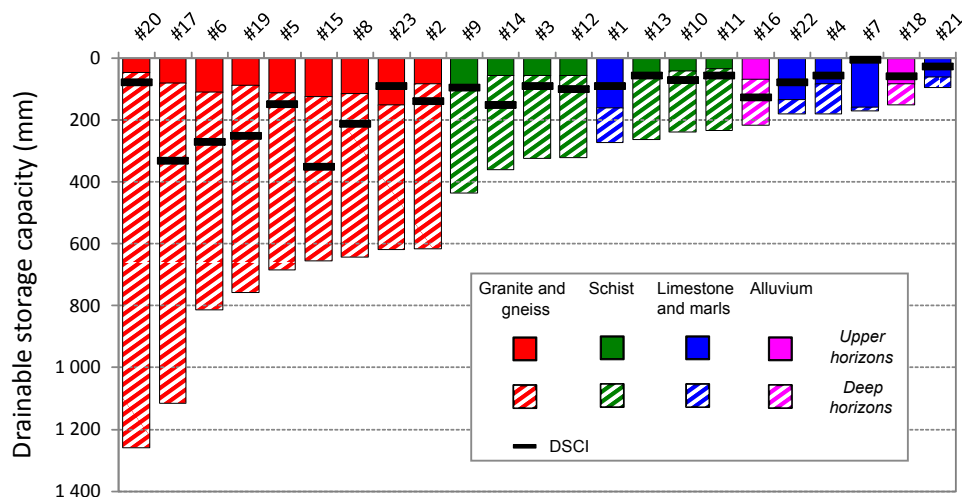


FIGURE 5.9 – Total drainable storage capacities estimated for each catchment. Distinction is made between storage capacities of upper soil horizons (calculated using the BD-sols databases information) and storage capacities of deep horizons (estimated using streamflow recession analysis). The storage capacity is compared to the DSCI indicator.

## 5.5. DISCUSSION

### 5.5.1. Regarding the methods

Large amounts of uncertainties still remain on the soil water storage capacity, in particular of deeper horizons. Our results show that, when conjointly used, the two methods presented here provide robust conclusions. Namely, the DSCI method, built on very few hypotheses and the Brutsaert-Nieber analysis, which needs more hypotheses, are found complementary.

One strong hypothesis concerns the homogeneous nature of the hillslopes of the catchments. Having this point in mind, the selection of the catchments was done to minimise possible variability of some physical descriptors (e.g. geology, land use, soil types, topography) and therefore to reduce artefacts associated with the heterogeneity in the parameter estimations (Rupp & Selker, 2006b; Clark *et al.*, 2009; Harman *et al.*, 2009).

Another hypothesis associated with the theory underlying the analytical short-time solution (Polubarinova-Kochina, 1962) used in the Brutsaert-Nieber methodology is the assumption of an initial full saturation of the aquifer. The theory considers an aquifer with an effective depth  $pD$  to impermeable bedrock, where  $D$  is the depth of porous rock, and  $p$  is a constant factor (corresponding to the fraction of  $D$  that effectively contributes to the base flow) chosen between 1 (full vertical saturation) and 0 (no saturation). Brutsaert & Nieber (1977), proposed to use a constant value  $p = 0.3465$ , and many authors make the same assumption. Pauwels & Troch (2010) developed a new methodology, more in accordance with the hypotheses of the Boussinesq's theory of recessions, in which the value of  $p$  is not constant but close to 1 in the case of the short-time solution, and close to 0 for the long-time equation. Their methodology provides more



accurate estimations of aquifer hydraulic properties, even if the authors recognise that “if one is interested in knowing catchment-averaged hydraulic parameters, a traditional base flow recession analysis will lead to results that will give an indication of the order of magnitude of these parameters”. Since the governing motivation of our work is the regional aspect of the estimation, and the link with the physical descriptors (geology) of the catchments, we state that applying the traditional streamflow recession analysis to our data is relevant towards this purpose.

### 5.5.2. Choice of the parameter values and influence on the results

The Brutsaert-Nieber analysis implies to fix some parameter values ( $L$ ,  $A$ ,  $\beta$ ,  $\varphi$ ). The sensitivity of the results to value of the porosity  $\varphi$  has been assessed, as shown in Fig.5.8. As many authors (Troch *et al.*, 1993; Szilagyi *et al.*, 1998; Brutsaert & Lopez, 1998; Mendoza *et al.*, 2003), we consider  $A$  equal to the catchment area. A sensitivity analysis to the proportion of  $A$  that effectively contributes to the streamflow was made (not shown). It reveals a strong impact on the estimated values of  $k$  and  $D$ . In the case where only 20 % of the catchment contributes to the recession flow, the estimated values of  $k$  range from 2 mm.h<sup>-1</sup> (granite) to 2 000 mm.h<sup>-1</sup> (alluvium); this is two order of magnitude below estimations given in Fig.5.8, when considering a contribution of the whole catchment area. Accordingly, the estimation of  $D$  is about 4.5 times higher. However, in absence of more detailed information on the spatial extent of the contributing aquifers in the selected catchments we consider that the total catchment area contributes to the recession flow, even if we keep in mind that this can lead to an overestimation of  $k$  (and accordingly to an underestimation of  $D$ ).

We also distinguish the length of permanent and temporary streams in the long time and short time solutions. To our knowledge, this has never been done before. This choice is possible here because the information on the length of permanent streams is available. To assess the impact of this choice on the results, we also performed a comparison between the results presented in Fig.5.8 and the results obtained without making such a distinction. It reveals a very good correlation between the two methods, both for  $D$  ( $R^2 = 0.84$ ) and  $k$  ( $R^2=0.79$ ). Not accounting for distinct types of streams would result in seven times lower values of  $k$  on average, and increased values of  $D$  by 50 % on average, but would not modify the hierarchy showed in Fig.5.8.

### 5.5.3. Geology signature on the estimated $k$ and $D$

The discussion on the estimated values of  $k$  and  $D$  is guided by the geologic entity :

#### *Crystalline rocks (granite and gneiss)*

The calculated thickness of weathered rock horizons is the largest among all the geologic entities. Nevertheless, as compared to the literature (e.g. Wyns *et al.*, 2004; Dewandel *et al.*, 2006; Lachassagne *et al.*, 2011), these values remain within the natural range of variability. All of these previous studies reported thickness of saprolite (defined as the upper layer of hard-rock alteration profile, lying upon a fractured rock layer) of about 10 m to 20 m. Saprolite layers are considered as porous media, with drainable porosities ranging from 0.02 m<sup>3</sup>.m<sup>-3</sup> to 0.1 m<sup>3</sup>.m<sup>-3</sup>

(Dewandel *et al.*, 2006).

Dewandel *et al.* (2006) estimated hydraulic conductivity in saprolite layers and fractured layers of a granitic Indian catchment and did a review of similar previous works. They found that the geometrical mean of the hydraulic conductivity estimated in literature (essentially through pumping tests) is equal to  $2 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$  (i.e.  $7.2 \text{ mm.h}^{-1}$ ), with a range of variability between  $7 \times 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$  ( $0.2 \text{ mm.h}^{-1}$ ) and  $4 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$  ( $144 \text{ mm.h}^{-1}$ ). Furthermore, the fissured bedrock layer located directly below the saprolite layer is found to be more conductive (due to fracturation), with hydraulic conductivities ranging from  $3 \times 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$  ( $1 \text{ mm.h}^{-1}$ ) to  $10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$  ( $3\,600 \text{ mm.h}^{-1}$ ), with a geometric mean equal to  $9 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$  ( $32 \text{ mm.h}^{-1}$ ). These values are on average lower than those estimated in the present study. However, the present values ( $250 - 4\,500 \text{ mm.h}^{-1}$ ) are not out of the range of the values found in literature, even if they stand close to the upper bound.

### *Schists*

Studies focused on the hydraulic properties of schist horizons are not as common as for crystalline rocks. Therefore, the values of  $k$  and  $D$  parameters cannot be compared to any from the literature. We may explain the fact that estimated hydraulic conductivities are larger than on hard-rocks by the anisotropic structure of schist layers, as shown by Martin *et al.* (2004), who studied the impact of the relation between slope direction and schist planar structure direction on streamflow generation of a Mediterranean catchment. They highlighted the hydrological consequences of preferential sloping direction of schist layers. This may be a possible explanation for the high values of  $k$  obtained here.

### *Sedimentary rocks and alluvium*

Sedimentary rock catchments as well as catchments on alluvial material are found to be those having the shallowest and the most conductive weathered horizons. The physical reasons of these results may lie on the presence of karst in the underground of limestone catchments. Karstic systems are common in the sedimentary area of the Cévennes-Vivarais region. Karsts are known to be associated to very high groundwater flow velocity, up to several hundreds of  $\text{m.h}^{-1}$  (Bakalowicz, 2005), due to the existence of large drains. One of the selected catchments (Lez at Montferrier-sur-Lez, #16) is known to be karstic, and has been widely studied (Fleury *et al.*, 2009). However, the other catchments are supposed not to be karstic (or only partially, such as the Vidourle at Sauve, #21). Yet, all of the sedimentary rock catchments behave globally in the same way, according to the results shown in Fig.5.8. This could mean that all of these catchments present fissured rock horizons that are conductive enough to result in high values of hydraulic conductivities at the catchment scale. This is a major issue for the future setting-up of distributed hydrological models over this area.

## CONCLUSION

This work highlights the signature of geology on the hydrological behaviour of catchments. Based on the Boussinesq's theory, we analyse streamflow recessions for twenty-three Mediterranean headwater catchments. This allows us determining catchment-scale storage capacities and lateral hydraulic conductivities of deep soil horizons, which are generally poorly known and not considered in distributed hydrological models. We also assess the overall storage capacity of catchments through the use of another indicator, named the Drainable Storage Capacity Index (DSCI), which relies on a simple comparison between precipitation and discharge series. In both cases, the catchment properties are found to be closely related to the dominant geology. In particular, crystalline hard rock catchments seem to present very thick and moderately conductive weathered rock horizons, while sedimentary rock catchments are found to have shallow but very conductive weathered rock horizons. These results represent a major step forward to the knowledge of deep soil horizons properties, which are known to play an important role in water transfers. This study also proves the reliability of experimental data analyses for better understanding hydrological processes, and its complementarity with modelling works. Particularly, it confirms the meaningfulness of streamflow recessions, which can provide major insights on the large-scale subsurface properties of catchments, hard to measure by traditional means.

To go further in the knowledge of the effective processes that governs the water transfers in Mediterranean regions, we recommend : i) to extrapolate the obtained results to ungauged catchments, based on the established link between geology and deep layers properties ; ii) to use the estimated properties in the distributed hydrological models that will later be set-up over the Cévennes-Vivarais region and thus to assess the effect on the simulated response of catchments ; iii) to define experimental ways of verifying the validity of the results presented here, especially for lateral hydraulic conductivities, that are found to be several orders of magnitude larger than the values traditionally considered in rainfall-runoff modelling.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This work is part of the FloodScale project, which is funded by the French National Research Agency (ANR) under contract n° ANR 2011 BS56 027, which contributes to the HyMeX program. The authors acknowledge Christophe Bouvier and Pascal Brunet, from HydroSciences Montpellier (UMR 5569), and Jean-François Didon-Lescot from ESPACE (UMR 7300) for supplying the soil moisture data and the Valescure catchment discharges.

# Chapitre 6

## Simulation hydrologique régionale de l'année 2008

### Sommaire

---

6.1	Implémentation des écoulements souterrains et de la couche de roche altérée dans le modèle régional . . . . .	196
	6.1.1 Motivations . . . . .	196
	6.1.2 Intégration d'une couche de roche altérée . . . . .	198
6.2	Plan de simulation . . . . .	201
6.3	Évaluation de l'apport des épaisseurs de roche altérée : comparaison aux résultats obtenus sans couche altérée . . . . .	203
	6.3.1 Évaluation de l'apport de la couche altérée pour les simulations inter-événements . . . . .	204
	a Granite et gneiss . . . . .	204
	b Schistes métamorphiques. . . . .	206
	c Roches sédimentaires . . . . .	208
	6.3.2 Évaluation de l'apport de la couche altérée pour les simulations événementielles . . . . .	209
	a Événement du 21-23 octobre 2008 sur le Gardon . . . . .	209
	b Événement du 31 octobre au 5 novembre 2008 sur le Tarn . . . . .	211
	6.3.3 Synthèse sur l'apport de la couche de roche altérée . . . . .	212
6.4	Analyse régionale des deux épisodes de crue de l'automne 2008 . . . . .	214
	6.4.1 Débits simulés . . . . .	214
	6.4.2 Coefficients d'écoulement. . . . .	214
	6.4.3 Ruissellement de surface et écoulement souterrain . . . . .	216
6.5	Évaluation régionale des résultats . . . . .	220
	6.5.1 Comparaison aux estimations du retour d'expérience hydrologique (REx) de l'événement d'octobre 2008. . . . .	220
	a Carte des débits de pointe simulés . . . . .	220

b	Comparaison directe des débits simulés aux débits estimés par le REx . . . . .	222
c	Discussion . . . . .	223
6.5.2	Comparaison aux débits mesurés sur les stations limnimétriques pour les deux épisodes . . . . .	224
6.5.3	Analyse des hydrogrammes et influence du forçage pluviométrique . . .	229
a	Hydrogrammes simulés et mesurés sur les bassins du nord : l'Ardèche et le Tarn. . . . .	229
b	Hydrogrammes simulés et mesurés sur les bassins du sud : la Cèze et le Gardon. . . . .	230
c	Cas du bassin du Vidourle . . . . .	232
6.6	Conclusion . . . . .	234

---

---

## RÉSUMÉ

Le dernier chapitre de ce document décrit la mise en place de la modélisation à l'échelle régionale, en vue de simuler l'année 2008, et particulièrement les deux événements de crue survenus en octobre et novembre. Le modèle utilisé dans ce chapitre est une évolution de CVN, nommée CVN-p. Cette version du modèle reprend la percolation profonde issue de la condition limite de flux gravitaire en bas de colonne de sol pour l'envoyer dans la rivière. C'est une conceptualisation de l'écoulement de base, qui permet de mieux reproduire la dynamique long-terme des écoulements. Les horizons de roche altérée décrits dans le chapitre 5 sont utilisés dans la modélisation. Le modèle est mis en place à l'échelle de la région Cévennes-Vivarais, c'est à dire sur les sept grands bassins versants qui la composent (Ardèche, Cèze, Tarn, Gardon, Hérault, Vidourle, Vistre). Comme dans le reste de ce travail, le modèle est utilisé sans calibration, avec les valeurs des paramètres spécifiées à partir des informations disponibles (sols) ou des analyses réalisées (roche altérée). L'apport de l'ajout de la couche altérée est évalué en comparant les débits mesurés aux débits simulés en période événementielle et inter-événementielle. Une analyse comparée des mécanismes de production des débits simulés par le modèle lors des deux épisodes est ensuite effectuée. Enfin, les résultats de simulation sont confrontés aux estimations de débit de pointe effectuées lors du retour d'expérience de l'événement d'octobre 2008, et aux mesures des stations limnimétriques opérationnelles pour les deux événements.

## 6.1. IMPLÉMENTATION DES ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS ET DE LA COUCHE DE ROCHE ALTÉRÉE DANS LE MODÈLE RÉGIONAL

### 6.1.1. Motivations

Une description du modèle CVN dans sa version initiale est faite dans le chapitre 3. Les évolutions apportées au modèle, en particulier le couplage des modules de végétation et l'ajout du calcul de l'évapotranspiration réelle (également décrits dans le chapitre 3), ont rendu le modèle CVN opérationnel pour des simulations en continu, alors qu'il n'était au départ qu'un modèle événementiel. Des tests de sensibilité à la condition limite de flux à l'interface sol-substratum (flux nul ou flux gravitaire) ont montré une meilleure adéquation des résultats de simulation lors de l'utilisation de la condition limite de flux gravitaire sur les bassins des reliefs, situés sur une géologie schisteuse ou cristalline. Cette tendance a été confirmée par la confrontation des teneurs en eau du sol simulées aux mesures disponibles : l'humidité des horizons superficiels de sol est bien mieux reproduite par le modèle utilisé avec condition limite de flux gravitaire. Ces résultats traduisent la présence d'écoulements profonds et de capacités de stockage importantes : l'eau percole en profondeur et n'est relâchée que progressivement vers l'exutoire. Sur les bassins de la plaine sédimentaire, il semble que la sensibilité à la condition limite employée soit plus faible, car les sols y ont une capacité d'infiltration moindre, des épaisseurs plus importantes, et qu'ils sont plutôt sujets au ruissellement hortonien.

Comme cela a été mentionné dans la section 3.4, le modèle CVN n'est pas capable de reproduire correctement la dynamique long-terme des écoulements, parce que les débits produits sont nécessairement du ruissellement de surface (que ce soit par dépassement des capacités d'infiltration des sols ou par saturation des profils de sol). Aucun écoulement de base n'est simulé par CVN. Une illustration de l'incapacité du modèle à reproduire correctement la dynamique des écoulements est visible sur la Fig.6.1, qui compare les chroniques annuelles (01/08/1997 - 31/07/1998) des débits journaliers observés sur le bassin versant de l'Auzonnet (49 km<sup>2</sup>, affluent de la Cèze) aux débits journaliers simulés par CVN forcé par les précipitations SAFRAN. Les débits produits par le modèle lors de cette année se limitent aux huit événements les plus importants. La récession des débits simulés est très rapide, et entre les événements aucun débit n'est simulé. Les valeurs calculées du critère de Nash-Sutcliffe et du coefficient de détermination (les équations de deux critères de performance sont détaillés dans la section 6.3), présentées sur la Fig.6.1 également, sont de -0.01 et 0.19.

Afin de simuler un écoulement de base, une version du modèle a été conçue, dans laquelle la percolation profonde issue du flux gravitaire en bas de colonne est reprise et envoyée dans le brin de rivière le plus proche (de manière analogue au ruissellement de surface généré qui est envoyé dans le brin de rivière le plus proche). Cette configuration est une conceptualisation des écoulements souterrains, qui permet au modèle de produire des débits de manière continue, notamment en période inter-événementielle. La Fig.6.2 montre les résultats de simulation sur l'Auzonnet entre le 1er août 1997 et le 31 juillet 1998 obtenus avec cette version du modèle qui

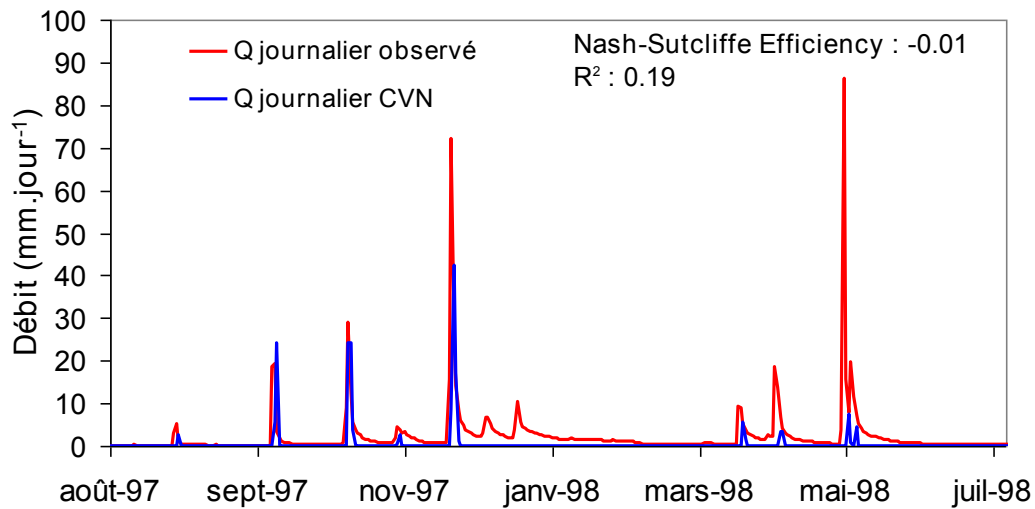


FIGURE 6.1 – Comparaison des débits mesurés et des débits simulés sur le bassin de l’Auzonnet du 01/08/1997 au 31/07/1998 par le modèle CVN avec condition limite de flux gravitaire à l’interface sol-substratum.

reprend le flux de percolation pour l’envoyer dans la rivière. Cette nouvelle version du modèle est nommée **CVN-p** (-p pour “percolation”). Dans cette configuration, le modèle reproduit bien plus correctement la dynamique des écoulements. Ceci est confirmé par les valeurs obtenues de critère de Nash-Sutcliffe et de coefficient de détermination  $R^2$  (0.28 et 0.72, respectivement). L’adéquation avec les observations reste malgré tout imparfaite. En particulier les débits journaliers simulés en début de période (août - sept.) sont trop importants, et ils sont parfois trop faibles en deuxième partie de simulation (épisode de début Mai). Mais le modèle simule des récessions de débit réalistes entre les événements, et la contribution des écoulements souterrains ainsi créés permet au modèle de simuler des débits plus proches des observations lors des événements.

Le modèle CVN-p est utilisé pour les simulations régionales dont les résultats sont présentés dans ce chapitre. La Fig.6.3 illustre schématiquement les types d’écoulement produits par ce modèle, par comparaison aux types d’écoulements produits par CVN, dans les deux configurations possibles de condition limite à l’interface sol-substratum. Le modèle CVN-p est complémentaire de la version CVN-l, présentée dans le chapitre 4. Le modèle CVN-p ne modélise pas explicitement les chemins souterrains de l’eau tel que CVN-l peut le faire, il les conceptualise par la reprise du flux de percolation. Ainsi il modélise les écoulements souterrains, qui sont un processus dominant sur de nombreux bassins cévenols (section 1.3), tout en restant, comme CVN, un modèle “uni-dimensionnel” (modélisation seulement verticale des flux dans les sols). De ce fait, CVN-p est un modèle peu coûteux en terme de temps de calcul (par rapport à CVN-l), et est donc bien adapté aux simulations hydrologiques régionales. L’ajout d’un écoulement souterrain permet de séparer la production de débit en deux processus différents (ruissellement de surface et écoulement souterrain), et donc de pouvoir simuler la réponse de bassins aux comportements hydrologiques différents.



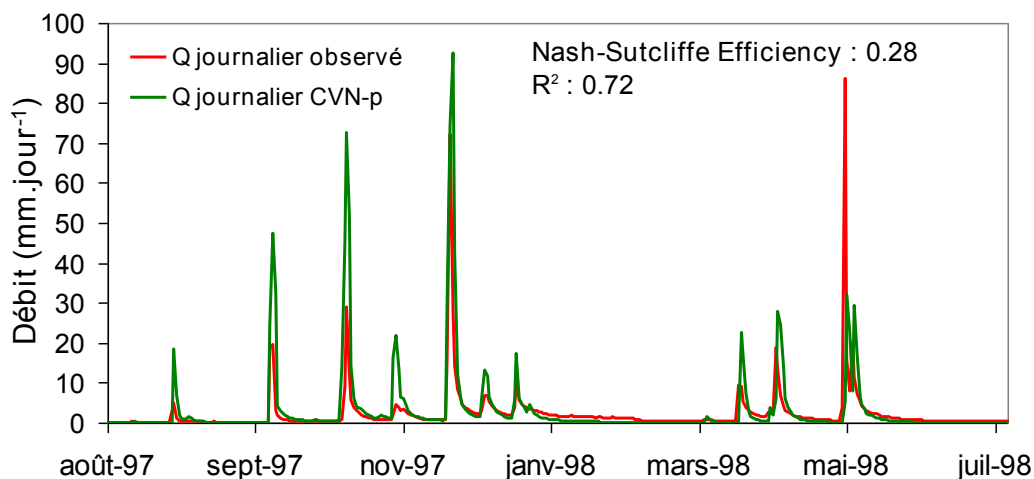


FIGURE 6.2 – Comparaison des débits mesurés et des débits simulés sur le bassin de l’Auzonnet du 01/08/1997 au 31/07/1998 par le modèle CVN-p avec condition limite de flux gravitaire à l’interface sol-substratum et reprise de la percolation pour envoi dans le réseau hydrographique.

### 6.1.2. Intégration d’une couche de roche altérée

Dans le chapitre 4, afin de disposer d’une capacité de stockage suffisante, le modèle CVN-l a été utilisé sur le bassin versant du Cartau en prescrivant des épaisseurs de sol quatre fois plus importantes que celles documentées dans la BD-sols Languedoc-Roussillon. Une analyse bibliographique présentée dans la section 5.2 a confirmé ce constat en le généralisant aux autres

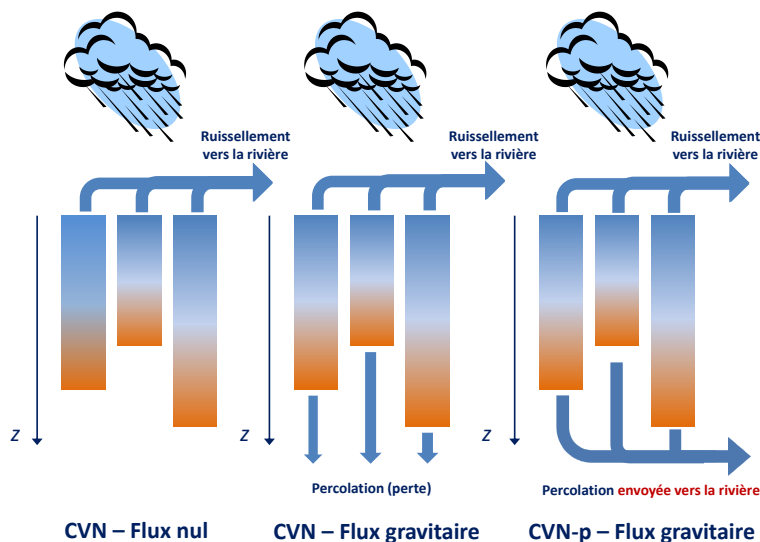


FIGURE 6.3 – Représentation schématique des types d’écoulements produits par le modèle CVN utilisé avec les deux types de condition limite en bas de colonne de sol, et par le modèle CVN-p nouvellement créé.

bassins cévenols : les épaisseurs de sol renseignées dans les BD-sols Languedoc-Roussillon et Ardèche sont insuffisantes pour décrire les capacités de stockage identifiées de la plupart des bassins versants de la région. Sur la base de ce constat, nous faisons l’hypothèse que les épaisseurs des horizons de sol superficiels sont bien décrites, mais que le manque de capacité de stockage est imputable aux horizons profonds de roche altérée et/ou fracturée, non décrits dans les BD-sols. En conséquence, une analyse a été menée pour estimer les propriétés de ces horizons profonds, en fonction de la géologie (chapitre 5).

La couche de roche altérée, avec les propriétés identifiées dans le chapitre 5, est intégrée au modèle CVN-p afin de combler les lacunes de capacité de stockages des horizons de sol superficiel. Une valeur moyenne d’épaisseur et de conductivité hydraulique à saturation est retenue pour chacun des quatre types de géologie identifiés dans le chapitre 5. La Fig.6.4 présente les propriétés retenues ( $K_s$ , épaisseur) des quatre couches profondes intégrées au modèle CVN-p. La valeur choisie de teneur en eau à saturation ( $\theta_s$ ) des couches de roche altérée est égale à  $0.1 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ . Les autres propriétés hydrodynamiques ( $h_{bc}$ ,  $\lambda$ ,  $\eta$ ) des couches de roche altérée sont reprises d’horizons de sol existants dans les bases de données BD-sols présentant des valeurs de  $\theta_s$  faibles.

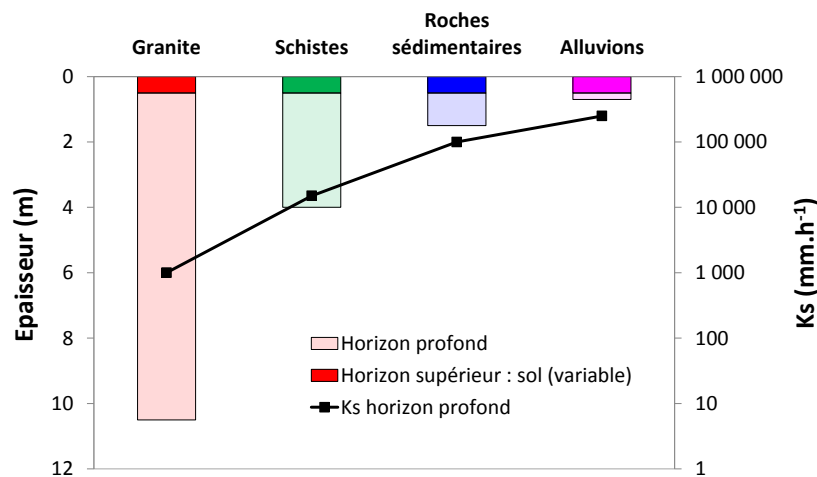


FIGURE 6.4 – Épaisseur et conductivité hydraulique à saturation de chacune des couches de roche altérée intégrées au modèle CVN-p, en fonction de la géologie des mailles du modèle.

L’ajout d’une épaisseur de roche altérée doit apporter plusieurs éléments au modèle CVN-p :

- une capacité de stockage supplémentaire, censée combler les lacunes identifiées des BD-sols ;
- un rôle “tampon” dans la production des écoulements souterrains, dû aux épaisseurs importantes des couches ajoutées que les flux d’infiltration doivent traverser avant d’être envoyés vers la rivière.

Il faut noter que les épaisseurs de roche altérée, avec les valeurs estimées de conductivité hydraulique à saturation très élevées, ne peuvent se saturer. Il n’y a donc jamais de nappes temporaires simulées par le modèle, et les flux de percolation sont toujours des flux issus de l’infiltration en zone non-saturée. En revanche, les horizons superficiels de sol situés au dessus de

la roche altérée peuvent se saturer, en raison de propriétés hydrodynamiques différentes (valeurs plus faibles de  $K_s$ ).

## 6.2. PLAN DE SIMULATION

Ce chapitre présente les résultats des simulations régionales effectuées sur les sept grands bassins versants de la région Cévennes-Vivarais (Ardèche, Cèze, Gardon, Tarn, Vistre, Vidourle, Hérault) pour l'intégralité de l'année 2008. Le choix de l'année 2008 est guidé par deux raisons principales :

- La présence de deux événements importants durant l'automne : 21-23 octobre et 31 octobre - 5 novembre. Ces deux épisodes ont touché des zones différentes et ont des caractéristiques différentes également (durée, intensité) (Fig.2.21 et 2.22).
- La disponibilité des données de débit aux stations limnimétriques de la région pour cette année récente, au contraire des années antérieures. En effet, la plupart des stations limnimétriques de la région ont fonctionné lors des événements de crue de l'automne 2008.

Différentes simulations sont effectuées, couvrant l'intégralité de l'année 2008, avec des forçages pluviométriques divers. Les configurations du modèle CVN-p utilisées pour ces simulations régionales de l'année 2008 sont synthétisées dans le tableau 6.1.

Période	01/01- 21/10	21/10 - 23/10	23/10 - 31/10	31/10 - 05/11
Type de simulation	Initialisation	Événement	Transition	Événement
Forçage pluie	SAFRAN	Pluie krigée Radar TradHy <sup>1</sup> - SAFRAN	SAFRAN	Pluie krigée Radar TradHy <sup>2</sup> Radar PANTHERE SAFRAN

<sup>1</sup> Données TradHy indisponibles sur l'Hérault, le Vidourle et le Vistre

<sup>2</sup> Données TradHy incomplètes : la fin de l'événement (du 02/11/2008 au 05/11/2008) est manquante

TABLEAU 6.1 – Tableau de simulation

### Simulations longues

Les simulations en continu de l'année 2008 sur les sept bassins versants sont menées avec le forçage pluviométrique SAFRAN. Sur les bassins du Gardon et du Tarn, les mêmes simulations sont effectuées sans intégrer la couche de roche altérée. Ainsi, la comparaison des deux simulations (avec et sans couche de roche altérée) permet d'évaluer l'apport de l'introduction en période inter-événementielle.

Les simulations longues sont aussi utilisées pour initialiser les simulations événementielles (état hydrique du sol, et état initial des rivières).

### Simulations événementielles

Pour les simulations événementielles, différents forçages pluviométriques sont utilisés : champs de pluie horaire issus des mesures pluviométriques ponctuelles krigées, mesure radar avec traitement TradHy, produit radar opérationnel PANTHERE (description dans la section 2.2). Les

résultats des simulations événementielles sont analysés à l'échelle régionale dans le but de comparer les processus simulés par le modèle sur les différents bassins.

Les résultats sont comparés à deux types d'observations :

- Débits de pointe estimés en 35 points lors du retour d'expérience hydrologique (REx) de l'épisode du 21-23 octobre 2008 ;
- Mesures de débits effectuées sur les 34 stations limnimétriques opérationnelles présentes sur la région.

Ces deux types d'observations sont complémentaires au regard des superficies de bassins versants : les 35 estimations du REx concernent des bassins dont la superficie est comprise entre 1 et 100 km<sup>2</sup>, et les 34 stations de mesures contrôlent les débits générés par des bassins versants de superficie comprise entre 30 et 2300 km<sup>2</sup>. L'emplacement des stations limnimétriques dont les mesures sont utilisées dans ce chapitre est donné sur la Fig.6.5, superposé à une carte géologique.

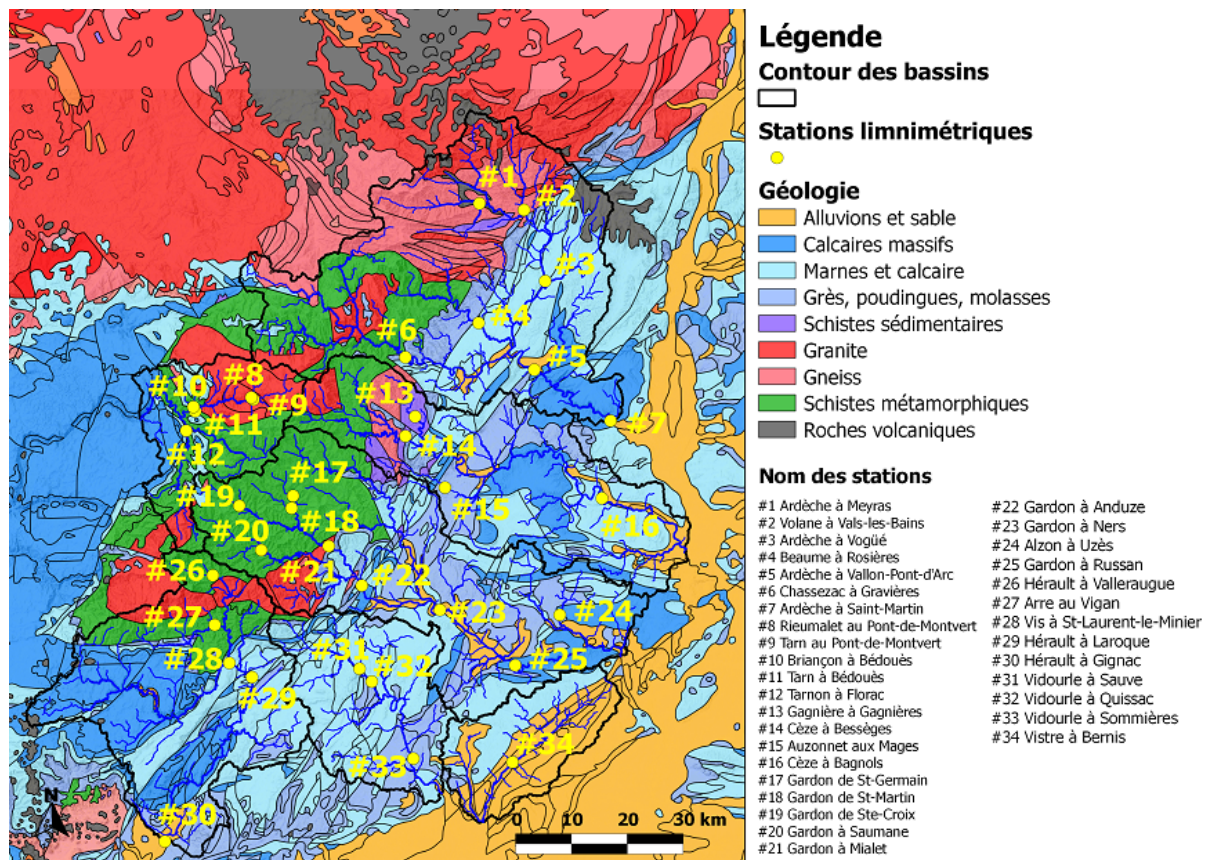


FIGURE 6.5 – Carte de l'emplacement des stations limnimétriques pour lesquelles les résultats du modèle CVN-p sont comparés aux mesures.

## 6.3. ÉVALUATION DE L'APPORT DES ÉPAISSEURS DE ROCHE ALTÉRÉE : COMPARAISON AUX RÉSULTATS OBTENUS SANS COUCHE ALTÉRÉE

Dans cette section, une comparaison entre les résultats de simulation avec CVN-p obtenus avec et sans utilisation de la couche de roche altérée est effectuée. Ainsi, l'apport de l'implémentation de la couche profonde est évalué. L'évaluation est faite sur les trois géologies dominantes de la région (granite, schistes, sédimentaire), sur les bassins du Tarn et du Gardon. L'évaluation est séparée en deux parties : l'apport de la couche altérée pour les simulations inter-événements d'une part, et l'apport pour les simulations événementielles d'autre part.

L'évaluation est faite à la fois qualitativement (comparaison visuelle des débits en récession) et quantitativement. L'évaluation quantitative se fait sur une base multi-critères. Quatre critères de performance des résultats du modèle sont calculés :

### 1.a Critère de Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970) (NSE)

$$NSE = 1 - \frac{\sum (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum (Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (6.1)$$

où  $NSE$  est le critère de Nash-Sutcliffe ("Nash-Sutcliffe Efficiency"),  $Q_{obs}$  est le débit observé ( $m^3.s^{-1}$ ),  $Q_{sim}$  est le débit simulé ( $m^3.s^{-1}$ ) et  $\overline{Q_{obs}}$  est la moyenne temporelle des débits observés. Le critère de Nash-Sutcliffe renseigne sur l'écart de la série de débit simulée à la série de débit observée. Sa valeur peut aller de  $-\infty$  à 1. S'il est négatif, c'est que la série de débit simulée n'est pas plus proche des observations que la moyenne des observations. Plus le critère est proche de 1, plus la série de débit simulés est semblable à la série de débits observés.

### 1.b Critère de Nash-Sutcliffe du logarithme des débits (LNSE)

$$LNSE = 1 - \frac{\sum (\log(Q_{obs}) - \log(Q_{sim}))^2}{\sum (\log(Q_{obs}) - \overline{\log(Q_{obs})})^2} \quad (6.2)$$

où  $LNSE$  est le critère de Nash-Sutcliffe du logarithme des débits. L'application du critère de Nash-Sutcliffe au logarithme des débits permet d'évaluer le comportement du modèle sur les faibles valeurs de débit. C'est un indicateur complémentaire du NSE qui est plutôt sensible aux valeurs fortes de débit. En conséquence le NSE est surtout informatif sur la simulation des débits de crues, alors que le LNSE quantifie les "performances" du modèle sur les débits ordinaires (périodes inter-événements).

## 2. Coefficient de détermination $R^2$

$$R^2 = 1 - \frac{\sum (Q_{sim} - \overline{Q_{obs}})^2}{\sum (Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (6.3)$$

Le coefficient de détermination  $R^2$  donne une information sur la relation entre série de débit simulé et série de débit observé.  $R^2$  est compris entre 0 et 1. Une valeur de 0 signifie qu'il n'y a aucun lien entre les deux séries temporelles, alors qu'une valeur de 1 indiquera l'existence d'une relation linéaire parfaite. Au contraire du critère de Nash-Sutcliffe, le coefficient de détermination, s'il a une valeur proche de 1, n'indique pas que les deux séries (observation et simulation) sont semblables, mais qu'elles ont un lien de proportionnalité.

### 3. Critère de biais "PBIAS" (Gupta *et al.*, 1999)

$$PBIAS = 100 \times \frac{\sum (Q_{sim} - Q_{obs})}{\sum Q_{obs}} \quad (6.4)$$

La critère  $PBIAS$  renseigne sur l'existence d'un biais de simulation (négatif ou positif), exprimé en %. Dans la comparaison des séries de débits, il traduit donc la tendance du modèle à globalement surestimer ou sous-estimer les débits sur un bassin versant.

Les valeurs de ces critères sont calculées au pas de temps des mesures. Les observations de débit sont disponibles à pas de temps variable, alors que les sorties du modèle se font à pas de temps régulier (pas de temps de la pluie pour les simulations événementielles, pas de temps 6h pour les simulations longues). Les valeurs des débits simulés sont donc interpolés pour être compatibles avec les pas de temps des observations.

## 6.3.1. Évaluation de l'apport de la couche altérée pour les simulations inter-événements

L'apport de l'insertion de la couche de roche altérée est d'abord évalué en comparant les séries de débits mesurés sur une longue durée aux débits simulés par CVN-p avec et sans épaisseur de couche de roche altérée, sur les bassins du Tarn et du Gardon. La configuration complète du modèle CVN-p employée pour ces simulations est donnée dans le tableau 6.2. Les séries de débits comparées débutent au 1er avril 2008 et se terminent 21 octobre 2008, bien que les simulations démarrent au 1er janvier 2008. Les trois premiers mois ont donc été écartés, pour s'affranchir des effets d'initialisation dans la comparaison. Des analyses menées par Manus (2008) montrent que quelques mois suffisent à ce que le modèle ne soit plus sensible à l'initialisation. Les résultats sont comparés par type de géologie.

### a. Granite et gneiss

Les débits simulés à l'emplacement des différentes stations limnimétriques du haut bassin versant du Tarn, majoritairement granitique, sont analysés. L'emplacement des points de comparaison avec les observations est donné sur la Fig.6.5. Les résultats sur trois bassins sont présentés ici : le Tarn à Bedouès (#11), le Tarn au Pont-de-Montvert (#9) et le Rieumalet au

Modèle	Période	Condition limite bas	Propriétés des sols	Initialisation	Forçage pluviométrique
CVN-p	01/01/2008 - 21/10/2008	Flux gravitaire et reprise de la percolation	Horizons de surface : BD-sols Couche de roche altérée : résultats de l'analyse des récessions	Profil de teneur en eau relative homogène (0.6) au 01/01/2008	SAFRAN

TABLEAU 6.2 – Configuration du modèle CVN-p

Pont-de-Montvert (#8).

La comparaison des débits mesurés et des débits simulés par le modèle CVN-p avec et sans couche profonde de roche altérée sur les trois bassins versants granitiques considérés est donnée sur la Fig.6.6. Afin de rendre plus aisée la comparaison des différentes gammes de valeurs, les débits sont représentés en échelle logarithmique.

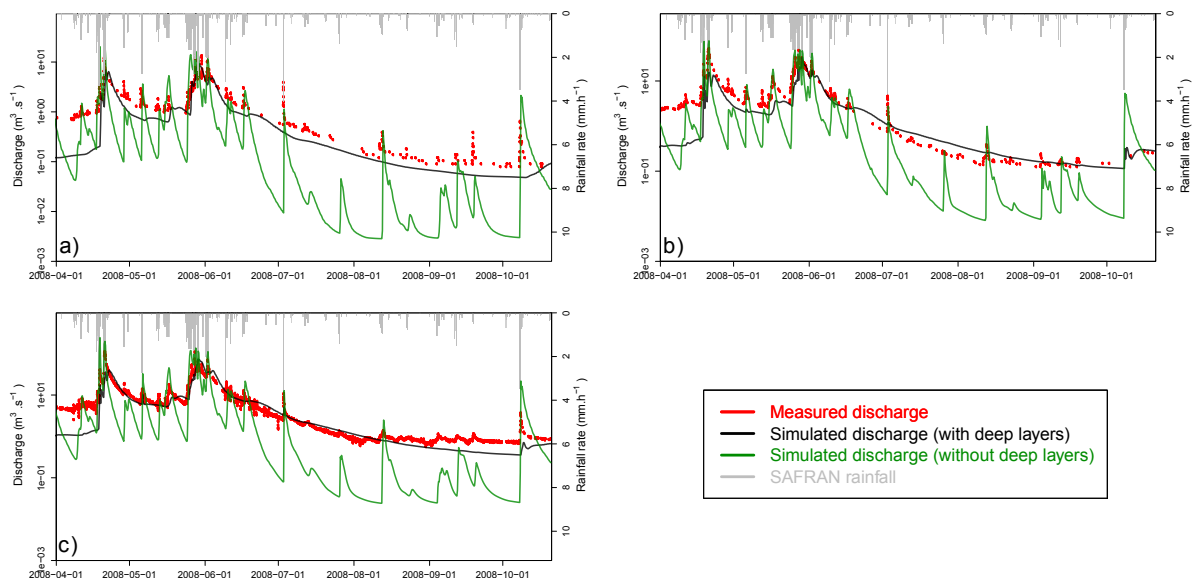


FIGURE 6.6 – Comparaison des débits mesurés entre le 1er avril 2008 et le 21 octobre 2008 et les débits simulés par le modèle CVN-p avec et sans prise en compte de la couche de roche altérée. Bassins majoritairement granitiques : a) Rieumalet au Pont-de-Montvert (20 km<sup>2</sup>) b) Tarn au Pont-de-Montvert (67 km<sup>2</sup>) c) Tarn à Bedouès (189 km<sup>2</sup>). L'échelle des débits est logarithmique.

Sur ces bassins versants, l'apport de la couche de roche altérée est évident. Le comportement du modèle est très similaire dans les trois cas. La version du modèle qui n'intègre pas la couche de roche altérée simule un signal long-terme trop bruité, avec des récessions rapides et des réponses directes aux précipitations. En revanche la version qui intègre les épaisseurs de roche altérée produit des récessions de débit presque parfaitement en accord avec les observations, à l'exception du premier mois de simulation, où les effets de l'initialisation semblent encore bien présents. Sur ce type de géologie, l'effet de "filtre" joué par la couche de roche altérée correspond



parfaitement à la réalité observée. Les pointes de débit sont en revanche parfois sous-estimées par le modèle. C'est peut-être un effet secondaire du "filtrage" dû à l'ajout de cette couche de roche altérée, mais c'est aussi la possible conséquence du type de forçage pluviométrique utilisé : les pluies SAFRAN utilisées pour les simulations de longue durée ne décrivent pas correctement les intensités pluviométriques (voir explication dans la section 2.2).

L'impression visuelle nette de l'amélioration des résultats grâce à la prise en compte des épaisseurs de roche altérée est confirmée par les valeurs des critères de performance calculées sur ces bassins (Fig.6.7). L'intégration de la couche altérée s'accompagne d'une augmentation très nette des valeurs des critères NSE et LNSE. Les valeurs de LNSE avec couche de roche altérée sont toutes supérieures à 0.70, ce qui témoigne des bons résultats obtenus sur les valeurs faibles de débit. De manière similaire, le coefficient de détermination  $R^2$  augmente légèrement avec l'introduction des épaisseurs de roche altérée, pour atteindre des valeurs comprises entre 0.72 et 0.82. On relèvera que pour deux des trois bassins, l'ajout de la couche altérée dégrade les valeurs du critère PBIAS. C'est le signe d'une probable sous-estimation des débits de pointe, comme mentionné précédemment. Cet effet n'est pas visible sur les hydrogrammes présentés en raison de l'échelle logarithmique.

NSE et LNSE		PBIAS	R2
> 0.6		PBIAS  < 30	> 0.7
- 0.1 - 0.6		30 <  PBIAS  < 50	0.2 - 0.7
< -0.1		PBIAS  > 50	< 0.2

	Tarn à Bédouès		Tarn au Pont-de-Montvert		Rieumalet au Pont-de-Montvert	
	Avec couche de RA	Sans couche de RA	Avec couche de RA	Sans couche de RA	Avec couche de RA	Sans couche de RA
NSE	0.80	-0.26	0.65	0.44	0.67	-0.49
LNSE	0.88	-3.09	0.88	0.24	0.71	-1.29
PBIAS	-2.20	1.14	-35.69	2.15	-25.53	19.60
R2	0.82	0.64	0.75	0.69	0.72	0.36

FIGURE 6.7 – Tableau des valeurs calculées des critères de performance du modèle sur les bassins versants du Tarn pour la période comprise entre le 1er avril 2008 et le 21 octobre 2008. Comparaison des résultats obtenus avec et sans couche de roche altérée (abrégée RA dans le tableau).

### b. Schistes métamorphiques

La comparaison entre les débits mesurés sur les premiers mois de l'année 2008 et les débits simulés par le modèle CVN-p est effectuée sur les hauts bassins du Gardon, représentatifs de la géologie schisteuse des reliefs cévenols. Les bassins du Gardon de Saint-Martin (#18), du Gardon de Mialet (#21) et du Gardon d'Anduze (#22) sont étudiés. La carte géologique de la Fig.6.5 indique que la partie aval du bassin versant du Gardon d'Anduze n'est pas située sur des schistes, mais en partie sur des granites et en partie sur des roches sédimentaires. L'essentiel de la superficie du bassin étant située malgré tout sur une géologie schisteuse, on fait le choix de considérer ce bassin comme représentatif des bassins schisteux.

La Fig.6.8 compare les débits simulés aux débits mesurés entre le 1er avril 2008 et le 21 octobre 2008 sur les bassins schisteux des hauts Gardons. Sur ce type de géologie, l'apport de la couche de roche altérée dans la modélisation est cette fois encore évident visuellement, mais

ne permet pas au modèle de produire des résultats aussi proches des observations que pour les bassins granitiques. La pente simulée des récessions de débits est plus proche des observations lorsque la couche de roche altérée est utilisée. En ce sens, l'amélioration est notable par rapport aux résultats produits par le modèle n'intégrant pas les couches de roche altérée. Il apparaît néanmoins clairement que les propriétés des horizons altérés de schiste établies dans le chapitre 5 ne permettent pas au modèle de simuler une dynamique d'écoulements de base tout à fait comparable aux observations.

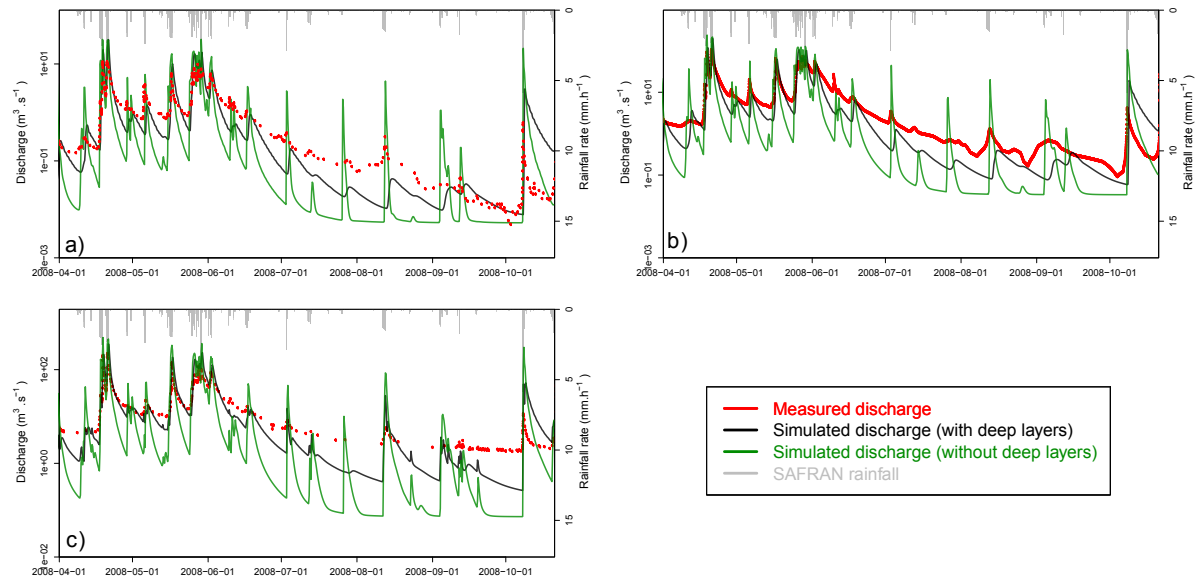


FIGURE 6.8 – Comparaison des débits mesurés entre le 1er avril 2008 et le 21 octobre 2008 et les débits simulés par le modèle CVN-p avec et sans prise en compte de la couche de roche altérée. Bassins majoritairement schisteux : a) Gardon de Saint-Martin (30 km<sup>2</sup>) b) Gardon de Mialet (220 km<sup>2</sup>) c) Gardon d'Anduze (543 km<sup>2</sup>). L'échelle des débits est logarithmique.

Les valeurs calculées des quatre critères de performance, présentées sur la Fig.6.9, confirment l'apport de la couche de roche altérée sur cette géologie. Le gain associé à la prise en compte de la couche altérée est significatif pour tous les critères. A la différence des résultats obtenus sur les bassins granitiques, on constate ici une amélioration du critère PBIAS également. D'un point de vue général, les scores obtenus sont malgré tout moins bons que sur les bassins du Tarn : les valeurs de LNSE, représentatives des bas débits, sont comprises entre 0.41 et 0.52. C'est la confirmation d'un apport notable de la couche altérée, mais insuffisant pour reproduire les débits observés de manière totalement satisfaisante. Ce résultat est d'autant plus vrai que SAFRAN surestime probablement les précipitations sur les bassins du haut Gardon (résultat de la section 2.3), ce qui atténue certainement la différence entre débits simulés et débits observés.

	Gardon de St-Martin		Gardon de Mialet		Gardon d'Anduze	
	Avec couche de RA	Sans couche de RA	Avec couche de RA	Sans couche de RA	Avec couche de RA	Sans couche de RA
NSE	-0.06	-4.14	0.63	-0.18	0.18	-4.41
LNSE	0.49	0.18	0.52	-0.47	0.41	-0.97
PBIAS	21.39	105.73	-11.22	-6.66	49.97	136.11
R2	0.69	0.44	0.76	0.52	0.77	0.54

FIGURE 6.9 – Tableau des valeurs calculées des critères de performance du modèle sur les bassins versants du haut Gardon pour la période comprise entre le 1er avril 2008 et le 21 octobre 2008. Comparaison des résultats obtenus avec et sans couche de roche altérée (abrégée RA dans le tableau).

c. Roches sédimentaires

Sur le bassin du Gardon, aucune station de mesure ne contrôle les débits produits par un bassin entièrement situé sur une géologie sédimentaire, hormis la station d'Uzès, sur l'Alzon (#24). Mais les mesures en basses eaux produites par cette station sont douteuses (régime influencé?) et nous avons préféré ne pas la considérer. Les mesures de débit intégrant une surface de bassin sédimentaire majoritaire sont celles des stations situées à l'aval du bassin du Gardon (Gardon à Ners #23, Gardon à Russan #25), considérées ici en gardant à l'esprit qu'une grande partie de ces bassins (partie amont) est couverte par des schistes et dans une moindre mesure par des granites (Fig.6.5). La comparaison entre débits simulés et mesurés pour les stations du Gardon à Ners et du Gardon à Russan est donnée sur la Fig.6.10. Les scores obtenus au sens des critères de performance calculés sont présentés sur la Fig.6.11.

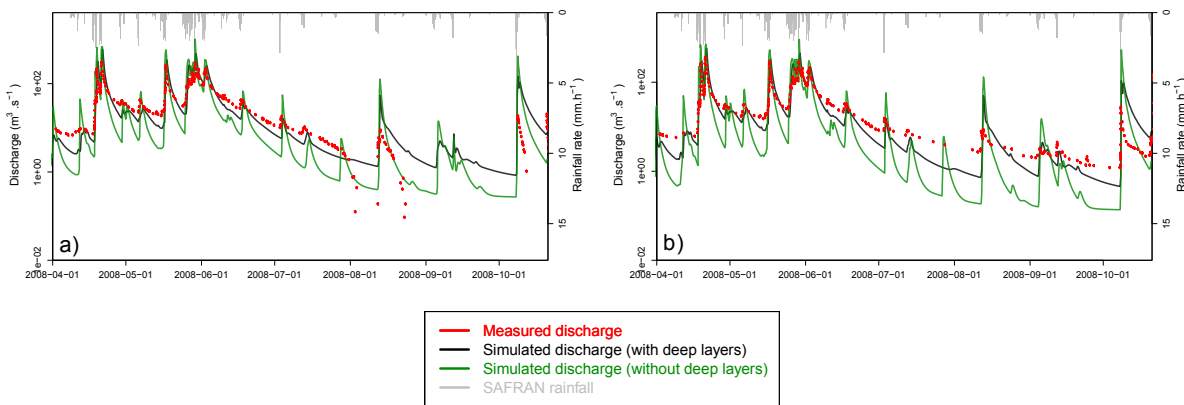


FIGURE 6.10 – Comparaison des débits mesurés entre le 1er avril 2008 et le 21 octobre 2008 et les débits simulés par le modèle CVN-p avec et sans prise en compte de la couche de roche altérée. Bassins majoritairement sédimentaires : a) Gardon à Russan (1520 km<sup>2</sup>) b) Gardon à Ners (1100 km<sup>2</sup>). L'échelle des débits est logarithmique.

De manière analogue aux résultats obtenus sur les bassins du haut-gardon situés sur les schistes métamorphiques, l'apport de la couche de roche altérée sur est ici visuellement évident, mais insuffisant pour reproduire parfaitement la dynamique des débits observés. L'effet de "filtre" provoqué par l'ajout des horizons profonds sur la dynamique des écoulements simulés semble encore trop faible. Quantitativement, l'amélioration due à la prise en compte de la couche altérée est également importante (Fig.6.11) : les valeurs de tous les critères augmentent lorsque

la couche altérée est intégrée au modèle. Les résultats obtenus sont dès lors assez satisfaisants, avec des valeurs de NSE et LNSE comprises entre 0.5 et 0.7, et des valeurs de  $R^2$  supérieures à 0.75.

Il est difficile dans ce cas de savoir si les résultats obtenus caractérisent réellement le comportement des roches sédimentaires, ou si l'effet des hauts bassins schisteux se propage jusqu'à l'aval du bassin du Gardon. Il faudrait certainement envisager de reproduire ce type d'analyse sur un (ou plusieurs) bassins situés entièrement sur une géologie sédimentaire, pour pouvoir conclure de manière plus sûre sur l'apport de la couche de roche altérée.

	Gardon à Ners		Gardon à Russan	
	Avec couche de RA	Sans couche de RA	Avec couche de RA	Sans couche de RA
<b>NSE</b>	<b>0.61</b>	<b>-2.14</b>	<b>0.51</b>	<b>-2.14</b>
<b>LNSE</b>	<b>0.68</b>	<b>-0.12</b>	<b>NA<sup>1</sup></b>	<b>NA<sup>1</sup></b>
<b>PBIAS</b>	<b>20.43</b>	<b>88.77</b>	<b>35.86</b>	<b>94.01</b>
<b>R2</b>	<b>0.75</b>	<b>0.46</b>	<b>0.81</b>	<b>0.64</b>

<sup>1</sup> NA dû à des valeurs nulles de  $Q_{obs}$

FIGURE 6.11 – Tableau des valeurs calculées des critères de performance du modèle sur les bassins versants du Gardon aval pour la période comprise entre le 1er avril 2008 et le 21 octobre 2008. Comparaison des résultats obtenus avec et sans couche de roche altérée (abrégée RA dans le tableau).

### 6.3.2. Évaluation de l'apport de la couche altérée pour les simulations événementielles

Les simulations des événements du 21-23 octobre et du 31 octobre au 5 novembre 2008 sont effectuées sur les bassins du Tarn et du Gardon avec et sans épaisseur de roche altérée. La configuration du modèle CVN-p utilisée pour ces simulations figure dans le tableau 6.3.

Modèle	Période	Condition limite bas	Propriétés des sols	Initialisation	Forçage pluviométrique
<b>CVN-p</b>	a) 21/10-23/10 2008	Flux gravitaire et reprise de la percolation	Horizons de surface : BD-sols	Issue de la simulation longue	Pluie krigée horaire
	b) 31/10-05/11 2008		Couche de roche altérée : résultats de l'analyse des récessions		

TABLEAU 6.3 – Configuration du modèle CVN-p

#### a. Événement du 21-23 octobre 2008 sur le Gardon

La Fig.6.12 compare les débits simulés par CVN-p avec et sans couche de roche altérée et les débits mesurés sur les bassins emboîtés du Gardon à Mialet (#21), du Gardon à Anduze (#22) et du Gardon à Ners (#23). Comme mentionné précédemment, le bassin du Gardon à Mialet est presque intégralement sur une géologie schisteuse. Le Gardon à Anduze est aussi majoritairement situé sur des schistes, même si une partie non négligeable est située sur des roches sédimentaires.

La Gardon à Ners intègre une grande surface de roche sédimentaires dans sa partie aval.

Le modèle reproduit très mal les débits observés lors de l'événement d'octobre sur ces trois bassins. Quelle que soit la configuration employée (prise en compte ou non des épaisseurs de roche altérée), les débits de crue sont très largement surestimés. Malgré tout, l'emploi dans la modélisation de l'épaisseur de roche altérée semble "rapprocher" les résultats de simulation vers les observations : les débits simulés sont systématiquement inférieurs lors de l'ajout de la couche de roche altérée. Les valeurs calculées des critères de performance du modèle confirment cette impression (Fig.6.13). Les performances sont mauvaises dans les deux configurations. Seul le  $R^2$  obtenu sur le Gardon de Mialet est très satisfaisant (0.90 lors de la prise en compte de la couche altérée), signe que le modèle simule correctement la forme de l'hydrogramme et la temporalité de la crue. Sur les deux autres bassins, on observe un décalage temporel des hydrogrammes simulés et observés, ce que confirment les faibles valeurs de  $R^2$  calculées. Le biais est extrêmement important dans tous les cas ( $PBIAS > 100\%$ ). Cependant, l'amélioration des valeurs de  $PBIAS$  et de  $NSE$  est significative dans tous les cas, lorsque la couche de roche altérée est prise en compte.

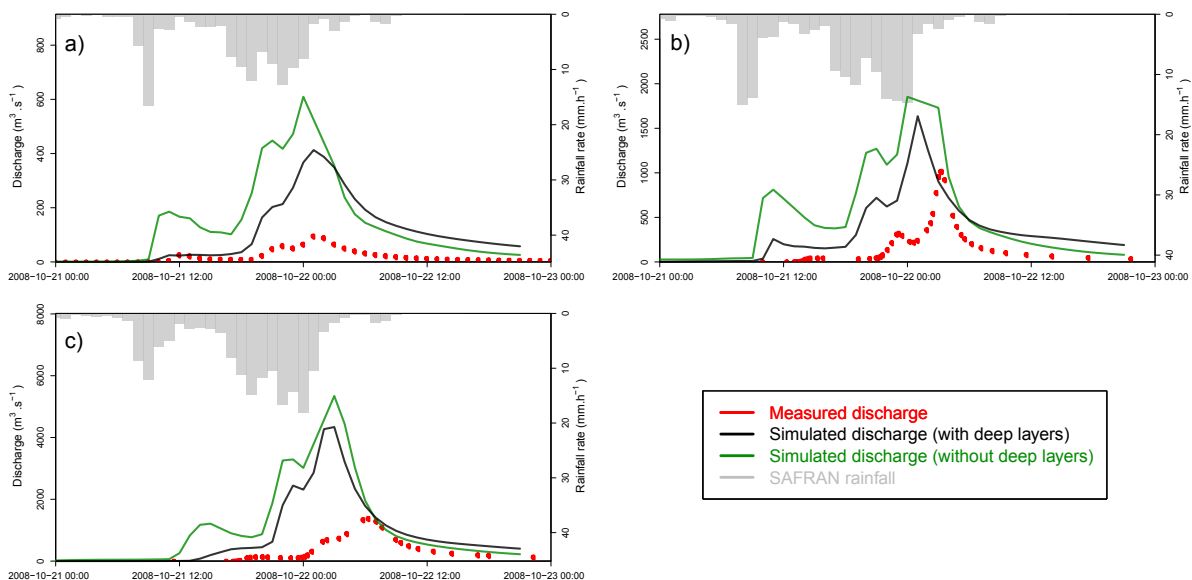


FIGURE 6.12 – Comparaison des débits mesurés lors de l'épisode du 21-23 octobre 2008 et les débits simulés par le modèle CVN-p avec et sans prise en compte de la couche de roche altérée. Bassins majoritairement schisteux : a) Gardon à Mialet (220 km<sup>2</sup>) b) Gardon à Anduze (543 km<sup>2</sup>). Bassin avec superficie sédimentaire importante : c) Gardon à Ners (1100 km<sup>2</sup>).

Les résultats obtenus lors de la simulation de l'événement du 21-23 octobre avec le modèle CVN-p rejoignent ceux obtenus sur la période du 01/04 au 21/10, présentés précédemment : sur les hauts bassins du Gardon, avec une géologie essentiellement constituée de schistes métamorphiques, l'apport de l'ajout de la couche de roche altérée dans le modèle CVN-p est indéniable, mais ne suffit pas à reproduire les débits observés. Le comportement simulé des bassins avals du Gardon (Gardon à Ners, Gardon à Russan) semble très influencé par les débits produits par les

hauts bassins schisteux, et il est difficile d'en déduire une indication sur l'apport de la couche de roche altérée sur les bassins sédimentaires.

	Gardon de Mialet		Gardon d'Anduze		Gardon à Ners	
	Avec couche de RA	Sans couche de RA	Avec couche de RA	Sans couche de RA	Avec couche de RA	Sans couche de RA
NSE	-25.57	-59.76	-1.69	-7.28	-11.86	-22.07
LNSE	0.08	-0.41	-0.34	-1.47	-0.62	-1.41
PBIAS	401.64	588.51	139.86	290.48	259.49	359.58
R2	0.90	0.76	0.30	0.33	0.17	0.07

FIGURE 6.13 – Tableau des valeurs calculées des critères de performance du modèle sur les bassins versants du Gardon pour l'événement du 21-23 octobre 2008. Comparaison des résultats obtenus avec et sans couche de roche altérée (abrégée RA dans le tableau).

b. Événement du 31 octobre au 5 novembre 2008 sur le Tarn

Sur les trois bassins granitiques du haut Tarn pour lesquels les résultats en période inter-événement sont présentés sur la Fig.6.6, le modèle CVN-p se comporte également très bien vis-à-vis des observations lors de l'ajout de la couche de roche altérée. Les résultats de la simulation de l'événement du 31 octobre au 5 novembre sur ces trois bassins avec et sans prise en compte de la couche de roche altérée sont présentés sur la Fig.6.14. Sur ces bassins, c'est l'événement de novembre qui est considéré, car l'événement d'octobre n'a pas engendré de réponse hydrologique (le modèle ne simule pas non plus de réponse).

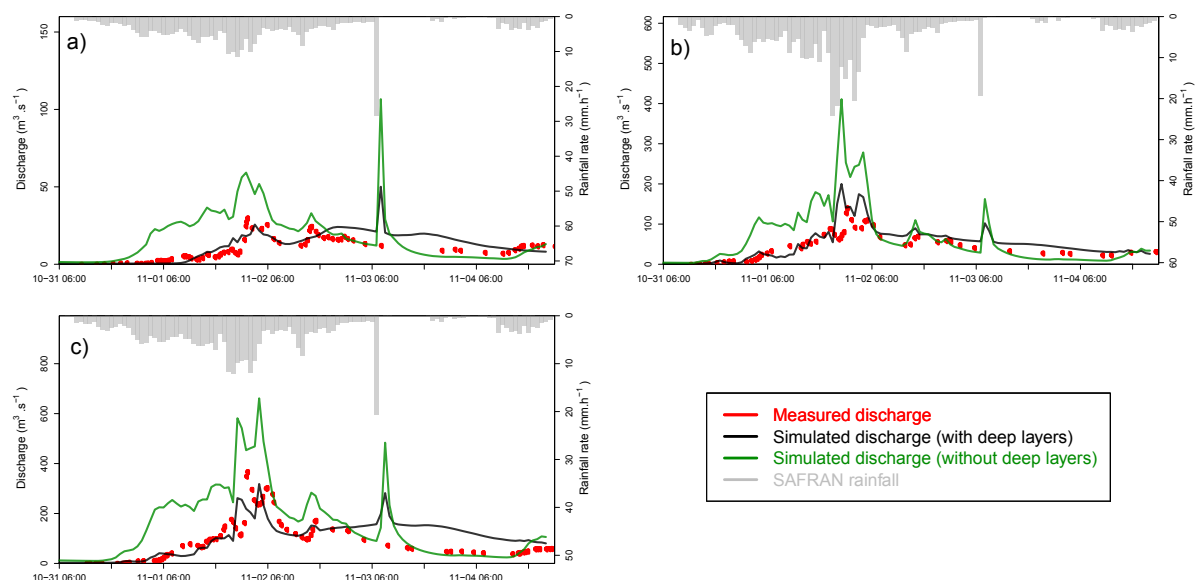


FIGURE 6.14 – Comparaison des débits mesurés lors de l'épisode du 31 octobre au 5 novembre 2008 et les débits simulés par le modèle CVN-p avec et sans prise en compte de la couche de roche altérée. Bassins majoritairement granitiques : a) Rieumalet au Pont-de-Montvert (20 km<sup>2</sup>) b) Tarn au Pont-de-Montvert (67 km<sup>2</sup>) c) Tarn à Bedouès (189 km<sup>2</sup>).

Pour la simulation de cet événement, l'apport de la couche de roche altérée sur géologie granitique est une fois encore évident : alors que le modèle n'intégrant que les horizons superficiels de sol simule des débits trop importants sur toute la durée de l'épisode, l'ajout de la couche profonde a pour effet de simuler des débits très proches des mesures. Lors de la seconde moitié de l'événement, le matin du 3 novembre, un pic de crue est simulé par le modèle dans les deux configurations. Il s'agit vraisemblablement d'une erreur d'estimation de la pluie sur un pas de temps : la pointe de crue simulée est une réponse à une intensité de pluie forte qui survient sur un seul pas de temps, autour du 3 novembre à 06h00 (visible sur la Fig.6.14). Cette intensité très forte est suspecte, car il ne pleut ensuite pas du tout pendant les 6 heures qui suivent, et la mesure de débit n'indique pas la moindre hausse des débits suite à cette pointe d'intensité. Il faut donc considérer cette pointe de débit comme un artefact et ne pas en tenir compte dans la comparaison aux mesures. En dehors de cet artefact, les débits simulés par CVN-p avec la couche de roche altérés sont très satisfaisants : la dynamique de la crue est respectée (début de crue, fin de crue) ainsi que les vitesses de montée et de récession des débits, tout comme les débits de pointe.

Les bons résultats observés sur les hydrogrammes sont confirmés par l'évaluation quantitative. La Fig.6.15 présente les valeurs des quatre critères de performance calculées pour cet événement sur les trois bassins du Tarn. De manière analogue à ce qui est constaté pour les simulations inter-événement, la prise en compte de la couche de roche altérée se traduit par une augmentation significative des valeurs de l'ensemble des critères. Les performances du modèle, une fois la couche altérée introduite, deviennent très satisfaisantes en terme de PBIAS et de LNSE notamment.

	Tarn à Bédouès		Tarn au Pont-de-Montvert		Rieumalet au Pont-de-Montvert	
	Avec couche de RA	Sans couche de RA	Avec couche de RA	Sans couche de RA	Avec couche de RA	Sans couche de RA
<b>NSE</b>	0.59	-1.97	0.10	-6.68	0.43	-6.68
<b>LNSE</b>	0.85	0.22	0.88	0.28	0.63	0.28
<b>PBIAS</b>	5.28	108.85	27.84	117.85	10.72	117.85
<b>R2</b>	0.59	0.58	0.68	0.48	0.59	0.48

FIGURE 6.15 – Tableau des valeurs calculées des critères de performance du modèle sur les bassins versants du Tarn pour l'événement du 31 octobre au 5 novembre 2008. Comparaison des résultats obtenus avec et sans couche de roche altérée (abrégée RA dans le tableau).

### 6.3.3. Synthèse sur l'apport de la couche de roche altérée

L'ajout d'une couche de roche altérée sous les horizons de sol superficiels permet au modèle CVN-p de simuler une meilleure dynamique des écoulements. Sur les bassins à géologie cristalline (granite du bassin du Tarn), les propriétés identifiées de la couche de roche altérée semblent optimales pour la simulation des faibles débits et des récessions. Sur les bassins situés sur des schistes, les débits et les récessions sont mieux simulées lorsque la couche de roche altérée est introduite, mais ce n'est pas suffisant pour reproduire tout à fait la dynamique des débits observés (le modèle simule des récessions trop rapides). Il est plus difficile de conclure en ce qui concerne la géologie sédimentaire, car sur les bassins étudiés ici (Gardon et Tarn), aucun bassin versant situé uniquement sur ce type de géologie n'est jaugé, donc l'influence seule de la géologie

sédimentaire n'a pu être réellement appréciée.

En crue, le comportement du modèle est assez similaire : les débits de crue sur les bassins granitiques du haut Tarn sont très bien représentés lorsque la couche de roche altérée est ajoutée au modèle. Le gain sur les bassins à géologie schisteuse est aussi notable, mais les débits simulés par CVN-p sur ces bassins restent très éloignés des observations. Une explication possible au comportement du modèle CVN-p sur les bassins sur schistes est le trop faible stockage simulé pendant l'événement, induisant un volume d'écoulement souterrain simulé trop important. Le trop faible volume d'eau stockée est une conséquence possible d'une surestimation de la conductivité hydraulique de la couche de roche altérée de schiste (estimée à  $10\,000\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ).

Dans les sections suivantes, les couches de roche altérée sont conservées dans la modélisation. Les résultats des simulations effectuées pour les deux épisodes de crue de l'automne 2008, sur les sept bassins versants de la région, sont analysés et comparés aux observations.



## 6.4. ANALYSE RÉGIONALE DES DEUX ÉPISODES DE CRUE DE L'AUTOMNE 2008

Dans cette section sont présentés les résultats de simulation du modèle CVN-p utilisé à l'échelle de la région entière, c'est à dire sur les 7 bassins versants qui la composent (cf. carte sur la Fig.2.1). Le modèle est utilisé avec les couches de roche altérée, dont l'apport pour les simulations a été démontré dans la section précédente. Dans ces simulations régionales, le modèle est utilisé avec un forçage pluviométrique issu des pluies horaires krigées. En effet, ce type de forçage est le seul disponible sur toute la fenêtre spatiale de la région pour les deux événements de crue étudiés. Les autres éléments de la configuration du modèle CVN-p sont les mêmes que ceux décrits dans le tableau 6.3. Les cumuls pluviométriques issus des pluies horaires krigées, utilisés en entrée du modèle CVN-p, sont présentés sur la Fig.2.21. L'objectif de cette section est d'analyser les processus hydrologiques simulés par le modèle CVN-p lors des deux épisodes à l'échelle régionale. L'idée est d'étudier les différences éventuelles entre les réponses simulées des bassins de la région, et entre les deux épisodes hydro-météorologiques, dont la nature est assez différente.

### 6.4.1. Débits simulés

Les débits spécifiques de pointe (exprimés en  $\text{m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ ) simulés par CVN-p lors des deux événements de crue de l'automne 2008 sont présentées pour toute la région sur la Fig.6.16. Chaque brin de rivière du modèle est associé à une valeur de débit maximale pour chaque épisode, et est colorié en fonction de cette valeur. De manière générale, le modèle simule des débits spécifiques bien plus importants lors du premier événement que lors du second. Les valeurs de débit spécifique simulées par le modèle lors de l'événement du 21-23 octobre dépassent  $14 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$  sur de nombreux brins situés sur la zone frontalière entre bassin du Gardon et bassin du Vidourle et une autre zone située entre les bassins du Gardon et de la Cèze. Sur une vaste région s'étendant de l'est du bassin du Vidourle au sud du bassin de l'Ardèche, presque tous les brins présentent un débit spécifique de pointe simulé supérieur à  $8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ . Lors de l'événement du 31 octobre au 5 novembre 2008, le modèle simule des débits de pointe globalement très inférieurs : très localement, à la limite nord entre Cèze et Ardèche, des débits de pointe supérieurs à  $12 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$  sont simulés, mais partout ailleurs les débits ne dépassent pas la valeur de  $10 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ , et sont sur la majorité des brins restés en-deça de  $6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ . Pourtant, l'extension spatiale de l'événement de novembre, localisé sur les hauts bassins, est plus importante que celle de l'événement d'octobre (Fig.2.21). La grande différence entre les deux épisodes tient dans les intensités de pluie survenues : l'épisode d'octobre est accompagné de précipitations plus intenses mais moins longues que celui de novembre (voir illustration sur Fig.2.22). C'est la cause vraisemblable des débits spécifiques moins élevés simulés par CVN-p lors du second épisode.

### 6.4.2. Coefficients d'écoulement

Les coefficients d'écoulement issus de chaque maille du modèle CVN-p sont calculés pour chacune des deux simulations. Le coefficient d'écoulement est calculé comme le rapport entre la lame

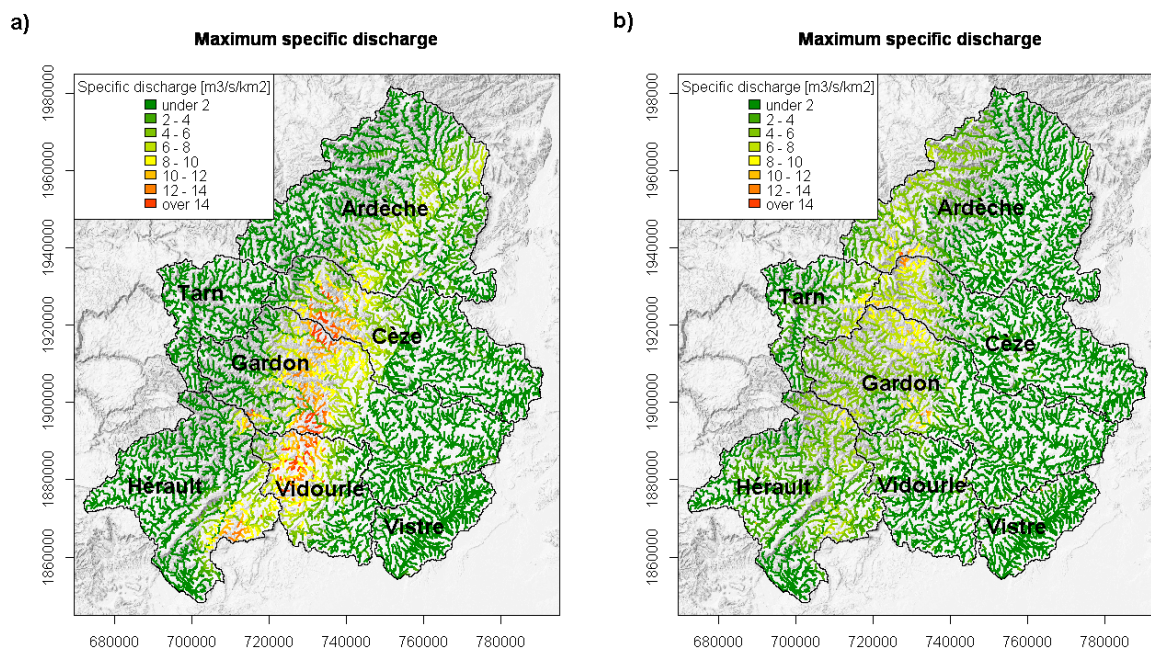


FIGURE 6.16 – Carte des débits spécifiques maximums simulés par le modèle CVN-p lors de l'événement du 21-23 octobre 2008 (a) et de l'événement du 31 octobre au 5 novembre 2008 (b), avec pluie horaire krigée.

d'eau totale d'écoulement produit par la maille (écoulement de surface et écoulement souterrain) et la lame d'eau précipitée sur la maille. Il est compris entre 0 (aucun écoulement produit) et 1 (toute la pluie s'est écoulée). Les coefficients d'écoulement simulés par le modèle CVN-p pour les deux événements de crue de l'automne 2008 sont présentés sur la Fig.6.17. A l'inverse des débits de pointe, les coefficients d'écoulements simulés par CVN-p sur la région sont globalement supérieurs lors de l'événement de novembre. Lors du premier événement (Fig.6.17a), les valeurs de coefficient d'écoulement simulées sont supérieures à 0.7 sur la zone la plus touchée par les précipitations (zone centrale des bassins versants de la Cèze et du Gardon, nord du Vidourle). Localement, d'autres zones, peu touchées par les précipitations, présentent des valeurs de coefficient d'écoulement élevées : sud et ouest du bassin de l'Hérault, sud-est du bassin du Gardon, nord du bassin du Vistre. Ce sont des zones situées sur des calcaires massifs (karstiques), avec peu de sol (affleurements rocheux et lithosols, voir Fig.2.4) et donc des capacités de stockage très réduites. En conséquence, des cumuls de précipitation même peu importants peuvent suffire à générer beaucoup d'écoulement sur ces zones.

Les coefficients d'écoulement simulés pour l'épisode de novembre 2008 (Fig.6.17a) sont très liés spatialement aux cumuls de précipitations survenus lors de cet événement (Fig.2.21). Les hauts bassins et les crêtes, ayant reçu les cumuls de pluie les plus importants (entre 400 mm et 700 mm) présentent des valeurs très élevées de coefficient d'écoulement (supérieures à 0.8). Sur les zones touchées par des précipitations cumulées moins importantes (entre 200 mm et 400 mm), situées légèrement plus à l'aval des bassins du Gardon, de la Cèze, du Tarn et de l'Ardèche, le modèle CVN-p simule des coefficients d'écoulement généralement compris entre

0.5 et 0.8. Enfin, les zones peu touchées par les précipitations sont affectées de coefficients d'écoulement faibles (inférieurs à 0.3), à l'exception là encore de zones aux épaisseurs de sol peu importantes situées sur l'ouest du bassin de l'Hérault et à l'est du bassin de l'Ardèche, aux capacités de stockage très faibles (Fig.2.4). Le fait que le modèle CVN-p simule à l'échelle régionale des coefficients d'écoulement plus importants lors du second épisode est certainement la conséquence de l'extension spatiale plus importante de cet événement, et aussi de bassins initialement plus humides lors du second événement (qui a eu lieu 10 jours après le premier). La Fig.6.18 illustre cette différence d'humidité initiale des sols entre les deux événements. On y voit que les teneurs en eau relatives moyennes des sols sont plus élevées en début de second épisode qu'en début de premier épisode, sur l'ensemble de la région.

### 6.4.3. Ruissellement de surface et écoulement souterrain

Les cartes de ruissellement de surface cumulé produit lors des simulations des deux épisodes par CVN-p sont présentées sur la Fig.6.19. Le ruissellement produit par le modèle est relativement limité. Sur la majeure partie des mailles, aucun ruissellement de surface n'est généré. La localisation des mailles produisant du ruissellement de surface est liée à deux facteurs :

- La localisation des précipitations : seules des mailles ayant été touchées par des précipitations importantes (en volume et/ou en intensité) ont produit du ruissellement de surface ;
- La nature du sol : les zones ayant produit les cumuls de ruissellement les plus importants (> 150 mm) sont des zones sur lesquelles les sols sont plus propices au ruissellement, notamment en raison de capacités d'infiltration faibles (affleurements rocheux, voir Fig.2.4).

Les cartes d'écoulement souterrain cumulé produit par le modèle CVN-p lors de la simulation des deux événements sont présentées sur la Fig.6.20. Comparativement au ruissellement de surface, les lames d'eau cumulées d'écoulement souterrain (percolation profonde envoyée vers la rivière) simulées par CVN-p lors du second épisode (novembre 2008) sont très importantes : le modèle produit plus de 300 mm d'écoulement souterrain sur une large bande, allant du nord de l'Hérault aux nord de l'Ardèche. Lors du premier épisode, le modèle simule globalement moins d'écoulement souterrain en volume : seules les zones centrales du bassin du Gardon et de la Cèze produisent plus de 200 mm d'écoulement souterrain. Les cartes des volumes d'écoulements souterrains produits par le modèle présentent une structure spatiale étroitement liée aux cartes de cumuls pluviométrique (Fig.2.21). Ceci est lié à la nature du processus producteur des écoulements souterrains (infiltration et percolation profonde), qui est très lié aux précipitations. La production de ruissellement de surface, qui est un processus à seuil, est en revanche beaucoup moins liée spatialement aux cumuls pluviométriques.

La répartition entre ruissellement de surface et écoulement souterrain, pour chaque maille du modèle, est calculée sur la base des résultats de simulation des deux événements. Les cartes de répartition sont présentées sur la Fig.6.21. Sur cette figure, c'est la proportion relative de ruissellement de surface vis-à-vis de l'écoulement total (surface + souterrain) qui est représentée. Une différence nette apparaît entre les deux événements simulés. L'événement d'octobre a généré beaucoup de ruissellement de surface, relativement à l'écoulement total : sur toute la zone

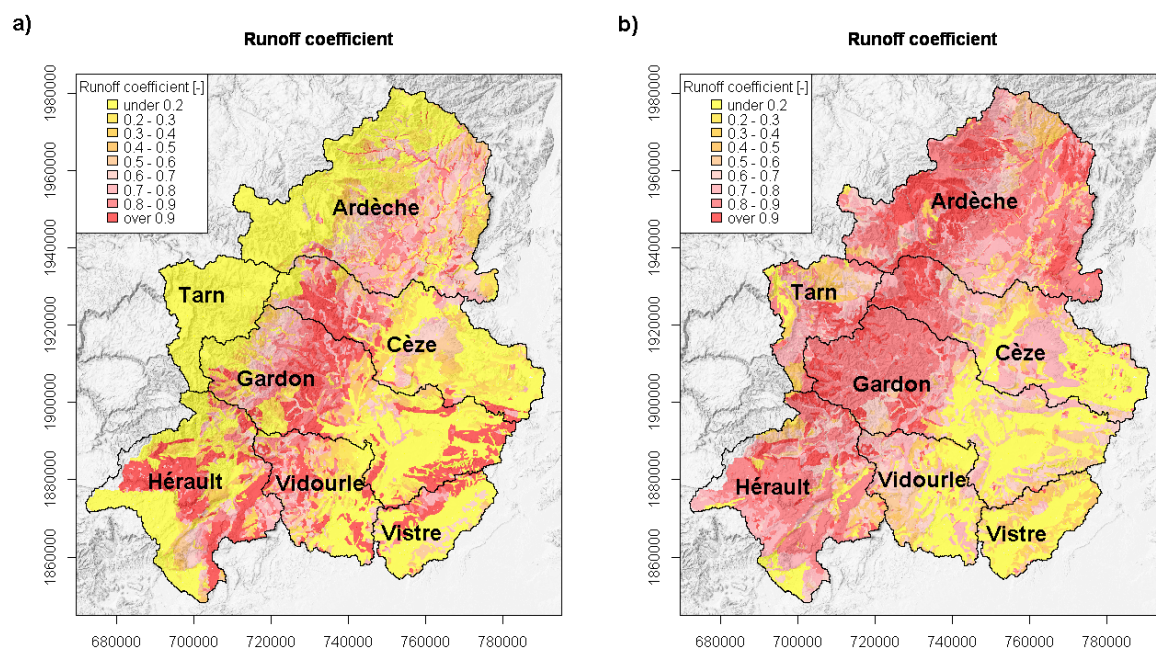


FIGURE 6.17 – Carte des coefficients d'écoulement simulés par le modèle CVN-p lors de l'événement du 21-23 octobre 2008 (a) et de l'événement du 31 octobre au 5 novembre 2008 (b), avec pluie horaire krigée.

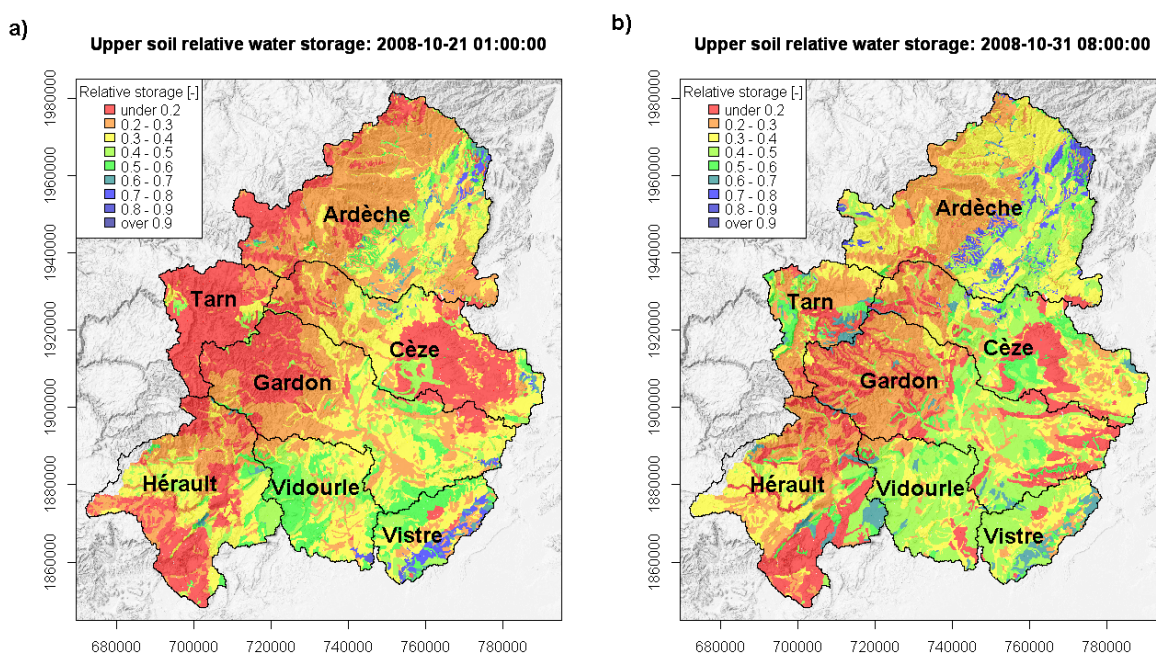


FIGURE 6.18 – Carte des teneurs en eau relatives moyennes initiales des horizons de sol superficiels (les couches de roche altérée ne sont pas considérées) simulées par le modèle CVN-p, avec pluie horaire krigée. Teneurs en eau relatives avant l'événement du 21-23 octobre 2008 (a) et avant l'événement du 31 octobre au 5 novembre 2008 (b).

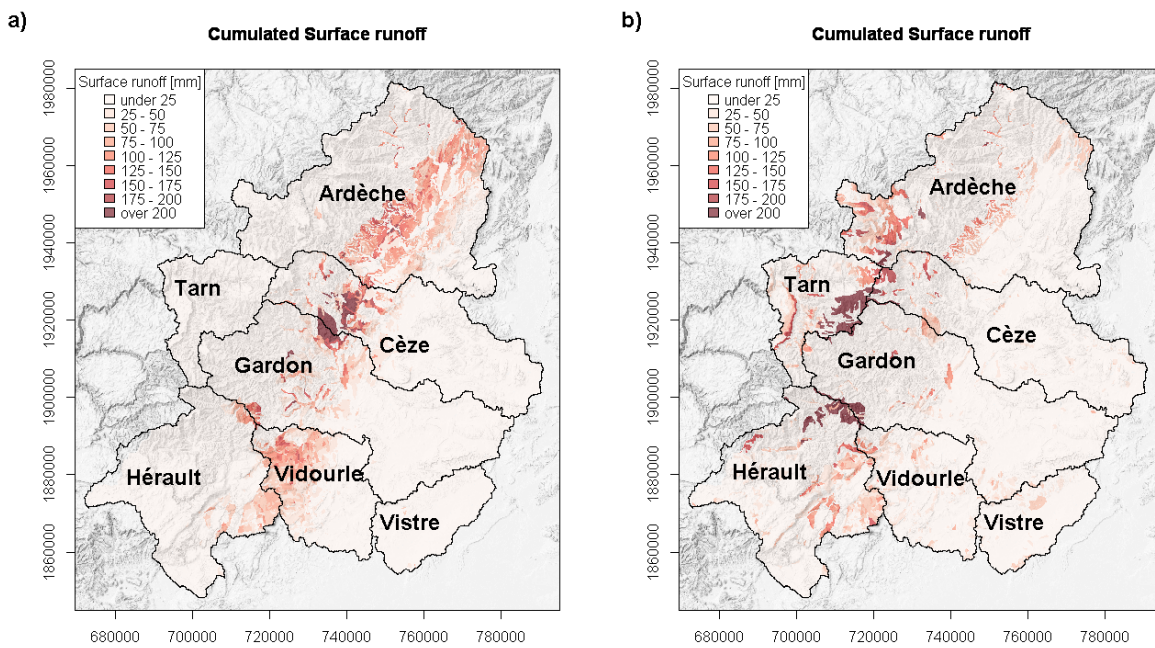


FIGURE 6.19 – Carte du ruissellement de surface cumulé simulé par le modèle CVN-p lors de l'événement du 21-23 octobre 2008 (a) et de l'événement du 31 octobre au 5 novembre 2008 (b), avec pluie horaire krigée.

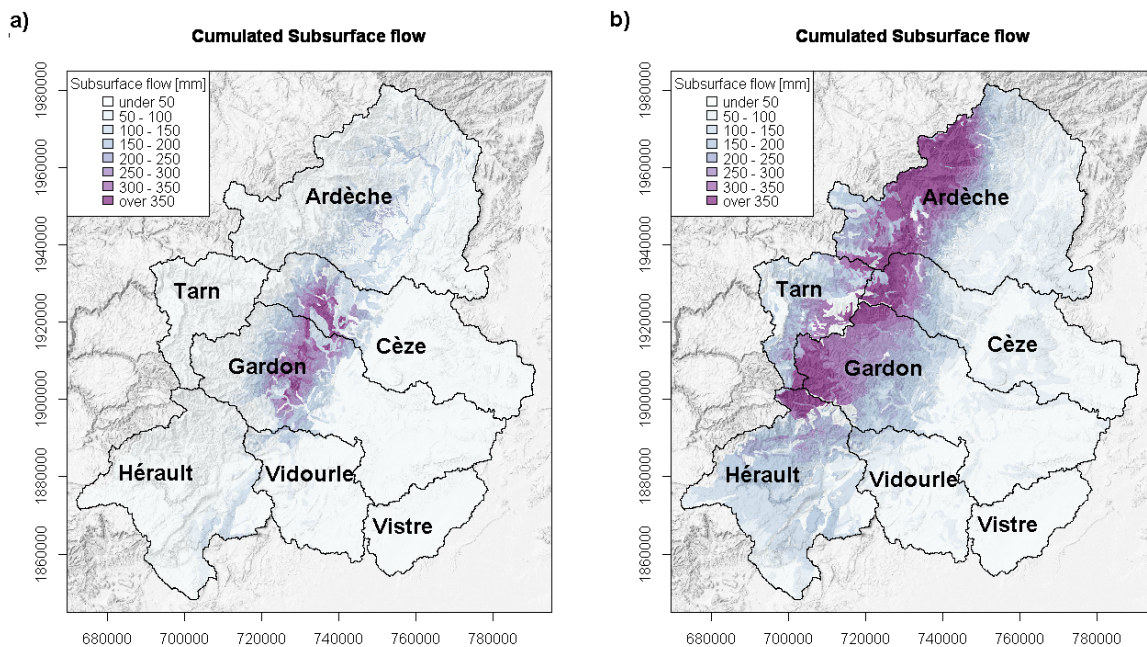


FIGURE 6.20 – Carte de l'écoulement souterrain cumulé simulé par le modèle CVN-p lors de l'événement du 21-23 octobre 2008 (a) et de l'événement du 31 octobre au 5 novembre 2008 (b), avec pluie horaire krigée.

touchée par les précipitations, le type d'écoulement simulé par le modèle est majoritairement du ruissellement de surface. Sur l'événement de novembre en revanche, la grande majorité des écoulements produits sont souterrains.

Cette différence dans les processus à l'origine des débits de crue entre les deux événements s'explique par deux facteurs. D'une part les intensités de pluie, supérieures lors de l'événement du 21-23 octobre, et donc entraînant plus facilement du ruissellement de surface par dépassement des capacités d'infiltration des sols (ruissellement hortonien). D'autre part par la localisation des précipitations : l'événement de novembre est centré sur les hauts des bassins et les crêtes. Sur ces hauts de bassins, les sols sont généralement situés sous couvert forestier, et la géologie est schisteuse ou granitique. En conséquence, ils présentent des capacités d'infiltration importantes ( $K_s > 50 \text{ mm.h}^{-1}$ ). En revanche, les précipitations de l'événement d'octobre sont centrées sur une bande située à la limite entre zone de relief et zone de plaine. Or les sols de cette zone de plaine, situés sur substrat sédimentaire (calcaire et marnes), présentent généralement des capacités d'infiltration de surface assez faibles ( $K_s < 10 \text{ mm.h}^{-1}$ ), favorisant la production de ruissellement hortonien.

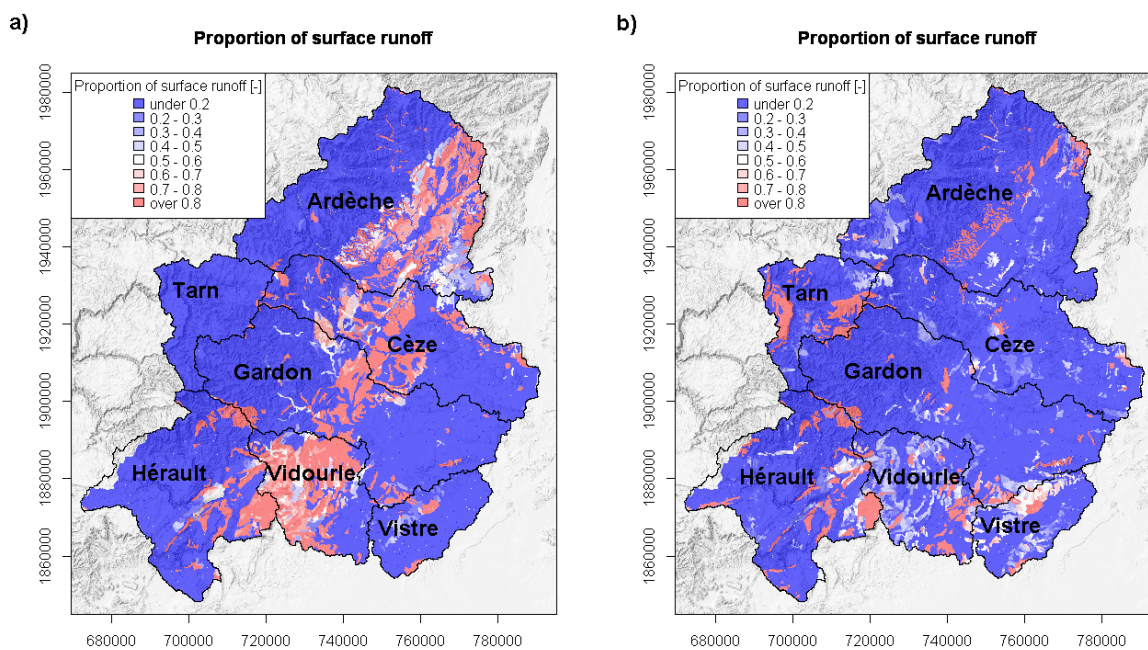


FIGURE 6.21 – Proportion relative de ruissellement de surface vis-à-vis de l'écoulement total (surface + souterrain) simulé par le modèle CVN-p lors de l'événement du 21-23 octobre 2008 (a) et de l'événement du 31 octobre au 5 novembre 2008 (b), avec pluie horaire krigée.

## 6.5. EVALUATION RÉGIONALE DES RÉSULTATS

Un des objectifs annoncés de cette thèse (section 1.6) est la mise en place d'un modèle hydrologique capable de reproduire les processus de crue sur une large gamme d'échelles, allant des petits ( $1 \text{ km}^2$ ) aux grands bassins ( $> 1000 \text{ km}^2$ ). L'évaluation des résultats du modèle CVN-p doit donc se faire à différentes échelles spatiales. C'est pourquoi dans cette section les résultats sont confrontés aux estimations du REx, qui concernent plutôt les petits bassins versants ( $1 - 100 \text{ km}^2$ ), ainsi qu'aux mesures des stations limnimétriques opérationnelles, plutôt situées sur les grands bassins ( $30 - 2500 \text{ km}^2$ ).

### 6.5.1. Comparaison aux estimations du retour d'expérience hydrologique (REx) de l'événement d'octobre 2008

L'événement du 21-23 octobre 2008 a fait l'objet d'un retour d'expérience (REx) hydrologique, décrit dans la section 2.4. Lors de ce REx, des débits de pointe ont été estimés sur 35 points de la zone la plus touchée par la crue. La comparaison des estimations du REx aux résultats des simulations de cet épisode sont effectuées dans cette section. En plus du forçage pluviométrique horaire issu des champs de pluie krigés, le modèle CVN-p est forcé par les champs de pluie issus de la mesure radar avec traitement TradHy (pas de temps 15 minutes, mailles de  $1 \text{ km}^2$ ). Les cumuls pluviométriques reçus par les mailles du modèle CVN-p issus de ces deux types de forçages pour l'événement d'octobre 2008 sont présentés sur la Fig.6.22. La couverture spatiale du produit radar TradHy n'inclut pas entièrement les bassins versants de l'Hérault, du Vidourle et du Vistre. En conséquence, les simulations hydrologiques avec la pluie radar TradHy n'ont pas été effectuées sur ces bassins (d'où l'absence de couleur sur la carte de la Fig.6.22b).

La différence entre les cumuls de pluie issus de la mesure radar et du krigeage des pluviomètres horaires n'est pas négligeable. La localisation des cumuls les plus importants est sensiblement la même pour les deux champs pluviométriques, mais l'extension spatiale de la région touchée par des cumuls de pluie les plus importants ( $450 \text{ mm}$  et plus, en bleu sur la Fig.6.22) est plus grande dans le cas de la mesure radar (Fig.6.22b) :  $124 \text{ km}^2$  contre  $39 \text{ km}^2$  pour la pluie krigée. En revanche, l'extension de la zone touchée par des cumuls plus modestes ( $150 \text{ mm}$ ) est, en valeur relative, moins différente :  $2100 \text{ km}^2$  dans le cas de la mesure radar contre  $3000 \text{ km}^2$  pour l'estimation par krigeage des valeurs ponctuelles.

#### *a. Carte des débits de pointe simulés*

La comparaison des débits de pointe spécifiques ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ ) simulés sur chaque tronçon de rivière par le modèle CVN-p avec les estimations ponctuelle du REx est présentée sur les Fig.6.23 et 6.24, où les champs pluviométriques de forçage du modèle sont respectivement les pluies krigées et le produit radar TradHy. Le code couleur utilisé pour les estimations ponctuelles du REx est le même que celui appliqué aux brins de rivière de CVN-p.

Le modèle forcé avec la pluie krigée simule deux zones au sein desquelles les valeurs de débit spécifique maximales dépassent  $12 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$  : une zone au sud du bassin du Gardon, à la frontière avec le bassin du Vidourle (région d'Anduze) et une autre zone située plus au nord, entre le bassin du Gardon et celui de la Cèze (région de la Grande Combe). Ces simulations cor-

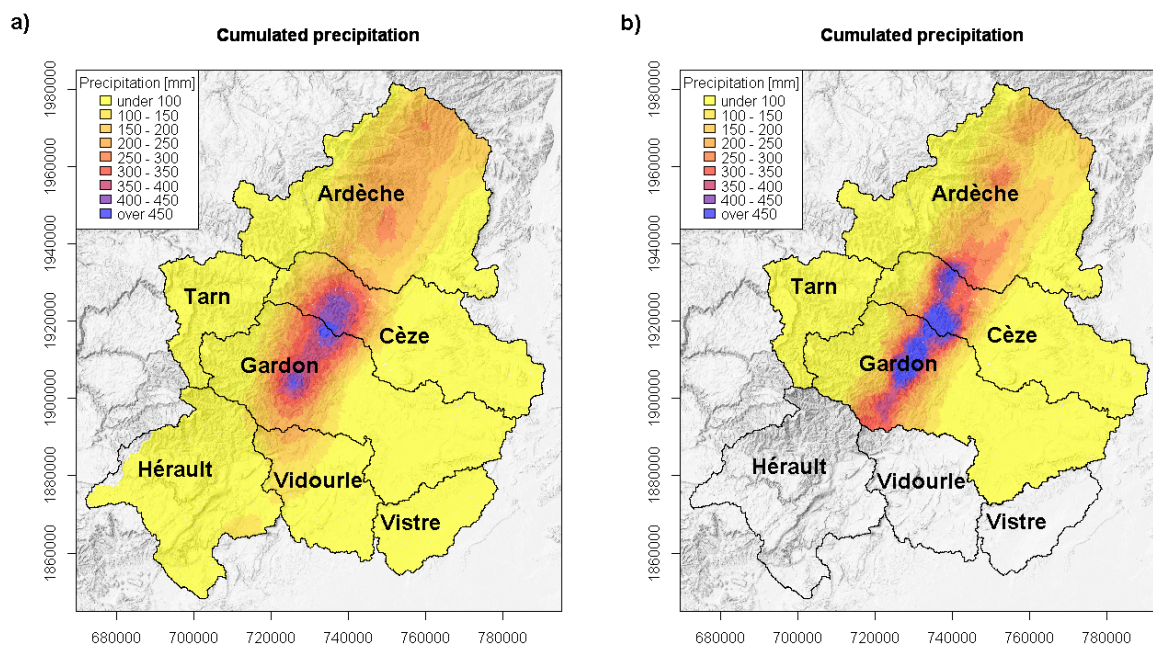


FIGURE 6.22 – Cumul de précipitation reçu sur chaque maille du modèle CVN-p lors de la simulation de l'événement d'octobre 2008, avec pluie horaire krigée (a) et pluie radar TradHy (b).

respondent bien aux zones les plus investiguées lors du REx. Par ailleurs, l'adéquation entre les valeurs maximales de débits estimées et simulées est assez cohérente : les brins colorés en orange (débit supérieur à  $14 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ ), notamment dans la région de la Grande Combe (au nord du bassin du Gardon) présentent également des estimations du REx dans les mêmes gammes de débit. A l'inverse, sur les zones pour lesquelles le modèle simule des débits moins importants (par exemple le centre du bassin du Gardon), les débits de pointe estimés lors du REx sont également plus faibles. Malgré tout, certaines différences importantes sont visibles : des débits estimés forts sur des tronçons où le modèle n'a pas simulé de débit important, et *vice-versa* (voir aussi Fig.6.25). Ces écarts sont là pour rappeler que les estimation du REx sont soumises à de nombreuses incertitudes, et que les résultats de simulation ne sont pas exempts d'incertitudes non plus : incertitudes structurelles (mauvaise représentation des mécanismes de production des débits par exemple) et également incertitudes dans les forçages pluviométriques se répercutant sur les résultats des simulations.

La comparaison entre les résultats du modèle avec les deux types de forçage pluviométrique donne justement une indication sur la sensibilité du modèle aux données de pluie qui sont utilisées en entrée des simulations. Les Fig.6.23 et Fig.6.24 sont assez différentes. Globalement, les débits de pointe simulés avec le produit radar sont plus importants, sur une étendue spatiale plus large. Ainsi, sur le sud du bassin de l'Ardèche par exemple, le modèle utilisé avec les pluie radar simule sur la majorité des tronçons des débits spécifiques de pointe dépassant  $14 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ , alors que le REx n'a pas réalisé d'estimation dans cette région. De même, sur une large zone de la partie centrale des bassins de la Cèze et du Gardon, le modèle simule dans cette configuration des débits



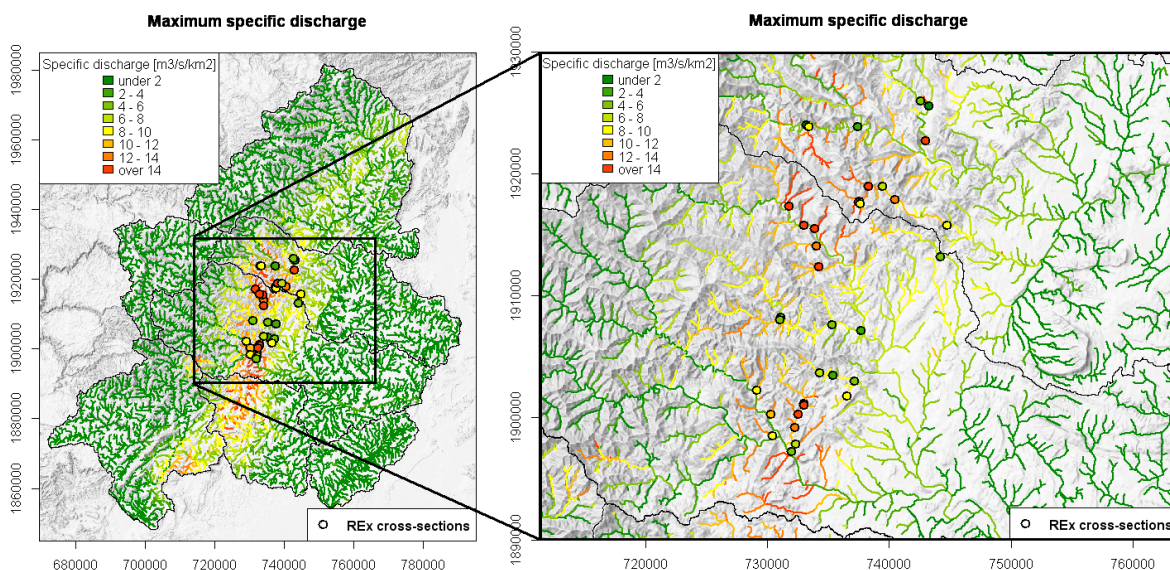


FIGURE 6.23 – Carte des débits spécifiques de pointe simulés sur chaque brin de rivière par le modèle CVN-p lors de l'épisode d'octobre 2008, avec pluie krigée horaire, et comparaison aux débits spécifiques de pointe estimés ponctuellement lors du retour d'expérience (REx) hydrologique.

spécifiques plus importants que les estimations du REx. Cette représentation cartographique des résultats, même si elle ne donne pas d'information quantitative, laisse penser que le modèle utilisé avec la pluie radar TradHy surestime les débits spécifiques de pointe survenus lors de l'épisode du 21-23 octobre 2008.

*b. Comparaison directe des débits simulés aux débits estimés par le REx*

La surestimation des débits dans le cas de l'utilisation de la pluie radar est confirmée par la confrontation quantitative des estimations et des résultats de simulation, visible sur la Fig.6.25. Le coefficient de détermination ( $R^2$ ) de la relation linéaire entre débit simulé avec pluie radar et débit estimé par le REx, égal à 0.26, est largement inférieur à celui de la relation entre débit simulé avec pluie krigée et débit estimé par le REx, égal à 0.59. Par ailleurs, les débits de pointe simulés avec la pluie radar sont tous supérieurs aux estimations du REx, à l'exception de deux valeurs. En revanche, l'écart entre les simulation avec pluie radar et l'estimation du REx ne semble pas être très lié à la valeur du débit, ni à la taille du bassin versant (Fig.6.25b) : c'est plutôt une tendance générale à la surestimation (biais de simulation). Les débits simulés avec pluie krigée présentent au contraire un comportement lié à la valeur nominale du débit : pour les débits estimés inférieurs à  $12 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ , la simulation donne systématiquement des débits de pointe supérieurs aux estimations (points bleus situés au dessus de la bissectrice sur la Fig.6.25a), alors qu'elle donne systématiquement des débits inférieurs à l'estimation au-delà de  $12 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$  (points bleus situés sous la bissectrice sur la Fig.6.25a). Il ne s'agit pas d'un effet lié à la taille des bassins versants, car aucune tendance n'apparaît sur la Fig.6.25b. C'est plutôt

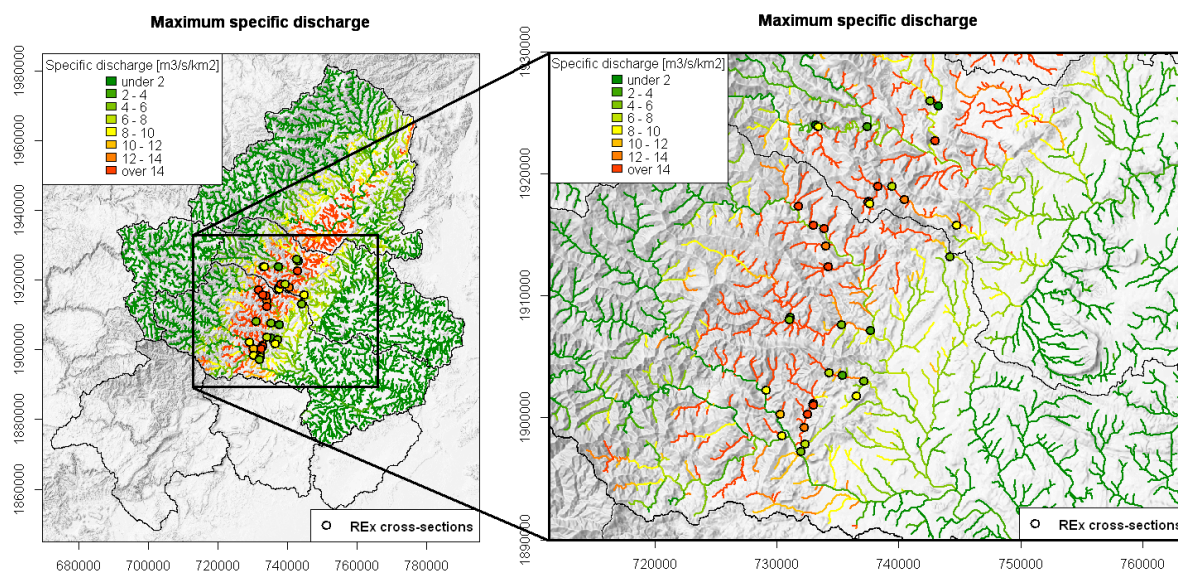


FIGURE 6.24 – Carte des débits spécifiques de pointe simulés sur chaque brin de rivière par le modèle CVN-p lors de l'épisode d'octobre 2008, avec pluie radar TradHy, et comparaison aux débits spécifiques de pointe estimés ponctuellement lors du retour d'expérience (REx) hydrologique.

une tendance du modèle à simuler des valeurs de débits spécifiques très (trop) homogènes lors de l'utilisation de la pluie krigée, quelle que soit la taille du bassin versant.

### c. Discussion

Utilisé avec la pluie krigée, le modèle fournit des résultats meilleurs qu'avec la pluie radar, mais avec une gamme de variabilité un peu trop réduite. Ces résultats sont similaires à ceux obtenus par [Anquetin et al. \(2010\)](#) pour les simulations de l'épisode de septembre 2002. La gamme de variabilité réduite des résultats de simulation avec pluie krigée est un possible artefact de l'utilisation de champs krigés en entrée du modèle, qui ont tendance à lisser spatialement (conséquence de l'interpolation) et temporellement (par effet d'échantillonnage) les intensités de pluie. Une conséquence de la différence d'intensité pluviométrique entre données de pluie krigées et mesure radar est la différence de production de ruissellement de surface par le modèle. La Fig.6.26 présente les cartes de ruissellement de surface produit par le modèle CVN-p avec ces deux types de forçage. Il apparaît clairement que le modèle utilisant les données de pluie radar simule plus de ruissellement de surface, notamment sur la zone centrale du bassin du Gardon, sur toute la zone touchée du bassin de la Cèze et sur le sud du bassin de l'Ardèche. C'est une conséquence probable d'intensités de pluie plus importantes (à l'échelle infra-horaire) mesurées par le radar et que les pluviomètres horaires ne peuvent échantillonner, et donc d'une production de ruissellement hortonien augmentée. Ceci expliquerait la tendance du modèle à simuler des débits plus importants sur les petits bassins versants de cette zone.

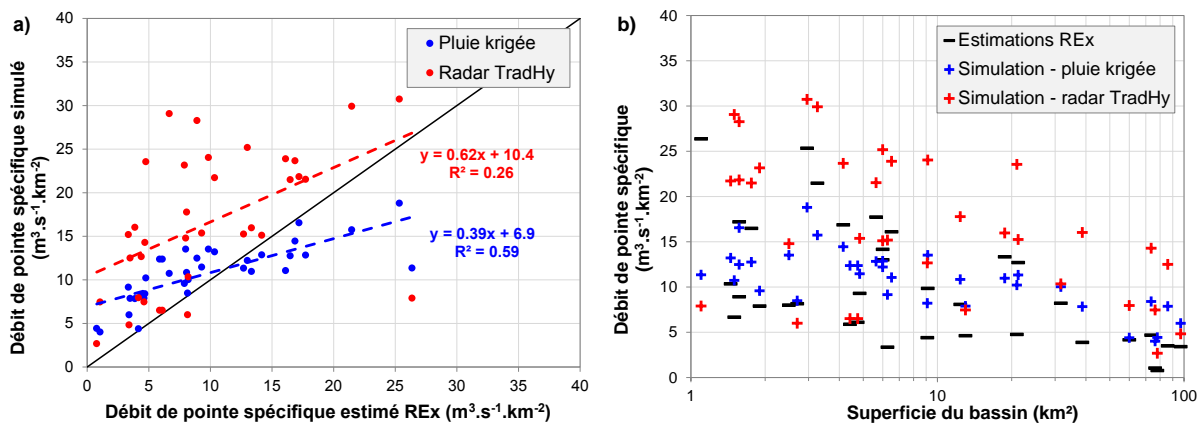


FIGURE 6.25 – a) Relation entre débits spécifiques de pointe estimés lors du retour d’expérience (axe des abscisses) et débits spécifiques de pointe simulés par CVN-p lors de l’épisode d’octobre 2008 avec deux forçages pluviométriques différents : pluie krigée et radar TradHy (axe des ordonnées). b) Débits spécifiques de pointe estimés et simulés tracés en fonction de la superficie des bassins versants.

Si cette hypothèse est vraie, cela signifie donc que CVN-p surestime la production de ruissellement de surface dans le cas où il est utilisé avec des pluies radar, qui sont pourtant supposées décrire plus finement la structure spatiale et temporelle des précipitations. Dans ce cas, ce sont peut-être les capacités d’infiltration de surface des sols qui sont sous-estimées. Dans la section 3.2, la comparaison des conductivités hydrauliques à saturation des sols de surface mesurées lors de campagnes d’infiltrométrie sur le bassin du Gardon (Desprats *et al.*, 2010b) et des estimations effectuée grâce à la fonction de pédotransfert (Rawls & Brakensiek, 1985) utilisée pour la modélisation indique une possible sous-estimation des conductivités de surface au sein du modèle. C’est particulièrement vrai sous couvert forestier, où une légère sous-estimation du  $K_s$  de surface par la fonction de pédotransfert est constaté sur les schistes métamorphiques et les marnes, et une sous-estimation plus importante est constaté sur substrat calcaire ou alluvionnaire. Aucune simulation complémentaire n’a été effectuée avec des valeurs augmentées de  $K_s$  de surface dans le modèle, afin de confirmer cette hypothèse, mais c’est une voie à explorer pour les travaux futurs de modélisation régionale qui seront menés avec le modèle CVN-p.

### 6.5.2. Comparaison aux débits mesurés sur les stations limnimétriques pour les deux épisodes

Les estimations de débit de pointe effectuées lors du retour d’expérience hydrologique ont concerné des bassins versant de superficie inférieure à 100 km<sup>2</sup> (Fig.6.25b). Les informations qu’elles fournissent sont donc très complémentaires des mesures de débit effectuées sur les stations limnimétriques opérationnelles, qui sont pour l’essentiel situées sur des bassins versants dont la superficie dépasse 100 km<sup>2</sup>. Les débits simulés sur la région Cévennes-Vivarais lors des deux épisodes d’octobre 2008 et novembre 2008 ont été comparés aux débits mesurés sur les stations limnimétriques. A la différence de la comparaison avec les estimations du REX pour laquelle seuls les débits de pointes ont été confrontés, ce sont ici les hydrogrammes de crue dans leur intégralité qui sont comparés. En conséquence, le calcul de critères statistiques de “performance” du modèle hydrologique vis-à-vis des observations est rendu possible. Comme cela a

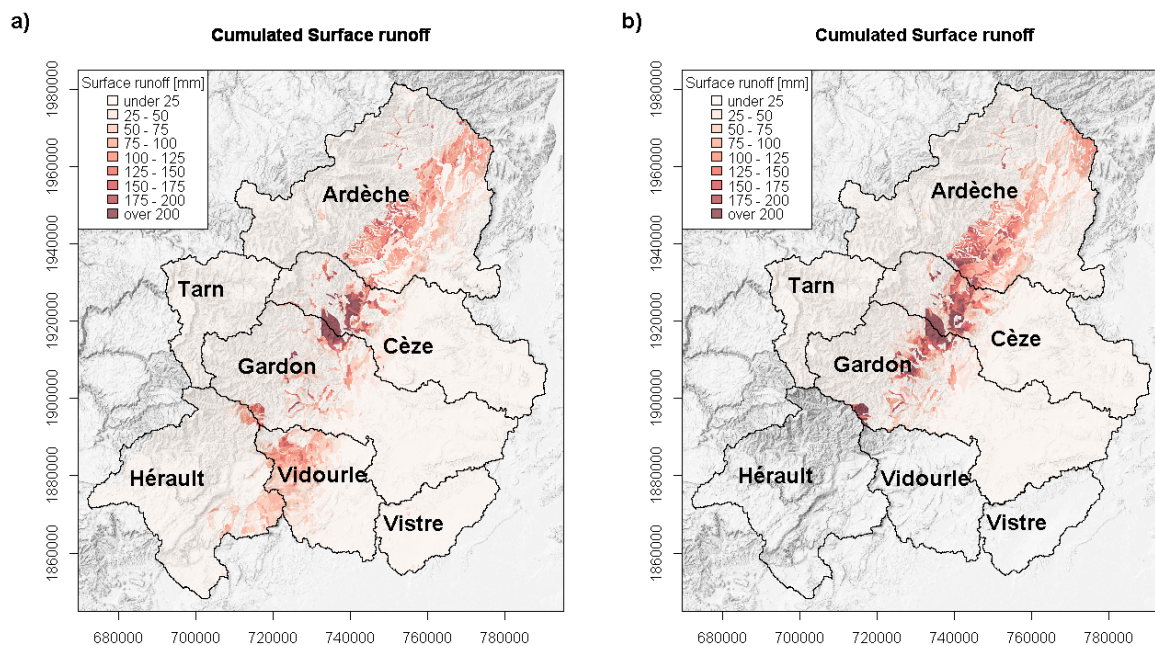


FIGURE 6.26 – Ruissellement de surface cumulé produit par le modèle CVN-p lors de la simulation de l'événement d'octobre 2008 avec pluie horaire krigée (a) et pluie radar TradHy (b).

été discuté précédemment (section 1.5 du chapitre 1), l'utilisation de scores statistiques n'est pas effectuée ici dans un but de calibration ou d'ajustement le meilleur possible des résultats de simulations aux observations. Dans cet exercice de simulation régionale, l'utilisation de tels critères est plutôt guidée par la volonté de déceler d'éventuelles "tendances" du modèle à donner des résultats différents suivant les régions ou suivant les épisodes.

La Fig.6.27 présente la carte des valeurs calculées du critère de Nash-Sutcliffe aux différentes stations limnimétriques de la région pour la simulation de l'événement du 21-23 octobre 2008, avec champs de pluie horaire krigée. Sur cette carte, les points d'intérêt, c'est-à-dire les stations sur lesquelles un débit important a été observé lors de cet épisode, sont symbolisées par un cercle de grande taille. Seules deux classes de valeurs de NSE sont présentes : sur la majeure partie de stations, la valeur du critère est inférieure à -0.1, mais sur quatre points situés à l'aval du bassin de l'Ardèche (La Beaume à Rosières, l'Ardèche à Voguë, l'Ardèche à Vallon-Pont-d'Arc et l'Ardèche à Saint-Martin-d'Ardèche) le critère affiche des valeurs supérieures à 0.6, signe d'une bonne correspondance entre les débits simulés et les débits observés.

Sur la Fig.6.28 sont présentées les valeurs calculées du même critère de performance de Nash-Sutcliffe pour le second événement (31 octobre - 5 novembre 2008), toujours avec l'utilisation de la pluie krigée horaire. Cette carte fait apparaître une organisation spatiale des résultats assez proche de celle du premier événement. Encore une fois, sur la majorité des points, le critère de Nash-Sutcliffe calculé est inférieur à -0.1 : c'est le cas sur tous les bassins situés sur la Cèze, le Gardon, l'Hérault, le Vidourle et le Vistre. En revanche, certains sous-bassins de l'Ardèche et

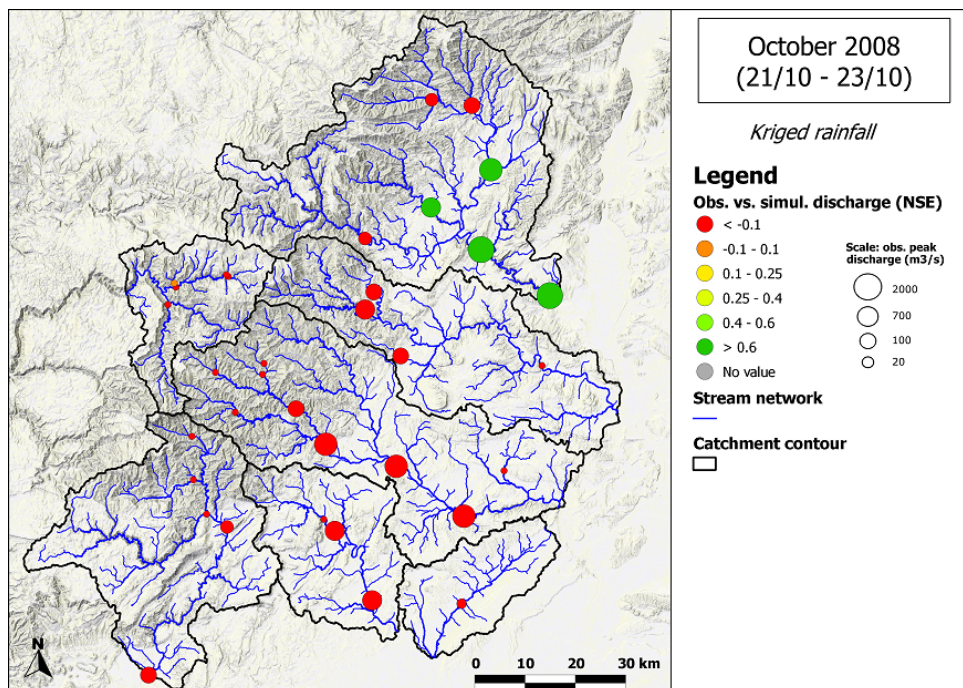


FIGURE 6.27 – Carte des valeurs calculées du critère de Nash-Sutcliffe aux différentes stations limnimétriques de la région Cévennes-Vivarais, pour la simulation de l'événement du 21-23 octobre 2008, avec champs de pluie horaire krigée. La taille des cercles de couleur est proportionnelle à la valeur du débit de pointe mesurée à cet emplacement.

du Tarn affichent des valeurs de  $NSE$  supérieures à 0.4, voire 0.6 pour l'Ardèche à Vallon-Pont-d'Arc et l'Ardèche à Saint-Martin-d'Ardèche.

Cette similarité dans les résultats obtenus sur les deux événements de l'automne 2008 avec le modèle CVN-p indique que le modèle se comporte de la même manière pour deux événements météorologiques aux caractéristiques différentes, et qui n'ont pas touché exactement les mêmes zones. Il semble simuler correctement les débits survenus sur le nord de la région (l'Ardèche et le Tarn qui a été touché uniquement lors du second épisode) mais pas sur les bassins versants du sud. Les cartes régionales des valeurs calculées des autres critères de performance du modèle ( $R^2$  et PBIAS) apportent des informations complémentaires sur la raison de cette dissymétrie des résultats entre bassins du nord et bassins du sud. La Fig.6.29 présente les cartes des valeurs calculées des critères  $R^2$  et PBIAS pour la simulation du premier épisode (21-23 octobre 2008). L'organisation spatiale du coefficient de détermination  $R^2$  pour l'événement d'octobre n'est pas tout à fait identique à celle du critère de Nash-Sutcliffe. Sur les quatre bassins versants pour lesquels les débits simulés sont les plus proches des débits observés au sens du critère de Nash-Sutcliffe (Fig.6.27), la valeur calculée de  $R^2$  est également élevée ( $> 0.85$ ). Mais ce ne sont pas les seuls bassins dans ce cas : sur le Gardon de Mialet, par exemple, alors que les débits simulés sont très éloignés des débits observés au sens du critère de Nash-Sutcliffe ( $< -0.1$ ), le coefficient de détermination  $R^2$  est également supérieur à 0.85, signe d'une corrélation excellente entre l'hydrogramme simulé et l'hydrogramme mesuré. C'est également le cas de l'Ardèche à Meyras. Cela signifie que le modèle reproduit correctement la temporalité de la crue. Sur certains autres

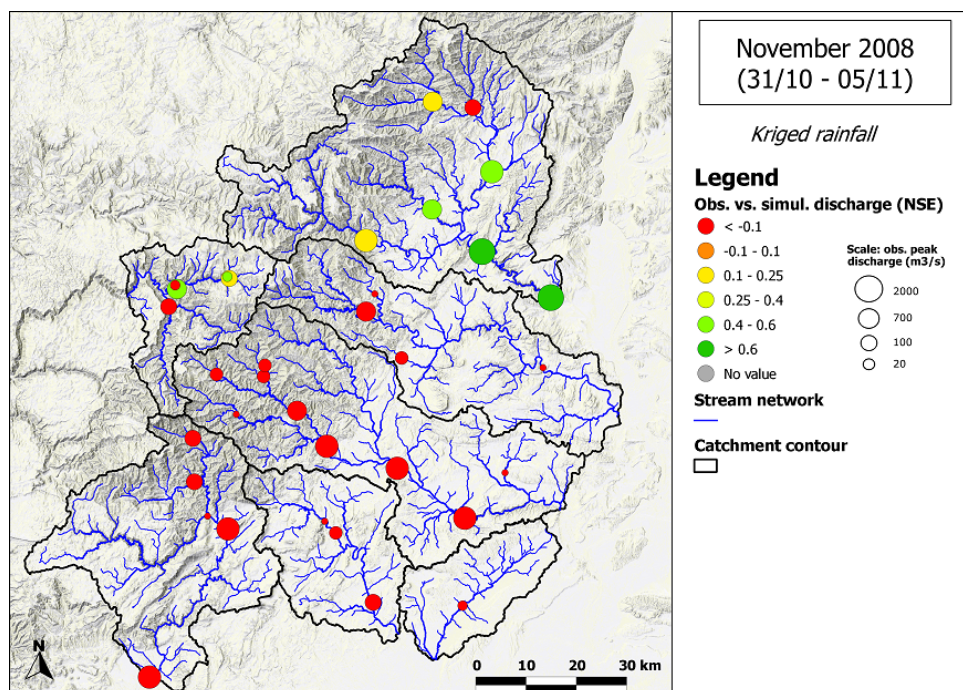


FIGURE 6.28 – Carte des valeurs calculées du critère de Nash-Sutcliffe aux différentes stations limnimétriques de la région Cévennes-Vivarais, pour la simulation de l’événement du 31 octobre au 5 novembre 2008, avec champs de pluie horaire krigée. La taille des cercles de couleur est proportionnelle à la valeur du débit de pointe mesurée à cet emplacement.

bassins, comme la Cèze à Bessèges, la valeur de  $R^2$  est un peu inférieure (comprise entre 0.4 et 0.6) mais encore significative d’un lien entre débit simulé et débit estimé.

Les valeurs calculées du critère PBIAS indiquent si le modèle simule des valeurs biaisées de débits. La carte de droite sur la Fig.6.29 témoigne de la tendance du modèle à simuler des débits globalement trop importants : sur tous les bassins versants hormis le Tarn et l’Ardèche, les valeurs de PBIAS sont supérieures à 40 %, ce qui signifie que les débits simulés sont en moyenne 40 % supérieurs aux débits mesurés. Il est intéressant de noter que les bassins sur lesquels PBIAS a une valeur négative ou proche de 0 sont également les bassins pour lesquels le critère de Nash-Sutcliffe est le plus élevé. Cela renseigne sur la cause probable des “mauvais” résultats (au sens du critère de Nash-Sutcliffe) obtenus sur la plupart des bassins : c’est la conséquence d’une sur-estimation générale des débits (valeurs forte de PBIAS).

Les valeurs calculées des critères  $R^2$  et PBIAS pour le second événement de l’automne 2008 (31 octobre - 5 novembre) sont présentées sur la Fig.6.30. Lors de ce second événement, les résultats du modèle sont très comparables à ceux de l’événement d’octobre : la répartition spatiale des valeurs calculées du coefficient de détermination  $R^2$  est très distincte de la dissymétrie nord-sud observée pour le critère de Nash-Sutcliffe, au contraire de la distribution des valeurs de PBIAS. Sur une grande part des bassins de la région (en particulier ceux situés sur les reliefs), les hydrogrammes simulés sont corrélés aux hydrogrammes mesurés ( $R^2 > 0.85$ ). Les résultats du modèle, en terme de  $R^2$ , sont meilleurs à l’échelle de la région pour cet événement que pour

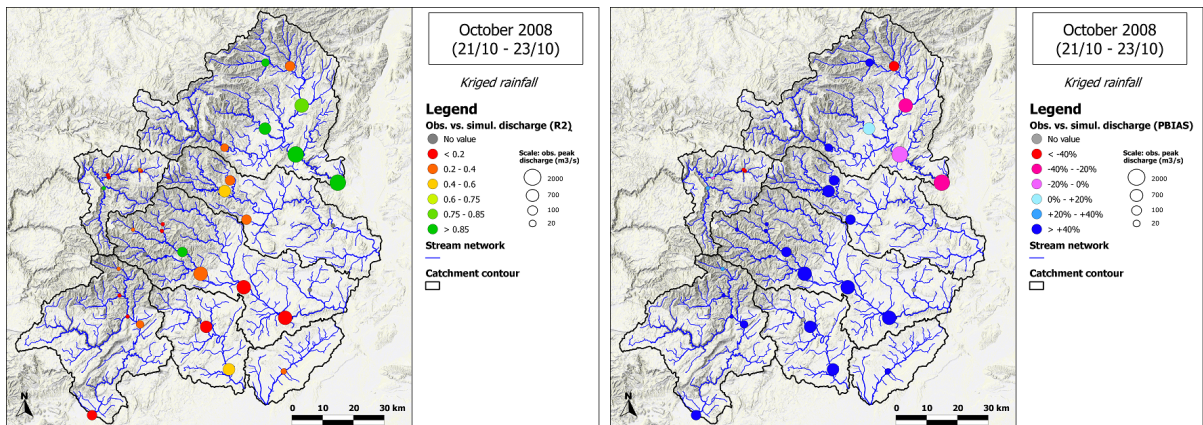


FIGURE 6.29 – Cartes des valeurs calculées des critères  $R^2$  et PBIAS aux différentes stations limnimétriques de la région Cévennes-Vivarais, pour la simulation de l'événement du 21-23 octobre 2008, avec champs de pluie horaire krigée. La taille des cercles de couleur est proportionnelle à la valeur du débit de pointe mesurée à cet emplacement.

l'événement d'octobre.

On remarquera que sur le bassin du Vidourle, le modèle, en plus de surestimer les débits comme sur les autres bassins versants, produit des résultats peu satisfaisants en terme de  $R^2$  pour les deux événements. Cela signifie que la temporalité des hydrogrammes n'est pas correctement simulée sur cette zone.

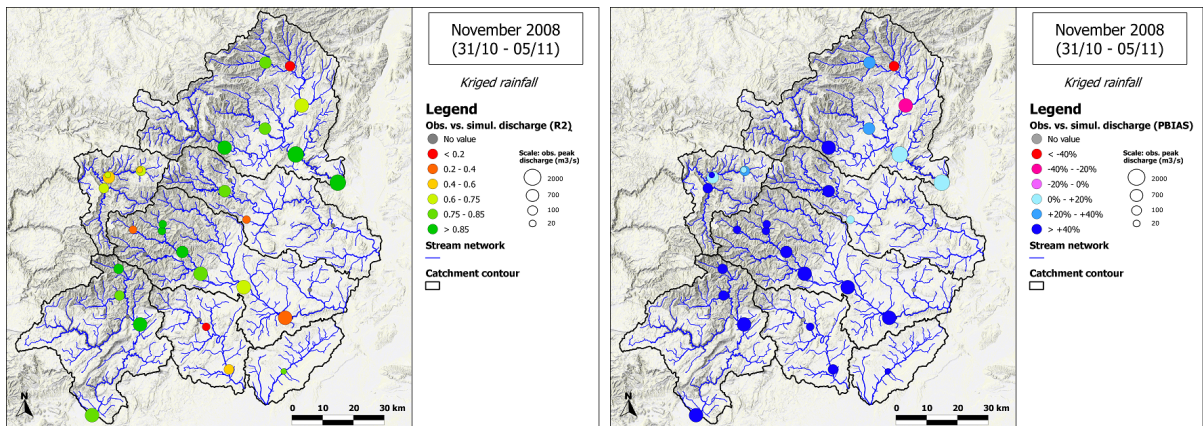


FIGURE 6.30 – Cartes des valeurs calculées des critères  $R^2$  et PBIAS aux différentes stations limnimétriques de la région Cévennes-Vivarais, pour la simulation de l'événement du 31 octobre au 5 novembre 2008, avec champs de pluie horaire krigée. La taille des cercles de couleur est proportionnelle à la valeur du débit de pointe mesurée à cet emplacement.

### 6.5.3. Analyse des hydrogrammes et influence du forçage pluviométrique

La différence de comportement du modèle CVN-p entre les différents bassins de la région est essentiellement due à une surestimation des volumes d'eau écoulés sur les bassins du sud (Gardon, Cèze, Hérault) par rapport aux bassins du Nord (Ardèche, Tarn) pour lesquels le modèle se comporte bien. Cette surestimation des volumes (et des débits) se traduit par un biais (critère PBIAS) positif important sur les simulations effectuées sur ces bassins versants. Il semble en revanche que la forme des hydrogrammes de crue soit plutôt bien reproduite par le modèle, comme en attestent des valeurs assez élevées de coefficient de détermination  $R^2$  calculées. Les indications fournies par les valeurs calculées des critères de Nash-Sutcliffe, de  $R^2$  et de PBIAS à l'échelle de la région sont confirmées par la comparaison (décrite ci-après) des hydrogrammes mesurés et simulés sur les bassins en question.

#### *a. Hydrogrammes simulés et mesurés sur les bassins du nord : l'Ardèche et le Tarn*

A titre d'exemple, les hydrogrammes simulés par CVN-p sur le bassin de la Beaume à Rosière (200 km<sup>2</sup>, sous-bassin de l'Ardèche, station #4) et sur le bassin du Tarn au Pont-de-Montvert (67 km<sup>2</sup>, station #9) sont présentés ici. Les hydrogrammes produits par le modèle avec différents forçages pluviométriques (pluie horaire krigée, radars TradHy et PANTHERE) sont comparés aux mesures des stations.

La Fig.6.31 compare les débits mesurés aux débits simulés par CVN-p sur le bassin de la Beaume à Rosières, pour les deux événements de crue d'octobre et novembre 2008. Sur la Beaume, les mesures indiquent que les deux événements de crue ont été d'intensité comparable, avec un débit de pointe mesuré autour de 300 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> dans les deux cas. Le modèle simule en revanche une réponse un peu plus importante lors du second événement. Le modèle sous-estime légèrement les débits lors de l'événement d'octobre, mais surestime légèrement les débits lors de l'épisode de novembre. Malgré tout, les simulations de CVN-p sur ce bassin sont relativement satisfaisantes, avec une temporalité et des volumes de crue assez bien reproduits, quel que soit le type de forçage pluviométrique utilisé. C'est la raison pour laquelle les valeurs du critère de Nash-Sutcliffe sont assez satisfaisantes pour des résultats de modélisation non-calibrée (voir Fig.6.27 et Fig.6.28), avec respectivement 0.82 et 0.41 pour les épisodes d'octobre et de novembre. Les valeurs de  $R^2$  sont de 0.81 et 0.85 pour ces mêmes épisodes, et les biais volumétriques assez modérés (+11 % et +20 %).

Les débits simulés sur le Tarn au Pont-de-Montvert (67 km<sup>2</sup>) avec les différents types de forçage pluviométriques sont comparés aux observations sur la Fig.6.32. Sur ce bassin, seul l'événement météorologique de novembre a engendré une réponse hydrologique. Là encore, le modèle reproduit assez correctement la temporalité et le volume de la crue, quel que soit le type de forçage employé. Des différences sur les débits de pointe simulés sont en revanche visibles : le modèle utilisé avec le produit radar opérationnel PANTHERE simule sur ce bassin un débit de pointe trop important (plus de 250 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> au lieu des 150 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> mesurés). L'utilisation du modèle avec pluie SAFRAN fournit des résultats dégradés (en terme de temporalité essentiellement), ce qui était prévisible au vu des lacunes connues de SAFRAN en ce qui concerne la



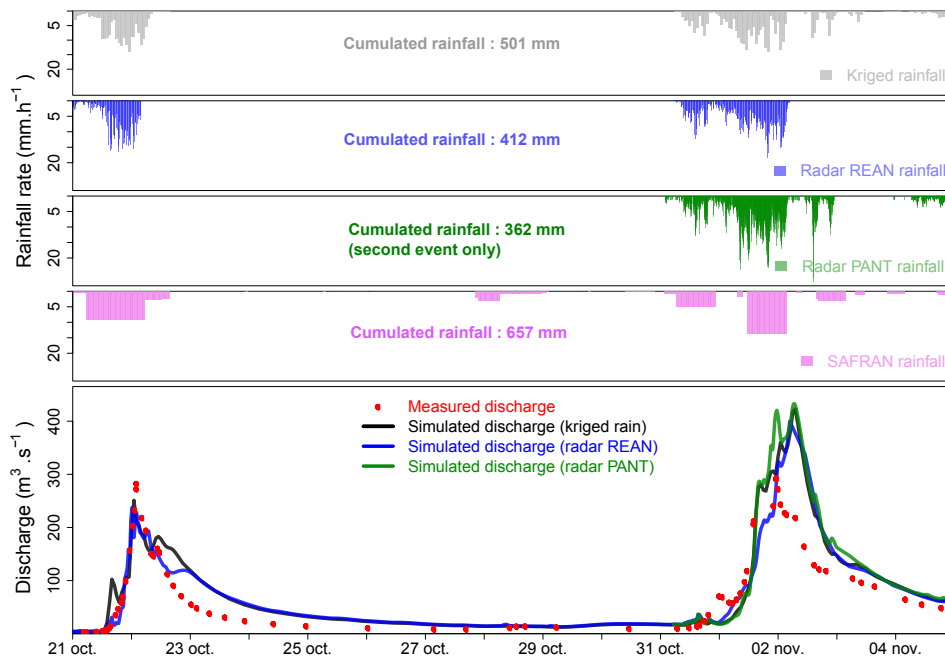


FIGURE 6.31 – Comparaison des débits mesurés sur la Beaume à Rosières ( $200 \text{ km}^2$ ) entre le 21 octobre 2008 et le 5 novembre 2008 et des débits simulés par CVN-p avec épaisseur de roche altérée et avec différents forçages pluviométriques : pluie krigée horaire (“kriged rain”), réanalyses radar TradHy (“radar REAN”), radar opérationnel PANTHERE (“radar PANT”).

reproduction des intensités de pluie (section 2.2).

Les hydrogrammes produits par CVN-p sur les bassins de la Beaume et du Tarn au Pont-de-Montvert illustrent parfaitement les bons résultats obtenus par cette modélisation sur les bassins versants de l’Ardèche et du Tarn (présentés sur les Fig.6.27 et Fig.6.28) : le modèle simule correctement la temporalité et la forme des hydrogrammes observés sur ces bassins. Ces bons résultats ne sont sans doute pas étrangers à la géologie des bassins versants en question. Le Tarn est un bassin pour l’essentiel granitique, et une grande partie des hauts bassins de l’Ardèche sont situés sur des substrat granitique ou sur des gneiss (roche métamorphique cristalline proche du granite). L’étude comparative des résultats du modèle CVN-p utilisé avec et sans couche de roche altérée (section 6.3) a montré que sur ce type de roche, l’apport de la couche de roche altérée est très important et permet au modèle de reproduire correctement les débits observés pendant et en dehors des événements de crue.

*b. Hydrogrammes simulés et mesurés sur les bassins du sud : la Cèze et le Gardon*

La Fig.6.33 illustre la comparaison des débits simulés par CVN-p, avec différents forçages pluviométriques, aux débits mesurés à la station de Bessèges sur la Cèze ( $230 \text{ km}^2$ , station #14). Les mesures de débit indiquent que sur ce bassin également, les deux épisodes de crue ont été d’intensité comparable, avec des débits de pointe observés autour de  $500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ . Le modèle CVN-p simule également des débits comparables sur les deux événements, mais dans les deux cas bien supérieurs aux débits observés (à l’exception des débits simulés avec la pluie SAFRAN), avec un

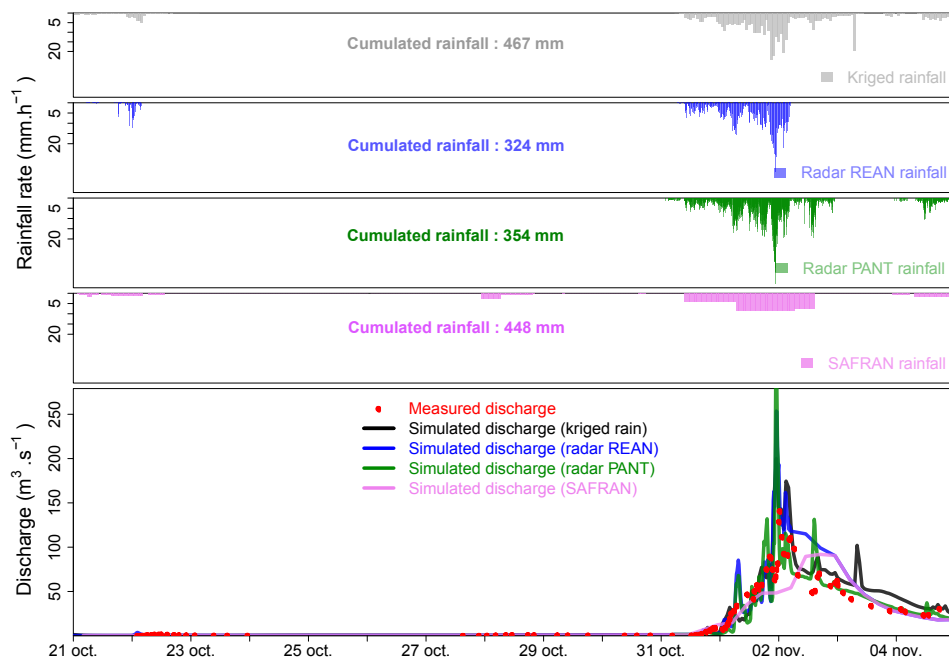


FIGURE 6.32 – Comparaison des débits mesurés sur le Tarn au Pont-de-Montvert ( $67 \text{ km}^2$ ) entre le 21 octobre 2008 et le 5 novembre 2008 et des débits simulés par CVN-p avec épaisseur de roche altérée et avec différents forçages pluviométriques : pluie krigée horaire (“kriged rain”), réanalyses radar TradHy (“radar REAN”), radar opérationnel PANTHERE (“radar PANT”) et pluie SAFRAN.

facteur 2 entre débits de pointe simulés et observés lors de l’événement d’octobre, et un facteur 3 lors de l’événement de novembre. Sur ce bassin comme sur ceux décrits précédemment, la sensibilité des résultats du modèle au type de forçage pluviométrique n’est pas très importante : la variabilité des résultats de simulation vis-à-vis du forçage est bien inférieure à la différence entre débits simulés et débits observés. Si les volumes simulés ne sont pas corrects sur ce bassin, comme en témoignent les valeurs du critère PBIAS issues des simulations avec pluie krigée pour les deux événements : +250 % pour l’événement d’octobre et +75 % pour celui de novembre, la forme des hydrogrammes est bien reproduite par CVN-p.

Les résultats obtenus sur le Gardon à Mialet ( $220 \text{ km}^2$ , station #21), présentés sur la Fig.6.34, sont pratiquement identiques à ceux obtenus sur le bassin de la Cèze à Bessèges. Le modèle simule ici encore des débits de pointe et des volumes d’écoulement trop importants, mais une temporalité de la crue correcte. Une fois encore, la sensibilité des résultats de simulation au type de forçage pluviométrique employé n’est pas très grande, exception faite des simulations effectuées avec la pluie SAFRAN qui diffèrent très largement des autres, et de l’événement d’octobre où les volumes d’eau écoulee simulés avec pluie krigée et radar TradHy sont assez différents (à l’avantage de la pluie radar).

Les analyses des hydrogrammes simulés sur ces bassins confirment ici encore les hypothèses faites à partir des cartes régionales des valeurs obtenues des critères de performance du modèle. Les mauvais résultats de simulations sur les bassins du sud (Cèze, Gardon, Hérault) sont dus à une surestimation générale des volumes d’eau simulés. Encore une fois, ce comportement

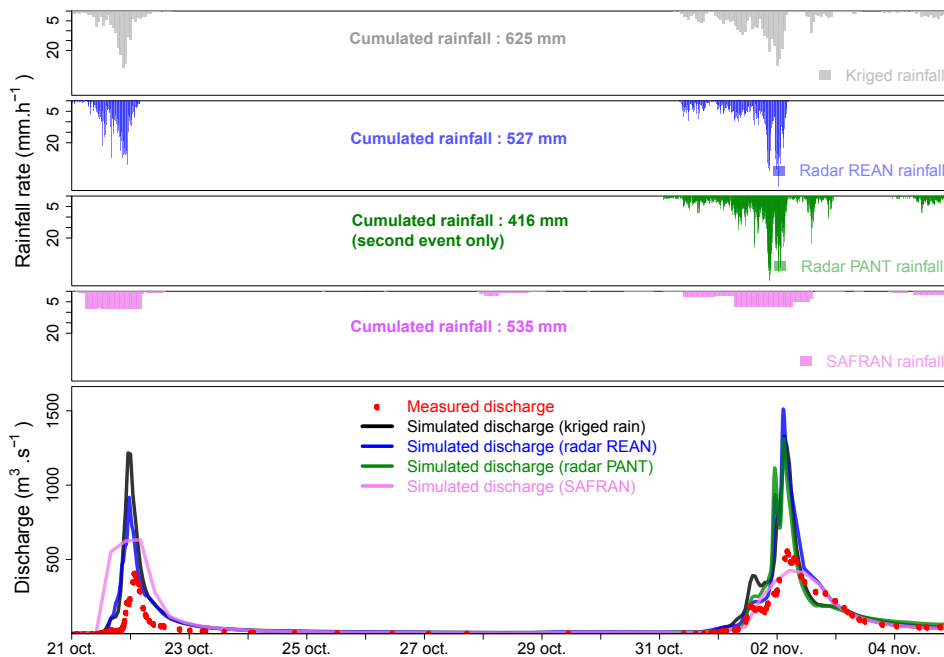


FIGURE 6.33 – Comparaison des débits mesurés sur la Cèze à Bessèges ( $230 \text{ km}^2$ ) entre le 21 octobre 2008 et le 5 novembre 2008 et des débits simulés par CVN-p avec épaisseur de roche altérée et avec différents forçages pluviométriques : pluie krigée horaire (“kriged rain”), réanalyses radar TradHy (“radar REAN”), radar opérationnel PANTHERE (“radar PANT”) et pluie SAFRAN.

du modèle semble être lié à la géologie. Les zones touchées par les événements d’octobre et novembre 2008 au sein de ces bassins sont en partie situées sur des schistes métamorphiques (Fig.6.5). L’évaluation de l’apport de la couche de roche altérée au modèle CVN-p a conclu que le gain provoqué par cette couche profonde sur les schistes est réel mais insuffisant (en terme de stockage notamment). Il est donc naturel de penser que les disparités importantes des résultats de modélisation constatées entre les différents bassins de la région (illustrées par les cartes des Fig.6.27 et Fig.6.28) sont étroitement liées à la nature de la géologie des bassins en question.

### c. Cas du bassin du Vidourle

Sur le bassin du Vidourle, l’évaluation régionale montre que le modèle produit des débits à la fois trop importants et peu corrélés aux observations. Ce résultat diffère de ceux obtenus sur les bassins schisteux, pour lesquels les débits sont surestimés mais la temporalité de la crue est correctement simulée. Cette différence est la conséquence vraisemblable d’une différence dans les processus à l’origine des débits simulés sur ces bassins. Sur le Vidourle, le modèle génère beaucoup de ruissellement de surface (Fig.6.19 et 6.21). Une conséquence est la surestimation des débits de pointe survenus sur les petits bassins versants de cette zone : les débits spécifiques de pointe simulés sur le nord du Vidourle lors de l’événement d’octobre 2008 sont très forts ( $>10 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ ) alors que le REx n’a pas enquêté sur cette zone car elle a vraisemblablement peu été touchée (Fig.6.23).

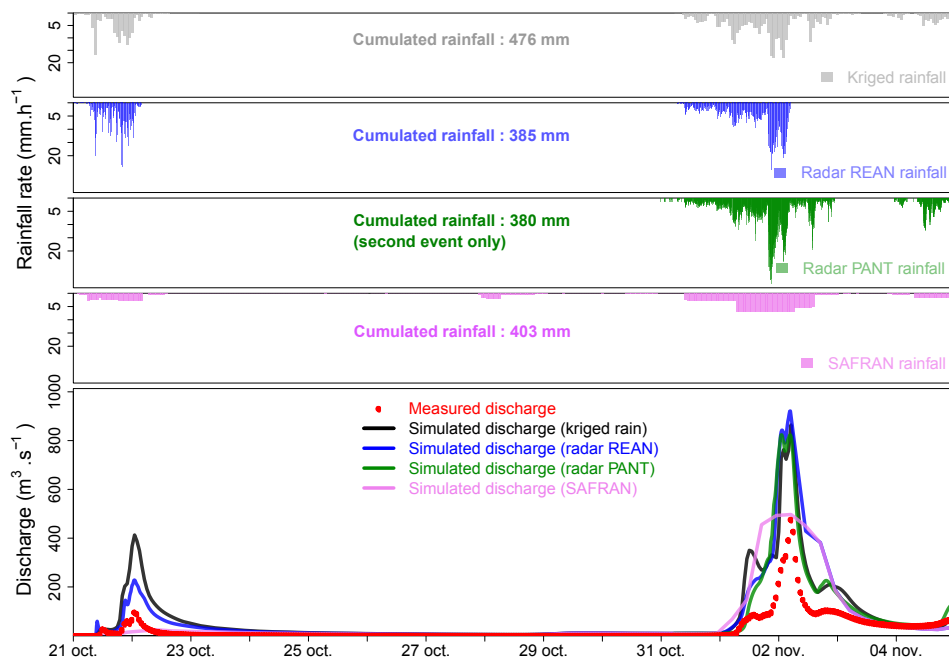


FIGURE 6.34 – Comparaison des débits mesurés sur le Gardon à Mialet ( $220 \text{ km}^2$ ) entre le 21 octobre 2008 et le 5 novembre 2008 et des débits simulés par CVN-p avec épaisseur de roche altérée et avec différents forçages pluviométriques : pluie krigée horaire (“kriged rain”), réanalyses radar TradHy (“radar REAN”), radar opérationnel PANTHERE (“radar PANT”) et pluie SAFRAN.

La Fig.6.35 présente la comparaison entre les débits simulés par CVN-p (avec pluie krigée) et les débits mesurés sur le Vidourle à Sommières (#33) lors de l’événement d’octobre 2008. Cette comparaison confirme les hypothèses émises plus haut : le décalage temporel entre débit simulé et débit observé est net, et vient s’ajouter à la surestimation des débits. Le modèle simulant un pic de crue en avance par rapport à la mesure, il est très probable que ça soit la conséquence de la génération de ruissellement hortonien en quantité importante : le ruissellement hortonien étant un processus direct, son temps de réponse caractéristique est significativement inférieur au ruissellement produit par saturation complète des sols, ou aux écoulements de sub-surface.

Ce résultat rejoint ceux présentés dans le chapitre 3, obtenus avec CVN lors du double-événement de septembre 2005 sur différents sous-bassins du Vidourle. A ce titre, la similarité de la comparaison présentée sur la Fig.6.35 avec les résultats présentés sur la Fig.3.11 est frappante. Pour l’événement de 2005, une multiplication des conductivités hydrauliques à saturation des sols par un facteur 50 s’avère nécessaire pour que le modèle reproduise correctement les débits observés. Il est très probable que la sous-estimation des conductivités hydrauliques des sols du Vidourle par la fonction de pédotransfert de [Rawls & Brakensiek \(1985\)](#) soit également l’explication des résultats obtenus pour la simulation des événements de l’automne 2008.

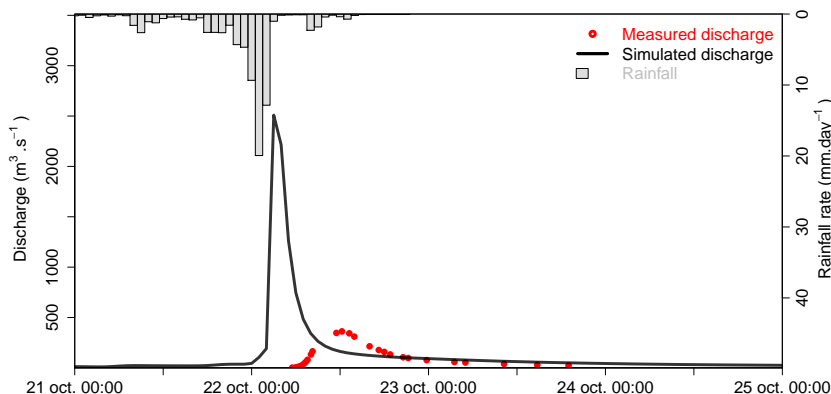


FIGURE 6.35 – Comparaison des débits mesurés sur le Vidourle à Sommières entre le 21 octobre 2008 et le 23 octobre 2008 et des débits simulés par CVN-p avec épaisseur de roche altérée, avec pluie krigée horaire.

## 6.6. CONCLUSION

Les résultats obtenus avec le modèle CVN-p, utilisé à l'échelle de la région Cévennes-Vivarais, sont assez hétérogènes. La comparaison des résultats aux observations disponibles (débits de pointe estimés lors du retour d'expérience hydrologique, débits mesurés sur les stations limnimétriques de la région) apporte de nombreuses informations essentielles sur les comportements des bassins versants en crue et sur la capacité ou non du modèle à les reproduire. Les conclusions importantes des résultats de modélisation présentés dans ce chapitre sont les suivantes :

1. **Le modèle CVN-p ne reproduit pas identiquement les réponses hydrologiques des bassins versants de la région lors des deux épisodes de l'automne 2008.** Une différence nette dans les résultats de simulation est observée entre les bassins du nord de la région (Ardèche et Tarn), et ceux du sud (Cèze, Gardon, Hérault et Vidourle, le Vistre n'ayant pas été touché par les événements de crue de l'automne 2008). Dans l'ensemble, le modèle reproduit correctement les débits survenus sur les bassins du nord. Sur les bassins du sud, le modèle reproduit assez bien la forme des hydrogrammes observés, mais surestime fortement les lames d'eau écoulées. Le bassin du Vidourle fait exception : le modèle n'y reproduit correctement ni la forme des hydrogramme, ni leur volume. Sur ce bassin, c'est une conséquence de la production en trop grande quantité de ruissellement de surface, déjà identifiée dans le chapitre 3.
2. **Les différences de comportement du modèle sont imputables aux propriétés de la couche de roche altérée.** Ces résultats sont très certainement liés à la géologie des bassins en question. Les bassins du nord pour lesquels les résultats de simulation sont satisfaisants sont assez largement situés sur des roches cristallines (granite et gneiss). C'est en tout cas vrai pour les zones de ces bassins qui ont été les plus touchées par les précipitations lors des deux événements. Or il a été montré que le modèle se comporte bien sur ce type de géologie, grâce aux caractéristiques de la couche de roche altérée identifiées dans le chapitre 5 qui semblent avoir été bien estimées. Les zones les plus touchées des bassins

du sud sont situées sur des schistes métamorphiques, pour lesquels des lacunes du modèle sont identifiées. Ces lacunes semblent être dues à une sous-estimation de la capacité de stockage et du rôle tampon joué par la couche de roche altérée de schiste, peut-être en raison d'une surestimation de la conductivité hydraulique de cette couche.

3. **La sensibilité des résultats du modèle au type de forçage pluviométrique utilisé dépend de l'échelle spatiale.** La comparaison des débits de pointe estimés par le REx sur 35 bassins de superficie comprise entre 1 et 100 km<sup>2</sup> et des débits simulés par CVN-p lors de l'épisode d'octobre 2008 avec pluie krigée et avec pluie radar TradHy met en évidence des résultats distincts selon le forçage utilisé. Avec les champs de pluie horaires krigés, le modèle reproduit mieux les gammes de débit de pointe estimées, alors qu'utilisé avec la pluie radar, il surestime généralement les débits de pointe. C'est la conséquence d'une production plus élevée de ruissellement de surface dans le cas des simulations avec pluie radar (Fig.6.26). Les intensités de pluie fortes qui peuvent être mesurées par le radar à des pas de temps fins (< 1 heure), que les pluviomètres horaires ne peuvent pas échantillonner, sont certainement à l'origine d'une production accrue de ruissellement hortonien dans ce cas. Cela signifie donc que le modèle se comporte moins bien avec des mesures de précipitations pourtant plus réalistes (*a priori* au moins) du point de vue de leur description temporelle. Cela peut signifier que les capacités d'infiltration des sols de surface renseignées dans le modèle sont au moins localement sous-estimées, et conduisent à du ruissellement hortonien lorsque la pluie radar est employée. Des investigations complémentaires mériteraient d'être menées pour confirmer cette hypothèse, par exemple en s'intéressant à d'autres épisodes ayant touché la région.

La sensibilité du modèle CVN-p au type de forçage pluviométrique employé semble s'estomper lorsque les débits simulés sont comparés aux mesures des stations limnimétriques, qui sont situées sur des bassins de plus grande taille (de 30 à 2000 km<sup>2</sup>). Il faut peut-être chercher la raison de cette différence dans la nature des mécanismes de production des débits simulés par le modèle. A l'échelle des bassins de plus de 30 km<sup>2</sup>, les débits simulés par le modèle sont, en proportion, générés majoritairement par des écoulements souterrains (Fig.6.21). Localement, les propriétés des sols (présence d'affleurement rocheux, ou de lithosols) peuvent cependant conduire certains petits bassins versants (comme ceux investigués par le REx) à produire leurs débits essentiellement *via* du ruissellement de surface. Les écoulements souterrains simulés étant le résultat du transfert du flux d'infiltration au travers d'épaisseurs importantes de couches de roche altérée, c'est un processus de production de débit atténuant fortement les variations temporelles des forçages pluviométriques. En ce sens, c'est un processus de genèse des débits de crue moins sensible à la variabilité des précipitations que le ruissellement de surface, qui est étroitement lié aux intensités de précipitation. Il faut également ajouter que le transfert des débits le long du réseau hydrographique joue également un rôle "tampon" qui atténue la sensibilité du modèle à la variabilité des forçages pluviométriques lorsque les bassins versants sont de grande taille (et donc que le temps de transfert en réseau est important).



# Conclusion générale et perspectives

## SYNTHÈSE DES RÉSULTATS

### *Chapitre 1*

Le premier chapitre de ce document de thèse aborde la question des crues rapides méditerranéennes sous l'angle des échelles temporelles et spatiales du risque associé (aux coupures de routes notamment). Les travaux ayant montré que le risque associé aux crues rapides était d'importance égale sur les petits bassins versants (superficie de l'ordre de  $10 \text{ km}^2$ ) que sur les grands (superficie de plusieurs centaines de  $\text{km}^2$ ) définissent les enjeux de l'approche de modélisation que nous souhaitons mettre en place sur la région Cévennes-Vivarais. Cette modélisation doit être capable de représenter correctement les processus hydrologiques à l'origine des crues sur une grande gamme d'échelles spatiales, allant de bassin d' $1 \text{ km}^2$  de superficie aux bassins de taille régionale (plusieurs centaines de  $\text{km}^2$ ). La modélisation des processus sur les plus petites échelles spatiales s'inscrit dans la problématique PUB ("Predictions in Ungaged Basins"), car à ces échelles où les cours d'eau cévenols sont souvent intermittents, les mesures sont rares. Une revue bibliographique des processus de crue identifiés dans la littérature sur différents bassins de recherche méditerranéens a été effectuée. Elle met en évidence des mécanismes variables de production des débits, et leur lien probable avec les traits du paysage (géologie, couvert végétal). L'objectif de la thèse est d'explorer ces liens éventuels entre caractéristiques physiques des bassins et comportement hydrologique, à l'aide de la modélisation mise en place à l'échelle régionale.

### *Chapitre 2*

Dans le second chapitre du document, après un passage en revue des données utilisées, une brève analyse climatologique de la région est décrite. Les régimes hydrologiques d'un échantillon de bassins versants, calculés à partir des mesures de débit disponibles, sont détaillés. Cette étude met en évidence des différences marquées de régime hydrologique entre les bassins de montagne et les bassins de plaine. Une variabilité forte dans les coefficients d'écoulements moyens inter-annuels est constatée également. Cette variabilité est due à un gradient orographique de précipitations autant qu'à une différence d'évapotranspiration de référence entre zones de plaine et de montagne. L'analyse des bilans hydrologiques calculés à l'échelle inter-annuelle permet également de faire apparaître de possibles erreurs d'estimations de précipitation sur certaines zones de la région. Les réanalyses SAFRAN sous-estiment probablement les cumuls de précipitations sur certains bassins versants situés sous le Mont-Aigoual, tandis qu'elles surestiment les



précipitations cumulées sur les bassins du haut-Gardon.

### Chapitre 3

Le troisième chapitre de la thèse introduit et décrit la modélisation hydrologique distribuée employée. Le modèle CVN est issu de la plate-forme de modélisation hydrologique LIQUID, qui permet l'assemblage modulaire de modèles hydrologiques sur la base des processus hydrologiques que l'on souhaite représenter. Les évolutions apportées au modèle CVN, pour qu'il puisse fonctionner en continu, sont décrites. Ces évolutions incluent la spatialisation d'une évapotranspiration de référence (calculée avec la formulation de Penman-Monteith et la paramétrisation de la FAO) ainsi que le couplage de modules décrivant les processus liés à la végétation : extraction racinaire, interception de la pluie, etc. L'utilisation du modèle en continu permet de s'affranchir de la problématique de l'initialisation des conditions d'humidité des sols avant la simulation d'un événement pluvieux.

Dans la modélisation mise en place, l'estimation des propriétés hydrodynamiques des sols tient une place importante. Ces propriétés sont estimées au moyen d'une fonction de pédotransfert (Rawls & Brakensiek, 1985), sur la base des textures des sols décrites dans les bases de données sol de la région. Les estimations de conductivité hydraulique à saturation ( $K_s$ ) fournies par la fonction de pédotransfert sont comparées aux mesures effectuées lors de différentes campagnes d'infiltrométrie sur le bassin du Gardon. La comparaison montre que les  $K_s$  estimés de la fonction de pédotransfert sont du même ordre de grandeur que les  $K_s$  mesurés, même les  $K_s$  estimés sont généralement sous-estimés sous couvert forestier.

Le modèle est utilisé pour simuler l'événement de septembre 2005 qui a touché les bassins du Vidourle et du Vistre. Les résultats de modélisation sont comparés aux débits de pointe estimés lors du retour d'expérience hydrologique (REx), ainsi qu'aux débits reconstitués en entrée du barrage de la Rouvière. L'analyse des résultats suggère une sensibilité forte des débits simulés à la conductivité hydraulique des sols. Ceci est confirmé par les analyses de sensibilité effectuées sur ces bassins, pour lesquels une sous-estimation des  $K_s$  de surface par la fonction de pédotransfert est suspectée. Les résultats de tests de sensibilité au type de condition limite de flux de bas de colonne employé sont également présentés. Ces résultats mettent en évidence des comportements différents entre les bassins de la région : les bassins situés sur les reliefs, à géologie schisteuse ou granitique, semblent avoir un comportement mieux représenté par l'utilisation d'une condition limite de flux gravitaire. La réponse simulée des bassins sédimentaires de plaine apparaît moins sensible au type de condition limite employée, même si la condition de flux nul semble légèrement plus appropriée.

Dans la dernière section du chapitre, le cadre d'analyse spatio-temporel des événements hydrométéorologiques proposé par Viglione *et al.* (2010b) est présenté. Cette méthode permet de décomposer la production d'écoulement simulée par un modèle hydrologique distribué en quatre termes. Ces termes quantifient notamment le rôle joué par la covariance spatiale et/ou temporelle de la pluie et du coefficient de ruissellement simulés dans les débits produits. Ce cadre d'analyse est utilisé pour décrire les résultats du modèle de manière spatio-temporelle. Une inter-comparaison entre différents événements de pluie, aux typologies différentes (intensité, cumul,

durée), est présentée. Cette comparaison montre que des types de pluie différents conduisent à des réponses simulées différentes : les poids relatifs des différents termes de la décomposition varient avec la nature de l'événement pluvieux. De même, les contributions relatives sont sensibles aux propriétés des sols et au type de condition limite de flux employée. C'est le signe d'un équilibre délicat entre les différents mécanismes de production des débits de crue simulés par le modèle CVN.

#### Chapitre 4

Dans le chapitre 4, une évolution du modèle CVN, nommée CVN-1, est introduite. Cette version est destinée à l'étude de l'apport de la prise en compte des écoulements latéraux de surface et de sub-surface sur les simulations. Ces processus ne sont pas représentés dans le modèle CVN, qui ne simule que les transferts d'eau verticaux dans les sols. La prise en compte de ces processus dans CVN-1 se fait via le couplage de trois nouveaux modules : WTI et WTRI sont des modules qui calculent les flux souterrains aux interfaces entre les parcelles, OLAF est un module qui calcule un flux de surface entre deux parcelles.

Le modèle CVN-1 est implémenté sur le petit bassin du Cartaou (0.5 km<sup>2</sup>), pour lequel on dispose de mesures de débit, de pluie, et d'observations limnimétriques caractérisant l'extension du réseau hydrographique au cours des événements (Maréchal, 2011). L'événement hydrométéorologique simulé est celui d'octobre 2008. Les résultats obtenus avec CVN-1 sont comparés aux observations de débit. Cette comparaison fait apparaître que le modèle reproduit partiellement l'hydrogramme mesuré : le second pic de crue est bien reproduit, mais pas le premier (peut-être dû à du ruissellement de surface localisé). Les débits en récession sont surestimés. Néanmoins, le modèle montre qu'il reproduit bien les mécanismes d'écoulements en crue de ce bassin, identifiés dans la littérature (Martin *et al.*, 2005; Trambly *et al.*, 2010; Maréchal, 2011) : l'introduction des écoulements latéraux entraîne la simulation de zones saturées contributive (Dunne & Black, 1970) dont la surface évolue au cours de l'événement.

La sensibilité des résultats du modèle à la valeur de la conductivité hydraulique latérale à saturation est évaluée, et met en avant le rôle majeur joué par ce paramètre dans le mécanisme de production des débits. Une variabilité dans les profondeurs de sol est introduite dans le modèle (tirage aléatoire des épaisseurs de sol dans une loi normale). Les résultats obtenus avec les épaisseurs de sol variables sont légèrement meilleurs que ceux obtenus avec une épaisseur de sol homogène, et font apparaître un mécanisme de production des débits assez différent, lié à la connectivité croissante des zones saturées. Enfin, l'extension des zones saturées simulées par le modèle CVN-1 sont comparées aux observations d'extension du réseau hydrographique effectuées pour le même événement (Maréchal, 2011). Cette comparaison met en évidence la tendance du modèle à surestimer l'extension des zones saturées contributives.

#### Chapitre 5

Le chapitre 5 met en évidence les lacunes des bases de données sol utilisées dans notre travail de modélisation : une brève revue bibliographique des études menées sur des bassins versants cévenol ayant estimé les capacités de stockage de ces bassins est d'abord présentée. Les capa-

cités de stockage déduites des informations fournies par les BD-sols sont ensuite comparées à ces estimations. La comparaison met en évidence la tendance générale des bases de données à sous-estimer la capacité de stockage des bassins versants. Les bases de données de sol, établies pour des applications agronomiques, ne fournissent d'information que sur les horizons superficiels des sols, et ne donnent aucune indication sur les horizons plus profonds de roche altérée. Nous faisons l'hypothèse que la différence entre les capacités de stockage constatées et les capacités de stockages données par les BD-sols est due aux épaisseurs de roche altérée. Sur la base de cette hypothèse, deux méthodes d'analyse des données de débit sont utilisées pour caractériser précisément ces épaisseurs de roche altérée.

La première méthode est introduite dans ce travail : il s'agit du DSCI ("Drainable Storage Capacity Index"). Le DSCI est une estimation *a minima* de la capacité de stockage potentielle d'un bassin. Il est calculé en analysant le volume maximal d'eau écoulée après un événement de pluie, en faisant l'hypothèse que ce volume d'eau écoulée à retardement est représentatif de la capacité de stockage du bassin. La seconde méthode est basée sur l'analyse des récessions de débit, proposée par Brutsaert & Nieber (1977). Cette méthode fait le lien entre vitesse de récession des débits et propriétés physique des aquifères, sur la base de la théorie des écoulements en zone saturée (Boussinesq, 1877). Cette méthode nous permet d'estimer l'épaisseur et la conductivité hydraulique à saturation des horizons de roche altérée, non décrits dans les BD-sols.

Les résultats obtenus (épaisseur  $K_s$ ) sont étroitement liés à la géologie des bassins versants étudiés. Les bassins situés sur roches cristallines (granite et gneiss) présentent les plus fortes valeurs d'épaisseur de roche altérée (autour de 10 m) et les plus faibles valeurs de conductivité (de 100 à 5 000 mm.h<sup>-1</sup>). Les bassins situés sur les schistes métamorphiques présentent des épaisseurs calculées moins importantes (autour de 4 m), mais des valeurs plus fortes de conductivités hydrauliques à saturation (de 10 000 à 20 000 mm.h<sup>-1</sup>). Enfin, sur les bassins calcaires et ceux situés sur des alluvions, la méthode fournit des estimations d'épaisseurs faibles (inférieures à 2 m) mais des valeurs de conductivité très fortes (supérieures à 20 000 mm.h<sup>-1</sup>).

## Chapitre 6

Le dernier chapitre de ce document présente les résultats de simulations régionales effectuées sur l'intégralité de l'année 2008, avec une évolution de CVN nommée CVN-p. Le modèle CVN-p intègre une conceptualisation des écoulements de base par récupération de la percolation profonde issue de la condition limite de flux gravitaire en bas de colonne de sol. Grâce à cette intégration, CVN-p représente mieux la dynamique annuelle des écoulements que CVN, qui n'est capable de produire que du ruissellement de surface. Le modèle CVN-p intègre également les épaisseurs de roche altérée aux propriétés (épaisseur, conductivité) estimées grâce à l'analyse des récessions de débit (chapitre 5).

L'apport de la prise en compte des épaisseurs de roche altérée est évalué pour les simulations événementielles et inter-événementielles. Pour évaluer cet apport, on compare les débits simulés par CVN-p utilisé avec et sans couche de roche altérée. L'apport est net dans tous les cas (amélioration des performances du modèle, meilleure représentation des récessions). Cependant, cet apport ne suffit pas à obtenir des résultats satisfaisants dans tous les cas de figure. Sur géolo-

gie granitique, on peut considérer que les résultats du modèle CVN-p avec couche altérée sont très satisfaisants, aussi bien lors des simulations de longue durée que lors des simulations événementielles. Sur les autres types de géologie, les résultats sont assez bons pour les simulations inter-évènementielles, mais médiocres en ce qui concerne les simulations événementielles, pour lesquelles le modèle simule des débits trop importants.

Les simulations des deux épisodes de crue de l'automne 2008, effectuées sur l'ensemble de la région Cévennes-Vivarais, montrent des disparités régionales fortes dans les résultats. Une différence nette dans les résultats de simulation est observée entre les bassins du nord de la région (Ardèche et Tarn), et ceux du sud (Cèze, Gardon, Hérault et Vidourle, le Vistre n'ayant pas été touché par les événements de crue de l'automne 2008). Dans l'ensemble, le modèle reproduit correctement les débits survenus sur les bassins du nord. Sur les bassins du sud, le modèle reproduit assez bien la forme des hydrogrammes observés, mais surestime fortement les lames d'eau écoulées. Cette différence de comportement semble être liée au rôle joué par la couche de roche altérée. Sur les bassins schisteux notamment, une sous-estimation de la capacité de stockage et du rôle tampon joué par la couche de roche altérée de schiste (peut-être en raison de la surestimation des conductivités hydrauliques) pourrait être à l'origine de la réponse trop forte simulée par CVN-p.

Enfin, les débits simulés par CVN-p avec différents forçages pluviométriques sont comparés aux mesures de débit et aux débits de pointe estimés lors du REX d'octobre 2008. Cette comparaison montre que la sensibilité au type de forçage utilisé varie avec les échelles spatiales. Sur les petits bassins (superficie  $< 30 \text{ km}^2$ ) concernés par le retour d'expérience, les résultats obtenus avec une pluie krigée horaire sont très différents de ceux obtenus avec une pluie radar au pas de temps 15 min. Le modèle utilisé avec les pluies radar simule plus de ruissellement hortonien, et surestime les débits observés. A l'échelle des bassins de plus grande taille (30 à  $2000 \text{ km}^2$ ), jaugés, la sensibilité au type de forçage employée est gommée : les hydrogrammes simulés par le modèle se confondent. Ce résultat met en évidence un rôle "tampon" croissant avec la superficie des bassins versants.

# CONCLUSIONS

## 1. Influence de la géologie sur les processus d'écoulements souterrains

Les différents résultats de modélisation présentés dans ce document font émerger le rôle important joué par la géologie sur les écoulements souterrains. En particulier :

- Les résultats décrits dans le chapitre 3 montrent des différences de comportement claires entre les géologies sédimentaires et les géologies schisteuses et granitiques vis-à-vis de la condition limite de flux employée. Les bassins à géologie cristalline ou schisteuse ont un comportement bien mieux reproduit avec l'emploi de la condition limite de flux gravitaire.
- Les estimations d'épaisseur et de conductivité hydraulique des horizons de roche altérée, effectuées avec l'analyse des récessions de débit, présentent une hiérarchie étroitement liée à la géologie.
- Les résultats obtenus avec le modèle CVN-p lors de la simulations des événements de l'automne 2008 montrent une disparité forte à l'échelle régionale. L'analyse effectuée montre que cette disparité est due à une surestimation des écoulements simulés en crue sur les bassins du sud de la région (Cèze, Gardon, Hérault, Vidourle, Vistre), en comparaison des bassins du nord (Ardèche et Tarn) pour lesquels le modèle simule correctement les lames d'eau écoulées. Cette différence de comportement du modèle est certainement liée à la géologie des bassins : le Tarn est essentiellement granitique et les reliefs ardéchois sont en grande partie situés sur des gneiss et des granites, alors que les reliefs des autres bassins sont majoritairement schisteux.

La géologie semble donc exercer une influence importante sur les processus d'écoulements souterrains. Comme l'indique l'analyse présentée dans le chapitre 5, les caractéristiques (épaisseur, conductivité) des couches de roche altérée situées sous les horizons de sol sont déterminées par la nature de la roche mère. Ces couches de roche altérée contrôlent largement les écoulements en période sèche, entre les événements pluvieux, et la vitesse de récession des débits. Mais ces épaisseurs de roche altérée jouent également un rôle important dans la réponse en crue des bassins, par leur capacité de stockage et leur nature très perméable, favorable aux écoulements rapides.

Sur les reliefs, les écoulements souterrains dominent dans la réponse simulée en crue des bassins à géologie schisteuse et cristalline. De nombreux auteurs ayant étudié les processus de crue sur les bassins méditerranéens avaient mis en avant le rôle des écoulements souterrains dans les mécanismes de genèse des crues (synthèse dans le tableau 1.1). Les résultats des deux modélisations mises en place sur ces bassins le confirment. Le modèle CVN-l, intégrant les écoulements latéraux, simule sur le bassin granitique du Cartaou des zones saturées de bas de versant dont l'extension varie en cours d'épisode, mécanisme constaté par [Maréchal \(2011\)](#). Le modèle CVN-p, qui conceptualise les écoulements retardés souterrains par la reprise du flux de percolation,

simule lors des événements de l'automne 2008 majoritairement des écoulements d'origine souterraine sur les reliefs.

La mise en évidence de ce lien entre géologie et processus hydrologiques dominants est un des résultats majeurs de ce travail de thèse. Ce lien établi est une avancée majeure dans une démarche de régionalisation des paramètres d'intérêt pour la modélisation hydrologique.

## 2. Rôle de l'occupation du sol sur la génération du ruissellement de surface

Sur les bassins de plaine, les simulations effectuées avec CVN (chapitre 3) indiquent que la réponse hydrologique est très sensible à la valeur de la conductivité hydraulique des sols. Ces résultats sont en accord avec les études de modélisations effectuées par d'autres auteurs avec le modèle hydrologique MARINE (Roux *et al.*, 2011; Garambois *et al.*, 2013). La sensibilité à la conductivité des sols est forte car ces bassins sont sujets au ruissellement hortonien (Voltz *et al.*, 1997; Ribolzi *et al.*, 2000), qui est un processus à seuil.

Le bassin du Crieulon (Vidourle) est assez représentatif des terrains de plaine, avec des sols assez argileux sur substrat marno-calcaire. Sur ce bassin, les valeurs très faibles de conductivité hydraulique calculées à l'aide de la fonction de pédotransfert de Rawls & Brakensiek (1985) (inférieures à  $5 \text{ mm.h}^{-1}$ ) sont trop faibles pour que le modèle puisse reproduire correctement la réponse du bassin aux événements de septembre 2005. Un comportement très similaire est observé lors des simulations des événements d'octobre et novembre 2008 avec CVN-p sur les bassins du Vidourle : le modèle simule du ruissellement hortonien en quantité trop importante, et, en conséquence, surestime les débits observés et a tendance à anticiper l'arrivée de la crue.

Il semble donc que les conductivités hydrauliques utilisées dans la modélisation, calculées à partir de la fonction de pédotransfert, sont potentiellement sous-estimées sur ces terrains. Ceci est probablement dû au fait que les fonctions de pédotransfert ne tiennent compte que des propriétés texturales des sols et pas du couvert végétal, qui influence fortement l'infiltrabilité des sols *via* la macroporosité (Gonzalez-Sosa *et al.*, 2010). Dans les travaux de modélisation avec MARINE, les auteurs doivent appliquer des coefficients multiplicateurs aux conductivités hydrauliques des sols pour reproduire correctement la réponse des bassins (Roux *et al.*, 2011; Garambois *et al.*, 2013). Ces résultats sont confirmés par la comparaison directe des estimations de la fonction de pédotransfert avec les conductivités déterminées lors de campagnes de mesures (Desprats *et al.*, 2010a).

L'occupation des sols joue un rôle déterminant dans les capacités d'infiltration de surface des sols, et donc sur la production de ruissellement de surface des bassins. Ce rôle doit être évalué avec précision et quantifié pour en tenir compte dans la modélisation hydrologique.

### 3. Capacité de la modélisation hydrologique à reproduire les processus observés

Un des objectifs de cette thèse est la mise en place d'une modélisation régionale capable de reproduire correctement la réponse hydrologique des bassins sur une gamme d'échelles spatiales allant du petit bassin (1 km<sup>2</sup>) aux bassins versants régionaux (> 1000 km<sup>2</sup>).

#### A petite échelle (< 100 km<sup>2</sup>)

##### *Modèle CVN-l*

Le modèle CVN-l utilisé sur le bassin du Cartaou (0.5 km<sup>2</sup>), simule des zones saturées de bas de versant qui s'étendent en cours d'événement pluvieux en raison des apports latéraux. Ces résultats sont en accord avec les observations de [Maréchal \(2011\)](#), même si le modèle a tendance à sur-estimer la superficie des zones saturées. Il s'agit de résultats préliminaires, obtenus avec un modèle nouvellement construit, qui demande à être encore longuement testé. Néanmoins, ces résultats montrent l'intérêt de la prise en compte des écoulements latéraux dans une modélisation hydrologique visant à reproduire les processus d'écoulements en crue.

Les travaux menés avec le modèle CVN-l montrent l'influence de la connectivité hydrologique sur la production des débits au cours d'un événement de crue : la réponse est déclenchée lorsque la connectivité des chemins de l'eau au sein du bassin est maximale. L'importance de la connectivité hydrologique a été mise en évidence à l'échelle des versants en ce qui concerne les écoulements de sub-surface ([Tromp-van Meerveld & McDonnell, 2006](#), par ex.), et également sur la mise en eau du réseau hydrographique intermittent, sur des petits bassins du sud de la France ([Maréchal, 2011](#); [Sarrazin, 2012](#)). C'est une voie de compréhension des mécanismes de production des débits de crue qui mérite d'être encore explorée.

##### *Modèles CVN et CVN-p*

La comparaison des résultats des modèles CVN et CVN-p aux débits de pointe estimés lors des retours d'expérience hydrologiques (REx) permet une évaluation sur les petits bassins versants, car les REx se focalisent en général sur des bassins d'une superficie comprise entre 1 et 100 km<sup>2</sup>. Les simulations des événements de septembre 2002, septembre 2005 et octobre 2008 montrent la capacité des modélisations mises en place à reproduire de manière satisfaisante les débits de pointe estimés. La correspondance n'est pas parfaite, en partie en raison des incertitudes qui entourent les estimations des REx (et des incertitudes de la modélisation), mais les gammes de débit observées sont assez bien reproduites.

#### A grande échelle (100 - 2000 km<sup>2</sup>)

Le modèle CVN-p mis en place à l'échelle régionale, fournit des résultats hétérogènes, discutés par ailleurs. Mais il montre sur les bassins versants de l'Ardèche et du Tarn qu'il est capable de bonnes performances (critère de Nash-Sutcliffe > 0.6 ; R<sup>2</sup> > 0.85) sur une large gamme de tailles de bassins (de 100 à 2500 km<sup>2</sup>). Même si la reproduction "parfaite" des hydrogrammes mesu-

rés n'est pas l'objectif de ce travail, ce sont des résultats encourageants pour une modélisation hydrologique non-calibrée, utilisée avec des valeurs de paramètres estimées *a priori* à partir des informations disponibles et des analyses effectuées.

## 4. Sensibilité de la réponse hydrologique à la variabilité de la pluie

Sans faire partie des objectifs de cette thèse, la question de sensibilité des résultats du modèle à la nature de la pluie est explorée dans ce travail : plusieurs événements de pluie aux caractéristiques différentes sont simulés, et de nombreux produits de pluie sont utilisés comme forçage.

Les analyses spatio-temporelles menées avec CVN (chapitre 3) soulignent le rôle joué par la variabilité spatiale et/ou temporelle des intensités de pluie sur les écoulements simulés par le modèle. La prise en compte de ces variabilités est aussi importante que l'estimation des cumuls pluviométriques dans le cas des événements non-stationnaires associés à des intensités de pluie élevées. Ces résultats rejoignent notamment les conclusions des travaux de modélisation menés sur les bassins de l'Ardèche par [Saulnier & Le Lay \(2009\)](#).

La sensibilité des résultats obtenus avec CVN-p est dépendante de l'échelle spatiale. Sur les petits bassins investigués par le REx (1 - 100 km<sup>2</sup>), les résultats obtenus avec deux produits pluviométriques différents (pluie krigée et radar TradHy) sont assez éloignés, indiquant une sensibilité forte à ces échelles. Ce résultat rejoint ceux de ([Zehe \*et al.\*, 2005](#)), ([Sangati \*et al.\* \(2009\)](#)) ou encore [Anquetin \*et al.\* \(2010\)](#) obtenus sur des bassins de tailles comparables, dans un contexte de crues rapides également.

Sur des bassins de plus grande superficie (bassins jaugés), la sensibilité au type de forçage employé devient pratiquement négligeable. C'est la certainement la conséquence du rôle "tampon" joué par les processus d'écoulements et de transfert sur la réponse en débit des sein bassins versants de taille importante. Cet effet est connu, et a été décrit dans plusieurs travaux ([Obled \*et al.\*, 1994](#); [Nicotina \*et al.\*, 2008](#); [Moulin \*et al.\*, 2009](#), par ex.).

## 5. Démarche de modélisation suivie

Au-delà des résultats "scientifiques" obtenus, ce travail met en avant l'intérêt de la démarche suivie. Le choix de travailler avec un modèle non-calibré, utilisé pour tester des hypothèses de fonctionnement hydrologique, implique des itérations régulières entre la modélisation et les observations. Dès qu'une évolution du modèle est mise en place, elle nécessite l'estimation de nouveaux paramètres. Ceux-ci doivent être évalués au travers d'observations complémentaires et/ou de méthodes d'analyses basées sur les observations déjà existantes. En ce sens, la modélisation guide les observations à effectuer, autant que les observations disponibles déterminent la nature de la modélisation à employer. C'est une approche synergique entre observation et modélisation.



Cette approche a permis de faire évoluer la modélisation existante (CVN) en une modélisation continue, qui s'affranchit de la problématique de l'initialisation du modèle pour la simulation des événements de crue. Elle a également mené à l'intégration de processus dans le modèle, pour des simulations plus adaptées au fonctionnement hydrologique observé des bassins de la région. En contre-partie, les résultats de modélisation ont souligné une sensibilité importante à certains paramètres (conductivité hydraulique des sols), et montré les lacunes des bases de données de sol de la région. Ainsi, la modélisation oriente les stratégies d'observations complémentaires qui doivent être menées pour combler ces lacunes.

## PERSPECTIVES

Bien que riches en enseignements sur l'hydrologie de la région Cévennes-Vivarais, certains résultats obtenus dans cette thèse sont relativement préliminaires. En particulier, l'implémentation de CVN-l et CVN-p sur les bassins de la région est effectuée pour la première fois dans ce travail. En conséquence, les conclusions suggérées par les résultats de modélisation présentés dans ce document gagnent à être confirmées par des investigations complémentaires. Naturellement, la reproduction des simulations effectuées sur d'autres bassins versants et pour d'autres événements hydrométéorologiques est toujours utile, et permettra de confirmer ou d'infirmer certaines des conclusions mentionnées ici. Mais surtout les nombreux questionnements soulevés par les résultats obtenus incitent à mener une réflexion sur les observations complémentaires à effectuer, et sur les évolutions à apporter au modèle. Voici les perspectives identifiées de travaux complémentaires à mener dans le prolongement de cette thèse, à court et moyen terme :

### 1. Évolutions du modèle hydrologique

La modélisation hydrologique distribuée a évolué au cours de la thèse. Cette évolution est le fruit d'une démarche scientifique guidée par la compréhension des processus : le modèle est utilisé pour tester des hypothèses de fonctionnement hydrologique des bassins. Lorsqu'un processus identifié comme potentiellement important est manquant, on fait évoluer le modèle en implémentant ce processus, et cette nouvelle version est testée. Les évolutions du modèle sont facilitées par le concept modulaire de la plate-forme de modélisation hydrologique LIQUID.

Les évolutions identifiées de la modélisation hydrologique sont les suivantes :

- **Utilisation d'un maillage à base de triangles irréguliers pour la représentation des écoulements latéraux.** Ce type de découpage, à mailles de tailles variables, permet d'adapter le maillage aux besoins hydrologiques, et respecte les directions d'écoulements. Il semble particulièrement adapté pour le modèle CVN-l ;
- **Évolution des processus d'écoulements latéraux souterrains (modules WTI et WTRI).** Dans leur version actuelle, les modules WTI et WTRI ne sont pas véritablement compatibles avec l'utilisation d'une condition de flux gravitaire en bas de colonne et d'une couche de roche altérée dans le module FRER1D. La raison est que ces modules ne considèrent que la zone saturée située en bas de colonne pour le calcul des flux. Une évolution de ces modules, permettant de faire circuler l'eau latéralement lorsque une nappe perchée est temporairement créée serait intéressante. Elle permettrait de rendre ces modules compatibles avec une percolation profonde transitant par une couche de roche altérée, en simulant des flux latéraux à l'interface entre sols superficiels et couche de roche altérée ;
- **Intégration d'un module de traçage de l'eau dans le modèle.** C'est une perspective réalisable à plus long terme que les deux évolutions mentionnées plus haut, mais néanmoins importante dans une démarche de compréhension des processus hydrologiques. L'utilisation des traçages géochimiques et isotopiques a conduit à des avancées majeures dans le

domaine de l'hydrologie expérimentale. Ces méthodes de traçage permettent de caractériser plus précisément les chemins de l'eau au sein des bassins versants, et le temps de résidence de l'eau. Elle permet de hiérarchiser les processus de genèse des crues. Plusieurs bassins méditerranéens ont été l'objet de mesures géochimiques et/ou isotopiques. L'incorporation d'un module de traçage dans la modélisation permettrait ainsi d'évaluer le modèle de manière pertinente au regard des processus simulés.

## 2. Correction des conductivités hydraulique à saturation : vers une nouvelle fonction de pédotransfert ?

Les résultats de simulation obtenus sur certains bassins versants (Vidourle), ainsi que les comparaisons des estimations de conductivité hydraulique de la fonction de pédotransfert aux observations disponibles, soulignent une sous-estimation récurrente des conductivités, due à la non-prise en compte du couvert végétal dans cette fonction de pédotransfert. Une correction de cette lacune est envisageable. Pour ce faire, on peut s'appuyer sur les campagnes de mesure effectuées sur le bassin de la Claduègne (Ardèche) en 2012, dans le cadre du projet FloodScale, effectuée sur différents types d'occupation du sol. Une fois les résultats analysés, le lien entre couvert végétal et capacité d'infiltration pourra être établi, et il sera possible de proposer une évolution de la fonction de pédotransfert utilisée, tenant compte de l'occupation des sols.

## 3. Observations complémentaires nécessaires

Les analyses de récession des débits menées et présentées dans le chapitre 5 donnent des informations sur les caractéristiques de la couche de roche altérée. Naturellement, des incertitudes subsistent, comme en témoignent les résultats perfectibles obtenus par le modèle CVN-p intégrant ces horizons altérés sur les bassins schisteux. Des observations de ces horizons intermédiaires mal connus et mal documentés, situés entre le sol superficiel et la roche mère imperméable, sont nécessaires. En particulier, le recours à des mesures géophysiques, qui permettent de caractériser l'épaisseur de cette zone altérée (Coulouma *et al.*, 2012), représenterait une source d'informations complémentaires précieuse pour l'évaluation des résultats obtenus, et la diminution des incertitudes associées aux paramètres utilisés dans la modélisation. De même, une estimation de la porosité de ces épaisseurs de roche altérée permettrait de lever une partie des incertitudes associées à ce paramètre. Des premiers prélèvements effectués sur le site de Valescure (granite), semblent indiquer des valeurs de porosité totale voisines de  $0.2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , ce qui est supérieur aux valeurs utilisées dans ce travail ( $0.1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ). L'impact de la prise en compte de telles valeurs de porosité dans la modélisation doit être évalué. Il serait également intéressant de disposer d'estimations effectuées pour d'autres types de roche.

## 4. Généralisation des analyses spatio-temporelles

Le cadre d'analyse spatio-temporel des événements de crue proposé par Viglione *et al.* (2010b) est un outil d'analyse résolument novateur et complémentaire des analyses plus classiquement effectuées par les hydrologues. Ce cadre d'analyse permet d'identifier les interactions entre pluie et propriétés des bassins qui sont à l'origine des écoulements. Cet outil mérite une utilisation plus systématique, ce qui permettrait peut-être de mieux interpréter les résultats de modélisa-

tion obtenus. Pour une utilisation généralisée, des évolutions doivent peut-être être apportées à ce cadre d'analyse. En particulier, en ce qui concerne la production d'écoulement, seul le ruissellement de surface est pris en compte. Une adaptation pour que les écoulements souterrains soient également considérés permettrait une utilisation avec le modèle hydrologique CVN-p, par exemple.

### **5. Comparaison aux coupures de routes observées lors des crues**

Le projet MobiClimEx a pour objectif d'étudier l'exposition humaine face aux événements extrêmes, en particulier les crues rapides en région Méditerranéenne. Il s'intéresse aux relations entre la mobilité des populations et la dynamique des événements hydrométéorologiques. Dans le cadre de ce projet, il est prévu de comparer les résultats des simulations hydrologiques régionales effectuées avec CVN-p aux coupures de routes constatées lors des événements de crue. L'information sur la temporalité (heures de coupure et de ré-ouverture) sera croisée avec la dynamique des débits simulés. Cette comparaison permettra une évaluation de la modélisation hydrologique sur une large gamme d'échelles spatiales et temporelles, et permettra de faire un pas de plus vers l'estimation du risque hydrologique de crue rapide à l'échelle régionale.



# Bibliographie

- ABBOTT, M. B., BATHURST, J. C., CUNGE, J. A., O'CONNELL, P. E. & RASMUSSEN, J. : 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, 1986a.
- ABBOTT, M. B., BATHURST, J. C., CUNGE, J. A., O'CONNELL, P. E. & RASMUSSEN, J. : An introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 2 : Structure of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, 87 (1-2):61–77, 1986b.
- ABDUL, A. S. & GILLHAM, R. W. : Laboratory studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *Water Resources Research*, 20(6):691–698, 1984.
- ALBERGEL, C., RÜDIGER, C., PELLARIN, T., CALVET, J.-C., FRITZ, N., FROISSARD, F., SUQUIA, D., PETITPA, A., PIGUET, B. & MARTIN, E. : From near-surface to root-zone soil moisture using an exponential filter : an assessment of the method based on in-situ observations and model simulations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12(6):1323–1337, 2008.
- ALBERGEL, J., MOUSSA, R. & CHAHINIAN, N. : Les processus hortonien et leur importance dans la genèse et le développement des crues en zones semi-arides. *La Houille Blanche*, 6:65–73, 2003.
- ALLEN, R. G., PEREIRA, L. S., RAES, D. & SMITH, M. : *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements*, volume 56. Food and Agriculture Organization of the United Nations (F.A.O.), 1998.
- AMBROISE, B. : Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 1 - Processus et facteurs. *Revue des sciences de l'eau*, 11(4):471–496, 1998.
- ANDERSON, M. G. & BURT, T. P. : The contribution of throughflow to storm runoff : An evaluation of a chemical mixing model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7(6):565–574, 1982.
- ANDERTON, S., LATRON, J. & GALLART, F. : Sensitivity analysis and multi-response, multi-criteria evaluation of a physically based distributed model. *Hydrological Processes*, 16(2):333–353, 2002.
- ANQUETIN, S., BRAUD, I., VANNIER, O., VIALLET, P., BOUDEVILLAIN, B., CREUTIN, J.-D. & MANUS, C. : Sensitivity of the hydrological response to the variability of rainfall fields and soils for the Gard 2002 flash-flood event. *Journal of Hydrology*, 394(1-2):134–147, 2010.

- ANTOINE, J.-M., DESAILLY, B. & GAZELLE, F. : Les crues meurtrières, du Roussillon aux Cévennes. *Annales de Géographie*, 622, 2001.
- AQUILINA, L., LADOCHE, B. & DÖRFLIGER, N. : Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods. *Journal of Hydrology*, 327(3-4):472–485, 2006.
- ASHBY, S. F. & FALGOUT, R. D. : A parallel multigrid preconditioned conjugate gradient algorithm for groundwater flow simulations. *Nuclear Science and Engineering*, 124(1):145–159, 1996.
- ASSELIN, J., DE NONI, G., NOUVELOT, J.-F. & ROOSE, E. : Caractérisation de l'érodabilité d'une terre de moyenne montagne méditerranéenne (Sud Aveyron - France). *Réseau Erosion - Bulletin*, 15:471–488, 1995.
- AYRAL, P.-A. : *Contribution à la spatialisation du modèle opérationnel de prévision des crues éclair ALHTAÏR : approches spatiale et expérimentale, application au bassin versant du Gardon d'Anduze*. Thèse de doctorat, Université de Provence - Aix-Marseille, 2005.
- BAKALOWICZ, M. : Karst groundwater : a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13(1):148–160, 2005.
- BEAUGENDRE, H., ERN, A., ESCLAFFER, T., GAUME, E., GINZBURG, I. & KAO, C. : A seepage face model for the interaction of shallow water tables with the ground surface : Application of the obstacle-type method. *Journal of Hydrology*, 329(1-2):258–273, 2006.
- BERTHET, L., ANDRÉASSIAN, V., PERRIN, C. & JAVELLE, P. : How crucial is it to account for the antecedent moisture conditions in flood forecasting? Comparison of event-based and continuous approaches on 178 catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(6):819–831, 2009.
- BEVEN, K. : Linking parameters across scales : Subgrid parameterizations and scale dependent hydrological models. *Hydrological Processes*, 9(5-6):507–525, 1995.
- BEVEN, K. & GERMANN, P. : Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, 18(5):1311–1325, 1982.
- BEVEN, K. & KIRKBY, M. J. : A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1):43–69, 1979.
- BLÖSCHL, G. : Scaling in hydrology. *Hydrological Processes*, 15(4):709–711, 2001.
- BLÖSCHL, G. & SIVAPALAN, M. : Scale issues in hydrological modelling : A review. *Hydrological Processes*, 9(3-4):251–290, 1995.
- BONNIFAIT, L., DELRIEU, G., LE LAY, M., BOUDEVILLAIN, B., MASSON, A., BELLEUDY, P., GAUME, E. & SAULNIER, G.-M. : 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, 2009.

- BOUDEVILLAIN, B., ARGENCE, S., CLAUD, C., DUCROCQ, V., JOLY, B., JOLY, A., LAMBERT, D., NUISSIER, O., PLU, M., RICARD, D., ARBOGAST, P., BERNE, A., CHABOUREAU, J.-P., CHAPON, B., CREPIN, F., DELRIEU, G., DOERFLINGER, E., FUNATSU, B., KIRSTETTER, P.-E., MASSON, F., MAYNARD, K., RICHARD, E., SANCHEZ, E., TERRAY, L. & WALPERSDORF, A. : Projet Cyprim, partie I : Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques. *La Météorologie*, 66:18–28, 2009.
- BOUDEVILLAIN, B., DELRIEU, G., GALABERTIER, B., BONNIFAIT, L., BOUILLOUD, L., KIRSTETTER, P.-E. & MOSINI, M.-L. : The Cévennes-Vivarais mediterranean hydrometeorological observatory database. *Water Resources Research*, 47(7):W07701, doi :10.1029/2010WR010353, 2011.
- BOUILLOUD, L., CHANCIBAULT, K., VINCENDON, B., DUCROCQ, V., HABETS, F., SAULNIER, G.-M., ANQUETIN, S., MARTIN, E. & NOILHAN, J. : 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, 2010.
- BOUSQUET, O. : Dynamical and microphysical properties of high impact orographic mesoscale convective systems from high resolution operational multiple-Doppler and polarimetric radar data. *In the 34th Conference on Radar Meteorology of the American Meteorological Society (AMS), Williamsburg, USA, 2009.*
- BOUSSINESQ, J. : Essai sur la théorie des eaux courantes. *Mémoires à l'Académie des Sciences de l'Institut National de France*, 1, 1877.
- BOUSSINESQ, J. : Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. *Journal de Mathématiques Pures et Appliquées*, 10:5–78, 1904.
- BRANGER, F. : *Utilisation d'une plate-forme de modélisation environnementale pour représenter le rôle d'aménagements hydro-agricoles sur les flux d'eau et de pesticides. Application au bassin versant de la Fontaine du Theil (Ille-et-Vilaine)*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, 2007.
- BRANGER, F., BRAUD, I., DEBIONNE, S., VIALLET, P., DEHOTIN, J., HENINE, H., NEDELEC, Y. & ANQUETIN, S. : Towards multi-scale integrated hydrological models using the LIQUID® framework. Overview of the concepts and first application examples. *Environmental Modelling & Software*, 25(12):1672–1681, 2010.
- BRAUD, I., ROUX, H., ANQUETIN, S., MAUBOURGUET, M.-M., MANUS, C., VIALLET, P. & DARTUS, D. : 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, 2010.
- BROCCA, L., MELONE, F., MORAMARCO, T. & MORBIDELLI, R. : Spatial-temporal variability of soil moisture and its estimation across scales. *Water Resources Research*, 46(2):W02516, doi :10.1029/2009WR008016, 2010.
- BRONSTERT, A. & PLATE, E. J. : Modelling of runoff generation and soil moisture dynamics for hillslopes and micro-catchments. *Journal of Hydrology*, 198(1-4):177–195, 1997.



- BROOKS, R. H. & COREY, A. T. : Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Papers, Colorado State University*, 1964.
- BRUNET, P., CLÉMENT, R. & BOUVIER, C. : Monitoring soil water content and deficit using Electrical Resistivity Tomography (ERT) : A case study in the Cevennes area, France. *Journal of Hydrology*, 380(1-2):146–153, 2010.
- BRUNNER, P. & SIMMONS, C. T. : HydroGeoSphere : A fully integrated, physically based hydrological model. *Groundwater*, 50(2):170–176, 2012.
- BRUTSAERT, W. : The unit response of groundwater outflow from a hillslope. *Water Resources Research*, 30(10):2759–2763, 1994.
- BRUTSAERT, W. & LOPEZ, J. P. : Basin-scale geohydrologic drought flow features of riparian aquifers in the Southern Great Plains. *Water Resources Research*, 34(2):233–240, 1998.
- BRUTSAERT, W. & NIEBER, J. L. : Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. *Water Resources Research*, 13(3):637–643, 1977.
- CALVET, J.-C., FRITZ, N., FROISSARD, F., SUQUIA, D., PETITPA, A. & PIGUET, B. : In situ soil moisture observations for the CAL/VAL of SMOS : the SMOSMANIA network. *In Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS 2007. IEEE International*, pages 1196–1199, 2007.
- CAPPUS, P. : Etude des lois de l'écoulement - Application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche*, A:493–520, 1960.
- CARRILLO, G., TROCH, P. A., SIVAPALAN, M., WAGENER, T., HARMAN, C. & SAWICZ, K. : Catchment classification : hydrological analysis of catchment behavior through process-based modeling along a climate gradient. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(11):3411–3430, 2011.
- CHAHINIAN, N. : *Paramétrisation multi-critère et multi-échelle d'un modèle hydrologique spatialisé de crue en milieu agricole*. Thèse de doctorat, Université de Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2004.
- CHAPMAN, T. G. : A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes*, 13(5):701–714, 1999.
- CLARK, M. P., KAVETSKI, D. & FENICIA, F. : Pursuing the method of multiple working hypotheses for hydrological modeling. *Water Resources Research*, 47(9):W09301, doi :10.1029/2010WR009827, 2011.
- CLARK, M. P., RUPP, D. E., WOODS, R. A., Tromp-van MEERVELD, H. J., PETERS, N. E. & FREER, J. E. : Consistency between hydrological models and field observations : linking processes at the hillslope scale to hydrological responses at the watershed scale. *Hydrological Processes*, 23(2):311–319, 2009.
- CORDANO, E. & RIGON, R. : A mass-conservative method for the integration of the two-dimensional groundwater (Boussinesq) equation. *Water Resources Research*, 49(2):1058–1078, 2013.

- COSANDEY, C. : Formation des crues "cévenoles" dans des bassins élémentaires du Mont Lozère. *Revue des sciences de l'eau*, 7(4):377–393, 1994.
- COSANDEY, C. & DIDON-LESCOT, J.-F. : Etude des crues cévenoles : conditions d'apparition dans un petit bassin forestier sur le versant sud du Mont Lozère, France. *In IAHS Publications : Regionalization in hydrology*, volume 191, pages 103–115, 1989.
- COSTA, J. E. : A comparison of the largest rainfall-runoff floods in the United States with those of the People's Republic of China and the world. *Journal of Hydrology*, 96(1-4):101–115, 1987.
- COULOUMA, G., SAMYN, K., GRANDJEAN, G., FOLLAIN, S. & LAGACHERIE, P. : Combining seismic and electric methods for predicting bedrock depth along a Mediterranean soil toposequence. *Geoderma*, 170(0):39–47, janvier 2012.
- CREVOISIER, D., CHANZY, A. & VOLTZ, M. : Evaluation of the Ross fast solution of Richards' equation in unfavourable conditions for standard finite element methods. *Advances in Water Resources*, 32(6):936–947, 2009.
- CUNGE, J. A., HOLLY, F. M. & VERWEY, A. : *Practical aspects of computational river hydraulics*. Pitman Advanced Publishing Program, 1980.
- DARCY, H. : *Les fontaines publiques de la ville de Dijon : Exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau*. Dalmont, V., 1856.
- DAVISON, A. C. & HINKLEY, D. V. : *Bootstrap Methods and their Application*. Cambridge University Press, 1997.
- DE CONDAPPA, D. : *Étude de l'écoulement d'eau à travers la Zone Non-Saturée des aquifères de socle à l'échelle spatiale du bassin versant. Application à l'évaluation de la recharge au sein du bassin versant de Maheshwaram, Andhra Pradesh, Inde*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, 2005.
- DEHOTIN, J. : *Prise en compte de l'hétérogénéité des surfaces continentales dans la modélisation hydrologique spatialisée. Application sur le haut-bassin de la Saône*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 2007.
- DEHOTIN, J. & BRAUD, I. : Which spatial discretization for distributed hydrological models ? Proposition of a methodology and illustration for medium to large-scale catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12(3):769–796, 2008.
- DEHOTIN, J., VÁZQUEZ, R. F., BRAUD, I., DEBIONNE, S. & VIALLET, P. : Modeling of hydrological processes using unstructured and irregular grids : 2D groundwater application. *Journal of Hydrologic Engineering*, 16(2):108–125, 2011.
- DELRIEU, G., BOUDEVILLAIN, B., NICOL, J., CHAPON, B., KIRSTETTER, P.-E., ANDRIEU, H. & FAURE, D. : Bollène-2002 experiment : Radar quantitative precipitation estimation in the Cévennes-Vivarais region, France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(7):1422–1447, 2009.

- DELRIEU, G., DUCROCQ, V., GAUME, E., NICOL, J., PAYRASTRE, O., YATES, E., KIRSTETTER, P.-E., ANDRIEU, H., AYRAL, P.-A., BOUVIER, C., CREUTIN, J.-D., LIVET, M., ANQUETIN, S., LANG, M., NEPPEL, L., OBLED, C., Parent du CHÂTELET, J., SAULNIER, G.-M., WALPERSDORF, A. & WOBROCK, W. : The catastrophic flash-flood event of 8-9 September 2002 in the Gard region, France : A first case study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *Journal of Hydrometeorology*, 6:34–52, 2005.
- DESPRATS, J.-F., BARAN, N., CERDAN, O., DÖRFLIGER, N., FLEURY, P., LADOUCHE, B., SAPAIROLES, M., STOLLSTEINER, P. & THIÉRY, D. : Appui aux actions SCHAPI : BVNE Gardon d'Anduze et Somme, Bassin versant du Touch. Rapport annuel "Année 6" 2008. Rapport technique, Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), 2008.
- DESPRATS, J.-F., CERDAN, O., KING, C. & MARCHANDISE, A. : Cartographie de la perméabilité des sols pour l'aide à la prévision des crues ; cas d'étude sur le Gardon d'Anduze. *La Houille Blanche*, 3:32–38, 2010a.
- DESPRATS, J.-F., FLEURY, P., MARÉCHAL, J.-C., THIÉRY, D., PINSON, S., MARDHEL, V., STOLLSTEINER, P., CERDAN, O. & OLLIVIER, P. : Appui aux actions SCHAPI : Modélisation de bassins versants, indice de saturation des karsts et caractérisation du ruissellement. Rapport annuel 2010. Rapport technique, Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), 2010b.
- DEWANDEL, B., LACHASSAGNE, P., BAKALOWICZ, M., WENG, P. & AL-MALKI, A. : Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application to the Oman ophiolite hard-rock aquifer. *Journal of Hydrology*, 274(1-4):248–269, 2003.
- DEWANDEL, B., LACHASSAGNE, P., WYNS, R., MARÉCHAL, J.-C. & KRISHNAMURTHY, N. S. : A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology*, 330(1-2):260–284, 2006.
- DROBINSKI, P., DUCROCQ, V., ALPERT, P., ANAGNOSTOU, E., BÉRANGER, K., BORGA, M., BRAUD, I., CHANZY, A., DAVOLIO, S., DELRIEU, G., ESTOURNEL, C., FILALI BOUBRAHMI, N., FONT, J., GRUBISIC, V., GUALDI, S., IVANCAN-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., H. S. V., SOMOT, S., TAUPIER-LETAGE, I., TINTORE, J., UIJLENHOET, R. & WERNLI, H. : HyMeX, a 10-year multidisciplinary program on the Mediterranean water cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society*, submitted for publication, 2013.
- DUCROCQ, V., ROUSSOT, O., BÉRANGER, K., BRAUD, I., CHANZY, A., DELRIEU, G., DROBINSKI, P., ESTOURNEL, C., IVANCAN-PICEK, B., JOSEY, S., LAGOUVARDOS, K., LIONELLO, P., LLASAT, M., LUDWIG, W., LUTOFF, C., MARIOTTI, A., MONTANARI, A., RICHARD, E., ROMERO, R., RUIN, I. & S., S. : HyMeX Science Plan, 2010.
- DUNNE, T. & BLACK, R. D. : Partial area contributions to storm runoff in a small New-England watershed. *Water Resources Research*, 6(5):1296–1311, 1970.

- DUPUIT, J. : *Etudes théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux d'écouverts et à travers les terrains perméables : avec des considérations relatives au régime des grandes eaux, au débouché à leur donner, et à la marche des alluvions dans les rivières à fond mobile*. Dunod, 1863.
- DURAND, P., NEAL, M. & NEAL, C. : Variations in stable oxygen isotope and solute concentrations in small submediterranean montane streams. *Journal of Hydrology*, 144(1-4):283–290, 1993.
- ESTEVEES, M. : Le ruissellement : de l'observation à la modélisation. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, 2003.
- ESTUPINA BORRELL, V. : *Vers une modélisation hydrologique adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair - Application à de petits bassins versants du sud de la France*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Toulouse, 2004.
- FAN, Y. & BRAS, R. L. : Analytical solutions to hillslope subsurface storm flow and saturation overland flow. *Water Resources Research*, 34(4):921–927, 1998.
- FENICIA, F., KAVETSKI, D. & SAVENIJE, H. H. G. : Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling : 1. Motivation and theoretical development. *Water Resources Research*, 47(11):W11510, doi : 10.1029/2010WR010174, 2011.
- FENICIA, F., MCDONNELL, J. J. & SAVENIJE, H. H. G. : Learning from model improvement : On the contribution of complementary data to process understanding. *Water Resources Research*, 44(6):W06419, doi :10.1029/WR006386, 2008.
- FLEURY, P., LADOCHE, B., CONROUX, Y., JOURDE, H. & DÖRFLIGER, N. : Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management - The Lez spring. *Journal of Hydrology*, 365(3-4):235–243, 2009.
- FOUCHIER, C., LAVABRE, J., ROYET, P. & FÉLIX, H. : Inondations de septembre 2002 dans le Sud de la France : Analyse hydrologique et hydraulique au niveau des barrages écrêteurs du Vidourle. *Ingénieries*, 37:23–35, 2004.
- FREEZE, R. A. & HARLAN, R. L. : Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. *Journal of Hydrology*, 9(3):237–258, 1969.
- GALLART, F., LATRON, J., LLORENS, P. & RABADÀ, D. : Hydrological functioning of mediterranean mountain basins in Vallcebre, Catalonia : Some challenges for hydrological modelling. *Hydrological Processes*, 11(9):1263–1272, 1997.
- GALLART, F., LLORENS, P., LATRON, J. & REGÜÉS, D. : Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(3):527–537, 2002.
- GARAMBOIS, P.-A. : *Etude régionale des crues éclair de l'arc méditerranéen français. Elaboration de méthodologies de transfert à des bassins versants non jaugés*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Toulouse, 2012.

- GARAMBOIS, P.-A., ROUX, H., LARNIER, K., CASTAINGS, W. & DARTUS, D. : Characterization of process-oriented hydrologic model behavior with temporal sensitivity analysis for flash floods in Mediterranean catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(6):2305–2322, 2013.
- GARROTE, L. & BRAS, R. L. : A distributed model for real-time flood forecasting using digital elevation models. *Journal of Hydrology*, 167(1-4):279–306, 1995.
- GAUME, E. : *Elements d'analyse sur les crues éclair*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts - Institut National de la Recherche Scientifique, 2002.
- GAUME, E. : Un parcours dans l'étude des phénomènes extrêmes en hydrologie. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, 2007.
- GAUME, E. & BORGA, M. : Post-flood field investigations in upland catchments after major flash floods : proposal of a methodology and illustrations. *Journal of Flood Risk Management*, 1(4):175–189, 2008.
- GAUME, E. & BOUVIER, C. : Analyse hydro-pluviométrique des crues du Gard et du Vidourle des 8 et 9 septembre 2002. *La Houille Blanche*, 6:99–106, 2004.
- GAUME, E., LIVET, M. & DESBORDES, M. : Study of the hydrological processes during the Avene river extraordinary flood (south of France) : 6-7 October 1997. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28(6-7):263–267, 2003a.
- GAUME, E., PAYRASTE, O. & Rosa da SILVA, B. : Analyse hydrologique des crues des 8 et 9 septembre 2002 dans le Gard. Rapport technique Cereve, 2003b.
- GEORGAKAKOS, K. P. : Analytical results for operational flash flood guidance. *Journal of Hydrology*, 317(1-2):81–103, 2006.
- GONZALEZ-SOSA, E., BRAUD, I., DEHOTIN, J., LASSABATÈRE, L., ANGULO-JARAMILLO, R., LAGOUY, M., BRANGER, F., JACQUEMINET, C., KERMADI, S. & MICHEL, K. : Impact of land use on the hydraulic properties of the topsoil in a small French catchment. *Hydrological Processes*, 24(17):2382–2399, 2010.
- GOTTARDI, F. : *Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne - Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement : Application aux grands massifs montagneux français*. Thèse de doctorat, Institut Polytechnique de Grenoble, 2009.
- GREEN, W. H. & AMPT, G. A. : Studies of soil physics, part I - The flow of air and water through soils. *The Journal of Agricultural Science*, 4(1):1–24, 1911.
- GRÉSILLON, J.-M. : Contribution à l'étude de la formation des écoulements de crue sur les petits bassins versants : Approches numériques et expérimentales à différentes échelles. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, 1994.
- GRÉSILLON, J.-M., MARC, V., SCHOBERT, A. & TAHA, A. : Confrontation des méthodes de la géochimie, de l'hydrodynamique et de l'hydrologie statistique pour l'étude des crues. *In Proceedings of the Symposium on Hydrochemistry, Rabat, Morocco*, numéro 244, 1997.

- GRÉSILLON, J.-M., TAHA, A., LE MEILLOUR, F. & LAVABRE, J. : Analyse temporelle et spatiale des apports de crue sur un bassin méditerranéen : relation avec les processus hydrologiques. *In Proceedings of the Symposium on Effects of Scale on Interpretation and Management of Sediment and Water Quality, Boulder, USA*, numéro 226, pages 119–129, 1995.
- GUPTA, H. V., KLING, H., YILMAZ, K. K. & MARTINEZ, G. F. : Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria : Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1-2):80–91, 2009.
- GUPTA, H. V., SOROOSHIAN, S. & YAPO, P. O. : Status of Automatic Calibration for Hydrologic Models : Comparison with Multilevel Expert Calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 4(2):135–143, 1999.
- GUPTA, H. V., WAGENER, T. & LIU, Y. : Reconciling theory with observations : elements of a diagnostic approach to model evaluation. *Hydrological Processes*, 22(18):3802–3813, 2008.
- HALL, F. R. : Base-Flow Recessions : A Review. *Water Resources Research*, 4(5):973–983, 1968.
- HARMAN, C. J. & SIVAPALAN, M. : Effects of hydraulic conductivity variability on hillslope-scale shallow subsurface flow response and storage-discharge relations. *Water Resources Research*, 45(1):W01421, doi :10.1029/2008WR007228, 2009.
- HARMAN, C. J., SIVAPALAN, M. & KUMAR, P. : Power law catchment-scale recessions arising from heterogeneous linear small-scale dynamics. *Water Resources Research*, 45(9):W09404, doi :10.1029/2008WR007392, 2009.
- HARMAN, C. J., TROCH, P. A. & SIVAPALAN, M. : Functional model of water balance variability at the catchment scale : 2. Elasticity of fast and slow runoff components to precipitation change in the continental United States. *Water Resources Research*, 47(2):W02523, doi :10.1029/2010WR009656, 2011.
- HÉBRARD, O., VOLTZ, M., ANDRIEUX, P. & MOUSSA, R. : Spatio-temporal distribution of soil surface moisture in a heterogeneously farmed Mediterranean catchment. *Journal of Hydrology*, 329(1-2):110–121, 2006.
- HEWLETT, J. D. & HIBBERT, A. R. : Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. *In International Symposium on Forest Hydrology*, pages 275–290, 1967.
- HOPP, L. & MCDONNELL, J. J. : Connectivity at the hillslope scale : Identifying interactions between storm size, bedrock permeability, slope angle and soil depth. *Journal of Hydrology*, 376(3-4):378–391, 2009.
- HORTON, R. E. : The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions - American Geophysical Union*, 14(1):446–460, 1933.
- HRACHOWITZ, M., SAVENIJE, H. H. G., BLÖSCHL, G., MCDONNELL, J. J., SIVAPALAN, M., POMEROY, J. W., ARHEIMER, B., BLUME, T., CLARK, M. P., EHRET, U., FENICIA, F., FREER, J. E., GELFAN, A., GUPTA, H. V., HUGHES, D. A., HUT, R. W., MONTANARI, A., PANDE, S.,

- TETZLAFF, D., TROCH, P. A., UHLENBROOK, S., WAGENER, T., WINSEMIUS, H. C., WOODS, R. A., ZEHE, E. & CUDENNEC, C. : A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB) - a review. *Hydrological Sciences Journal*, 58(6):1–58, 2013.
- HUYCK, A. A. O., PAUWELS, V. R. N. & VERHOEST, N. E. C. : A base flow separation algorithm based on the linearized Boussinesq equation for complex hillslopes. *Water Resources Research*, 41(8):W08415, doi :10.1029/2004WR003789, 2005.
- IVANOV, V. Y., VIVONI, E. R., BRAS, R. L. & ENTEKHABI, D. : Catchment hydrologic response with a fully distributed triangulated irregular network model. *Water Resources Research*, 40(11):W11102, doi : 10.1029/2004WR003218, 2004.
- JANKOWFSKY, S. : *Understanding and modelling of hydrological processes in small peri-urban catchments using an object-oriented and modular distributed approach. Application to the Chaudanne and Mercier sub-catchments (Yzeron catchment, France)*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, 2011.
- JAVELLE, P., FOUCHIER, C., ARNAUD, P. & LAVABRE, J. : Flash flood warning at ungauged locations using radar rainfall and antecedent soil moisture estimations. *Journal of Hydrology*, 394((1-2)):267 – 274, 2010. Flash Floods : Observations and Analysis of Hydrometeorological Controls.
- KANG, B. & TRIPATHI, B. : *The AFNETA alley farming training manual - Volume 2 : Source book for alley farming research*, chapitre Technical paper 1 : soil classification and characterization. Food and Agriculture Organization of the United Nations (F.A.O.), 1992.
- KAVETSKI, D. & FENICIA, F. : Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling : 2. Application and experimental insights. *Water Resources Research*, 47:W11511, doi : 10.1029/2011WR01748, 2011.
- KIRCHNER, J. W. : Getting the right answers for the right reasons : Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resources Research*, 42(3):W03S04, doi :10.1029/2005/WR004362, 2006.
- KIRCHNER, J. W. : Catchments as simple dynamical systems : Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, 45(2):W02429, doi :10.1029/2008WR006912, 2009.
- KLEMES, V. : Dilettantism in hydrology : Transition or destiny? *Water Resources Research*, 22(9S):177S–188S, 1986.
- KOLLET, S. J. & MAXWELL, R. M. : Integrated surface-groundwater flow modeling : A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. *Advances in Water Resources*, 29(7):945–958, 2006.
- LACHASSAGNE, P., WYNS, R., BÉRARD, P., BRUEL, T., CHÉRY, L., COUTAND, T., DESPRATS, J.-F. & LE STRAT, P. : Exploitation of high-yields in hard-rock aquifers : Downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones. *Ground Water*, 39(4):568–581, 2001.

- LACHASSAGNE, P., WYNS, R. & DEWANDEL, B. : The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*, 23(3):145–161, 2011.
- LAGACHERIE, P., RABOTIN, M., COLIN, F., MOUSSA, R. & VOLTZ, M. : Geo-MHYDAS : A landscape discretization tool for distributed hydrological modeling of cultivated areas. *Computers & Geosciences*, 36(8):1021 – 1032, 2010.
- LATRON, J. & GALLART, F. : Runoff generation processes in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Journal of Hydrology*, 358(3-4):206–220, 2008.
- LATRON, J., SOLER, M., LLORENS, P. & GALLART, F. : Spatial and temporal variability of the hydrological response in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Hydrological Processes*, 22(6):775–787, 2008.
- LAVABRE, J. & GREGORIS, Y. : AIGA : un dispositif d’alerte des crues sur l’ensemble du réseau hydrographique. *Ingénieries - E A T*, 44:3–12, 2005.
- LE LAY, M. & SAULNIER, G.-M. : Exploring the signature of climate and landscape spatial variabilities in flash flood events : Case of the 8-9 September 2002 Cévennes-Vivarais catastrophic event. *Geophysical Research Letters*, 34(13):L13401, doi :10.1029/2007GL029746, 2007.
- LE MOINE, N. : *Le bassin versant de surface vu par le souterrain : une voie d’amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit ?* Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 2008.
- LEE, H., ZEHE, E. & SIVAPALAN, M. : Predictions of rainfall-runoff response and soil moisture dynamics in a microscale catchment using the CREW model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(2):819–849, 2007.
- LI, K. Y., DE JONG, R. & BOISVERT, J. B. : An exponential root-water-uptake model with water stress compensation. *Journal of Hydrology*, 252(1-4):189–204, 2001.
- LIN, H., BOUMA, J., PACHEPSKY, Y., WESTERN, A., THOMPSON, J., van GENUCHTEN, R., VOGEL, H.-J. & LILLY, A. : Hydropedology : Synergistic integration of pedology and hydrology. *Water Resources Research*, 42(5):W05301, doi :10.1029/2005WR004085, 2006.
- LIU, Z. & TODINI, E. : Towards a comprehensive physically-based rainfall-runoff model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(5):859–881, 2002.
- LOYE-PILOT, M.-D. & JUSSELAND, C. : Chemical and isotopic hydrograph separation for a Mediterranean torrent flood. A critical view. *Revue des Sciences de l’Eau*, 3(2):211–231, 1990.
- LUTOFF, C., RUIN, I., ANQUETIN, S., CREUTIN, J.-D. & BERTRAN-ROJO, M. : Forecasts, warnings and mobility facing Flash Floods : Is temporality a major problem ? *In Annual Meeting of the Association of American Geographers*, Washington DC, USA, 2010.



- MANUS, C. : Analyse de la variabilité de la réponse hydrologique à la variabilité des caractéristiques des sols en région Cévennes-Vivarais. Mémoire de Master, Institut National Polytechnique de Grenoble, 2007.
- MANUS, C. : Analysis and modeling of the space and time scales of the hydrological response of small to medium catchments in the Cévennes-Vivarais region during the September 2002 flash flood event. Impact of rainfall, river network, soil and initial soil moisture variability - Contribution to Hydrate project, WP6, 2008.
- MANUS, C., ANQUETIN, S., BRAUD, I., VANDERVAERE, J.-P., CREUTIN, J.-D., VIALLET, P. & GAUME, E. : A modeling approach to assess the hydrological response of small mediterranean catchments to the variability of soil characteristics in a context of extreme events. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(2):79–97, 2009.
- MARC, V., DIDON-LESCOT, J.-F. & COUREN, M. : Investigation of the hydrological processes using chemical and isotopic tracers in a small Mediterranean forested catchment during autumn recharge. *Journal of Hydrology*, 247(3-4):215–229, 2001.
- MARC, V., TRAVI, Y. & LAVABRE, J. : Etude du fonctionnement hydrologique de bassins versants méditerranéens par le traçage naturel chimique et isotopique. *In Proceedings of the Symposium on Tracer Technologies for Hydrological Systems (Boulder, USA)*, numéro 229, 1995.
- MARÉCHAL, D. : *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*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne, 2011.
- MARÉCHAL, D., AYRAL, P.-A., BAILLY, J.-S., PUECH, C. & SAUVAGNARGUES-LESAGE, S. : Sur l'origine morphologique des écoulements par l'analyse d'observations hydrologiques distribuées. Application à deux bassins versants cévenols (Gard, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1:47–62, 2013.
- MARÉCHAL, J.-C., LADOCHE, B. & DÖRFLIGER, N. : Karst flash flooding in a Mediterranean karst, the example of Fontaine de Nîmes. *Engineering Geology*, 99(3-4):138–146, 2008a.
- MARÉCHAL, J.-C., LADOCHE, B. & DÖRFLIGER, N. : Analyse hydrogéologique de la contribution de l'eau souterraine à la crue éclair des 6 et 8 septembre 2005 à Nîmes. *La Houille Blanche*, 2:88–93, 2009.
- MARÉCHAL, J.-C., LADOCHE, B., DÖRFLIGER, N. & LACHASSAGNE, P. : Interpretation of pumping tests in a mixed flow karst system. *Water Resources Research*, 44(5):W05401, doi :10.1029/2007WR006288, 2008b.
- MARCHANDISE, A. : *Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze : étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier II, 2007.

- MARCHANDISE, A. & VIEL, C. : Utilisation des indices d'humidité de la chaîne Safran-Isba-Modcou de Météo-France pour la vigilance et la prévision opérationnelle des crues. *La Houille Blanche*, 6:35–41, 2009.
- MARCHI, L., BORGA, M., PRECISO, E. & GAUME, E. : Characterisation of selected extreme flash floods in Europe and implications for flood risk management. *Journal of Hydrology*, 394 (1-2):118–133, 2010.
- MAROFI, S. : *Rôle des échanges nappes-fossés dans le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant en milieu méditerranéen cultivé*. Thèse de doctorat, École Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier, 1999.
- MARTIN, C. : Les recherches sur les hydrosystèmes du Mont-Lozère. *Études de Géographie Physique*, 29:5–13, 2002.
- MARTIN, C. & DIDON-LESCOT, J.-F. : Les crues de type cévenol sur le versant sud du Mont-Lozère. *Études de Géographie Physique*, 31:17–25, 2004.
- MARTIN, C. & DIDON-LESCOT, J.-F. : Saturation des sols et genèse des crues sur le bassin versant de la Latte (Mont-Lozère). *Études de Géographie Physique*, 36:59–68, 2009.
- MARTIN, C., DIDON-LESCOT, J.-F., JOLIVET, J., ALLIGNOL, F., CASTEX, J.-M., FIANDINO, M., RAY, D. & USSELMANN, P. : Observations complémentaires sur les fonctionnements hydrologiques et hydrosédimentaires de la Vallée Obscure (commune de Peyrolles). Rapport intermédiaire pour le SMAGE des Gardons. Rapport technique, UMR 6012 "ESPACE", 2005.
- MARTIN, F., MARTIN, C., LAVABRE, J. & FOLTON, N. : Fonctionnement hydrologique des bassins versants de roches métamorphiques : exemple du bassin versant des Maurets (massif des Maures, Var, France). *Études de Géographie Physique*, 31:39–70, 2004.
- MARTINEC, J. : Subsurface flow from snowmelt traced by tritium. *Water Resources Research*, 11(3):496–498, 1975.
- MASSON, V., CHAMPEAUX, J.-L., CHAUVIN, F., MERIGUET, C. & LACAZE, R. : A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*, 16(9):1261–1282, 2003.
- MATHEVET, T. : *Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts, 2005.
- MCDONALD, M. G. & HARBAUGH, A. W. : A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model. USGS Numbered Series Book 6, Chapter A1, United States Geological Survey (USGS), 1988.
- MCDONNELL, J. J. : A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Water Resources Research*, 26(11):2821–2832, 1990.
- MCDONNELL, J. J. & WOODS, R. : On the need for catchment classification. *Journal of Hydrology*, 299(1-2):2–3, 2004.

- MCGLYNN, B. L., McDONNELL, J. J. & BRAMMER, D. D. : A review of the evolving perceptual model of hillslope flowpaths at the Maimai catchments, New Zealand. *Journal of Hydrology*, 257(1-4):1–26, 2002.
- MEJÍA, A. I. & MOGLEN, G. E. : Spatial distribution of imperviousness and the space-time variability of rainfall, runoff generation, and routing. *Water Resources Research*, 46(7):W07509, doi :10.1029/2009WR008568, 2010.
- MENDOZA, G. F., STEENHUIS, T. S., WALTER, M. T. & PARLANGE, J.-Y. : Estimating basin-wide hydraulic parameters of a semi-arid mountainous watershed by recession-flow analysis. *Journal of Hydrology*, 279(1-4):57–69, 2003.
- MERZ, B. & BÁRDOSSY, A. : Effects of spatial variability on the rainfall runoff process in a small loess catchment. *Journal of Hydrology*, 212 ?213(0):304 – 317, 1998.
- MERZ, B. & PLATE, E. : An analysis of the effects of spatial variability of soil and soil moisture on runoff. *Water Resources Research*, 33(12):2909–2922, DEC 1997. Workshop on Scale Problems in Hydrology, KRUMBACH, AUSTRIA, JUN 17-20, 1996.
- MERZ, R. & BLÖSCHL, G. : Regionalisation of catchment model parameters. *Journal of Hydrology*, 287(1-4):95–123, 2004.
- MILES, J. C. : The representation of flows to partially penetrating rivers using groundwater flow models. *Journal of Hydrology*, 82(3-4):341–355, 1985.
- MOLINIÉ, G., CERESSETTI, D., ANQUETIN, S., CREUTIN, J.-C. & BOUDEVILLAIN, B. : Rainfall regime of a mountainous Mediterranean region : Statistical analysis at short time steps. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51:429–448, 2012.
- MONTEITH, J. L. : Evaporation and environment. In : The State and Movement of Water in Living Organisms. *In the XIXth Symposia of the Society for Experimental Biology (Swansea, UK)*, pages 205–234, 1965.
- MORIASI, D. N., ARNOLD, J. G., van LIEW, M. W., BINGER, R. L., HARMEL, R. D. & VEITH, T. : Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3):885–900, 2007.
- MOSLEY, M. P. : Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water Resources Research*, 15(4):795–806, 1979.
- MOULIN, L. : *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*. Thèse de doctorat, AgroParisTech, 2007.
- MOULIN, L., GAUME, E. & OBLED, C. : Uncertainties on mean areal precipitation : assessment and impact on streamflow simulations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(2):99–114, 2009.

- MOUSSA, R., CHAHINIAN, N. & BOCQUILLON, C. : Distributed hydrological modelling of a Mediterranean mountainous catchment - Model construction and multi-site validation. *Journal of Hydrology*, 337(1-2):35–51, 2007.
- MOUSSA, R., VOLTZ, M. & ANDRIEUX, P. : Effects of the spatial organization of agricultural management on the hydrological behaviour of a farmed catchment during flood events. *Hydrological Processes*, 16(2):393–412, 2002.
- NASH, J. E. & SUTCLIFFE, J. V. : River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3):282–290, 1970.
- NAULIN, J.-P. : *Modélisation hydrologique distribuée pour la prévision des coupures de routes par inondation. Application au département du Gard*. Thèse de doctorat, École Centrale de Nantes - Institut français des sciences et technologies des transports, de l'aménagement et des réseaux, 2012.
- NAULIN, J.-P., PAYRASTRE, O. & GAUME, E. : Spatially distributed flood forecasting in flash flood prone areas : Application to road network supervision in Southern France. *Journal of Hydrology*, 486:88–99, 2013.
- NEPPEL, L. : Analyse de l'épisode pluvieux du 08 et 09 septembre 2002. Rapport d'Hydrosciences Montpellier, 2003.
- NESTER, T., KIRNBAUER, R., GUTKNECHT, D. & BLÖSCHL, G. : Climate and catchment controls on the performance of regional flood simulations. *Journal of Hydrology*, 402(3-4):340–356, 2011.
- NICOTINA, L., ALESSI CELEGON, E., RINALDO, A. & MARANI, M. : On the impact of rainfall patterns on the hydrologic response. *Water Resources Research*, 44(12):n/a–n/a, 2008.
- NOILHAN, J. & PLANTON, S. : A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117(3):536–549, 1989.
- NORBIATO, D., BORGA, M., DEGLI ESPOSTI, S., GAUME, E. & ANQUETIN, S. : Flash flood warning based on rainfall thresholds and soil moisture conditions : An assessment for gauged and ungauged basins. *Journal of Hydrology*, 362(3-4):274–290, 2008.
- OBLÉD, C., WENDLING, J. & BEVEN, K. : The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns : an evaluation using observed data. *Journal of Hydrology*, 159(1?4):305 – 333, 1994.
- O'CALLAGHAN, J. F. & MARK, D. M. : The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing*, 28(3):323–344, 1984.
- O'LOUGHLIN, E. M. : Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*, 22(5):794–804, 1986.
- OUDIN, L., ANDRÉASSIAN, V., PERRIN, C., MICHEL, C. & LE MOINE, N. : Spatial proximity, physical similarity, regression and ungauged catchments : A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments. *Water Resources Research*, 44(3):W03413, doi :10.1029/2007WR006240, 2008.

- PANDAY, S. & HUYAKORN, P. S. : A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow. *Advances in Water Resources*, 27(4):361–382, 2004.
- PANICONI, C., TROCH, P. A., van LOON, E. E. & HILBERTS, A. G. J. : Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes : 2. Inter-comparison with a three-dimensional Richards equation model. *Water Resources Research*, 39(11):1317, doi :10.1029/2002WR001730, 2003.
- PARAJKA, J., MERZ, R. & BLÖSCHL, G. : Uncertainty and multiple objective calibration in regional water balance modelling : case study in 320 Austrian catchments. *Hydrological Processes*, 21(4):435–446, 2007.
- PARAJKA, J., VIGLIONE, A., ROGGER, M., SALINAS, J. L., SIVAPALAN, M. & BLÖSCHL, G. : Comparative assessment of predictions in ungauged basins - Part 1 : Runoff-hydrograph studies. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(5):1783–1795, 2013.
- PAUWELS, V. R. N. & TROCH, P. A. : Estimation of aquifer lower layer hydraulic conductivity values through base flow hydrograph rising limb analysis. *Water Resources Research*, 46(3):W03501, doi :10.1029/2009WR008255, 2010.
- PEARCE, A. J., STEWART, M. K. & SKLASH, M. G. : Storm runoff generation in humid headwater catchments : 1. Where does the water come from? *Water Resources Research*, 22(8):1263–1272, 1986.
- PENNA, D., BORGA, M., NORBIATO, D. & DALLA FONTANA, G. : Hillslope scale soil moisture variability in a steep alpine terrain. *Journal of Hydrology*, 364(3-4):311–327, 2009.
- PINDER, G. F. & JONES, J. F. : Determination of the ground-water component of peak discharge from the chemistry of total runoff. *Water Resources Research*, 5(2):438–445, 1969.
- POLUBARINOVA-KOCHINA, P. : *Theory of Ground Water Movement*. Princeton University Press, 1962.
- QUINTANA-SEGUÍ, P., LE MOIGNE, P., DURAND, Y., MARTIN, E., HABETS, F., BAILLON, M., CANELLAS, C., FRANCHISTEGUY, L. & MOREL, S. : Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1):92–107, 2008.
- RAWLS, W. J. & BRAKENSIEK, D. L. : Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. *In Watershed Management in the Eighties*, pages 293–299. Proceedings of a Symposium ASCE (Denver, USA), 1985.
- REGGIANI, P., HASSANIZADEH, S. M., SIVAPALAN, M. & GRAY, W. G. : A unifying framework for watershed thermodynamics : constitutive relationships. *Advances in Water Resources*, 23(1):15–39, 1999.
- REGGIANI, P., SIVAPALAN, M. & HASSANIZADEH, S. M. : A unifying framework for watershed thermodynamics : balance equations for mass, momentum, energy and entropy, and the second law of thermodynamics. *Advances in Water Resources*, 22(4):367–398, 1998.

- RIBOLZI, O., ANDRIEUX, P., VALLES, V., BOUZIGUES, R., BARIAC, T. & VOLTZ, M. : Contribution of groundwater and overland flows to storm flow generation in a cultivated Mediterranean catchment. Quantification by natural chemical tracing. *Journal of Hydrology*, 233(1-4):241–257, 2000.
- RICHARDS, L. A. : Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Journal of Applied Physics*, 1(5):318–333, 1931.
- ROBBEZ-MASSON, J. M., BARTHES, J. P., BORNAND, M., FALIPOU, P. & LEGROS, J. P. : Bases de données pédologiques et systèmes d'informations géographiques. L'exemple de la région Languedoc-Roussillon. *Forêt Méditerranéenne*, 21(1):88–98, 2000.
- RODRIGUEZ-HERNANDEZ, J.-Y. : *Modélisation pluie-débit par la méthode DPFT : développements de la méthode initiale et extension à des cas bi-entrées*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 1989.
- ROSS, P. J. : Modeling soil water and solute transport - Fast, simplified numerical solutions. *Agronomy Journal*, 95(6):1352–1361, 2003.
- ROUX, H., LABAT, D., GARAMBOIS, P.-A., MAUBOURGUET, M.-M., CHORDA, J. & DARTUS, D. : A physically-based parsimonious hydrological model for flash floods in Mediterranean catchments. *Natural Hazards and Earth System Science*, 11(9):2567–2582, 2011.
- RUIN, I., CREUTIN, J.-D., ANQUETIN, A. & LUTOFF, C. : Human exposure to flash floods - Relation between flood parameters and human vulnerability during a storm of September 2002 in Southern France. *Journal of Hydrology*, 361(1-2):199–213, 2008.
- RUPP, D. E. & SELKER, J. S. : Information, artifacts, and noise in  $dQ/dt - Q$  recession analysis. *Advances in Water Resources*, 29(2):154–160, 2006a.
- RUPP, D. E. & SELKER, J. S. : On the use of the Boussinesq equation for interpreting recession hydrographs from sloping aquifers. *Water Resources Research*, 42(12):W12421, doi :10.1029/2006WR005080, 2006b.
- SANGATI, M., BORGA, M., RABUFFETTI, D. & BECHINI, R. : Influence of rainfall and soil properties spatial aggregation on extreme flash flood response modelling : An evaluation based on the Sesia river basin, North Western Italy. *Advances in Water Resources*, 32(7):1090 – 1106, 2009. *Weather Radar and Hydrology*.
- SANZANA, P., JANKOWFSKY, S., BRANGER, F., BRAUD, I., VARGAS, X., HITSCHFELD, N. & GIRONÁS, J. : Computer-assisted mesh generation based on hydrological response units for distributed hydrological modeling. *Computers & Geosciences*, 57:32–43, 2013.
- SARRAZIN, B. : *MNT et observations multi-locales du réseau de drainage d'un petit bassin versant rural dans une perspective d'aide à la modélisation spatialisée*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, 2012.
- SAULNIER, G.-M. : *Information pédologique spatialisée et traitements topographiques améliorés dans la modélisation hydrologique par TOPMODEL*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 1996.

- SAULNIER, G.-M. & LE LAY, M. : Sensitivity of flash-flood simulations on the volume, the intensity, and the localization of rainfall in the Cévennes-Vivarais region (France). *Water Resources Research*, 45(10):W10425, doi :10.1029/2008WR006906, 2009.
- SAVENIJE, H. H. G. : HESS Opinions "Topography driven conceptual modelling (FLEX-Topo)". *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(12):2681–2692, 2010.
- SAWICZ, K., WAGENER, T., SIVAPALAN, M., TROCH, P. A. & CARRILLO, G. : Catchment classification : empirical analysis of hydrologic similarity based on catchment function in the eastern USA. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(9):2895–2911, 2011.
- SAYAMA, T., MCDONNELL, J. J., DHAKAL, A. & SULLIVAN, K. : How much water can a watershed store? *Hydrological Processes*, 25(25):3899–3908, 2011.
- SCHAEFLI, B. & GUPTA, H. V. : Do Nash values have value? *Hydrological Processes*, 21(15):2075–2080, 2007.
- SCHERRER, S. & NAEF, F. : A decision scheme to indicate dominant hydrological flow processes on temperate grassland. *Hydrological Processes*, 17(2):391–401, 2003.
- SCHMOCKER-FACKEL, P., NAEF, F. & SCHERRER, S. : Identifying runoff processes on the plot and catchment scale. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(2):891–906, 2007.
- SEIBERT, J. & MCDONNELL, J. J. : On the dialog between experimentalist and modeler in catchment hydrology : Use of soft data for multicriteria model calibration. *Water Resources Research*, 38(11):1241, doi :10.1029/2001WR000978, 2002.
- SEMPERE-TORRES, D. : *Calcul de la lame ruisselée dans la modélisation pluie-débit : limitations des approches globales et introduction simplifiée de la topographie et de la variabilité spatiale des pluies : applications aux bassins versants du Gardon d'Anduze et du Réal Collobrier*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 1990.
- SIMUNEK, J., JARVIS, N. J., van GENUCHTEN, M. T. & GÄRDENÄS, A. : Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone. *Journal of Hydrology*, 272(1-4):14–35, 2003.
- SIMUNEK, J., SEJNA, M. & van GENUCHTEN, M. T. : *Agronomy Abstracts*, chapitre The HYDRUS-1D and HYDRUS-2D codes for estimating unsaturated soil hydraulic and solutes transport parameters. American Society of Agronomy, 1999a.
- SIMUNEK, J., SEJNA, M. & van GENUCHTEN, M. T. : The HYDRUS-2D software package for simulating two-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 2.0. In *IGWMC - TPS - 53, International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, USA*, page 251, 1999b.
- SIMUNEK, J., van GENUCHTEN, M. T. & SEJNA, M. : The HYDRUS software package for simulating two- and three-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 2.0. Rapport technique, PC Progress, Prague, Czech Republic, 2011.

- SIVAPALAN, M. : Process complexity at hillslope scale, process simplicity at the watershed scale : is there a connection? *Hydrological Processes*, 17(5):1037–1041, 2003.
- SIVAPALAN, M. : The secret to "doing better hydrological science" : change the question! *Hydrological Processes*, 23(9):1391–1396, 2009.
- SIVAPALAN, M., TAKEUCHI, K., FRANKS, S. W., GUPTA, V. K., KARAMBIRI, H., LAKSHMI, V., LIANG, X., MCDONNELL, J. J., MENDIONDO, E. M., O'CONNELL, P. E., OKI, T., POMEROY, J. W., SCHERTZER, D., UHLENBROOK, S. & ZEHE, E. : IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003-2012 : Shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrological Sciences Journal*, 48(6):857–880, 2003.
- SIVAPALAN, M., YAEGER, M. A., HARMAN, C. J., XU, X. & TROCH, P. A. : Functional model of water balance variability at the catchment scale : 1. Evidence of hydrologic similarity and space-time symmetry. *Water Resources Research*, 47(2):W02522, doi :10.1029/2010WR009568, 2011.
- SKLASH, M. G. & FARVOLDEN, R. N. : The role of groundwater in storm runoff. *Journal of Hydrology*, 43(1-4):45–65, 1979.
- SKLASH, M. G., STEWART, M. K. & PEARCE, A. J. : Storm runoff generation in humid headwater catchments : 2. A case study of hillslope and low-order stream response. *Water Resources Research*, 22(8):1273–1282, 1986.
- SZILAGYI, J., PARLANGE, M. B. & ALBERTSON, J. D. : Recession flow analysis for aquifer parameter determination. *Water Resources Research*, 34(7):1851–1857, 1998.
- TALLAKSEN, L. M. : A review of baseflow recession analysis. *Journal of Hydrology*, 165(1-4):349–370, 1995.
- TARBOTON, D. G. : A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33(2):309–319, 1997.
- TETZLAFF, D., SOULSBY, C., WALDRON, S., MALCOLM, I., BACON, P., DUNN, S., LILLY, A. & YOUNGSON, A. : Conceptualization of runoff processes using a geographical information system and tracers in a nested mesoscale catchment. *Hydrological Processes*, 21(10):1289–1307, 2007.
- TRAMBLAY, Y., BOUVIER, C., AYRAL, P.-A. & MARCHANDISE, A. : Impact of rainfall spatial distribution on rainfall-runoff modelling efficiency and initial soil moisture conditions estimation. *Natural Hazards and Earth System Science*, 11(1):157–170, 2011.
- TRAMBLAY, Y., BOUVIER, C., MARTIN, C., DIDON-LESCOT, J.-F., TODOROVIC, D. & DOMERGUE, J.-M. : Assessment of initial soil moisture conditions for event-based rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 387(3-4):176–187, 2010.
- TRAVI, Y., LAVABRE, J., BLAVOUX, B. & MARTIN, C. : Chemical and isotopic labelling (Cl, 18O) of an autumnal flood for a small burnt Mediterranean basin. *Hydrological Sciences Journal*, 39(6):605–619, 1994.



- TREFRY, M. & MUFFELS, C. : FEFLOW : A finite-element ground water flow and transport modeling tool. *Groundwater*, 45(5):525–528, 2007.
- TROCH, P. A., de TROCH, F. P. & BRUTSAERT, W. : Effective water table depth to describe initial conditions prior to storm rainfall in humid regions. *Water Resources Research*, 29(2):427–434, 1993.
- TROCH, P. A., PANICONI, C. & van LOON, E. E. : Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes : 1. Formulation and characteristic response. *Water Resources Research*, 39(11):1316, doi :10.1029/2002WR001728, 2003.
- TROCH, P. A., van LOON, E. E. & HILBERTS, A. : Analytical solutions to a hillslope-storage kinematic wave equation for subsurface flow. *Advances in Water Resources*, 25(6):637–649, 2002.
- Tromp-van MEERVELD, H. J. & MCDONNELL, J. J. : Threshold relations in subsurface stormflow : 2. The fill and spill hypothesis. *Water Resources Research*, 42(2):W02411, doi :10.1029/2004WR003800, 2006.
- Tromp-van MEERVELD, H. J., PETERS, N. E. & MCDONNELL, J. J. : Effect of bedrock permeability on subsurface stormflow and the water balance of a trenched hillslope at the Panola Mountain Research Watershed, Georgia, USA. *Hydrological Processes*, 21(6):750–769, 2007.
- UHLENBROOK, S., ROSER, S. & TILCH, N. : Hydrological process representation at the meso-scale : the potential of a distributed, conceptual catchment model. *Journal of Hydrology*, 291(3-4):278 – 296, 2004.
- VANNIER, O. : Modélisation hydrologique distribuée des épisodes de septembre 2002 et septembre 2005 sur le bassin du Vidourle. Mémoire de Master, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 2009.
- VANNIER, O. & BRAUD, I. : Calcul d'une évapotranspiration de référence spatialisée pour la modélisation hydrologique à partir des données de la réanalyse SAFRAN de Météo-France. Rapport technique, Note de travail du plateau SOMME (Synergie Observation Modélisation en Modélisation de l'Environnement) d'Envirhônalp, 2010.
- VARADO, N. : *Contribution au développement d'une modélisation hydrologique distribuée. Application au bassin versant de la Donga, au Bénin.* Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 2004.
- VARADO, N., BRAUD, I., GALLE, S., LE LAY, M., SÉGUI, L., KAMAGATE, B. & DEPRAETERE, C. : Multi-criteria assessment of the Representative Elementary Watershed approach on the Donga catchment (Benin) using a downward approach of model complexity. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10(3):427–442, 2006a.
- VARADO, N., BRAUD, I. & ROSS, P. J. : Development and assessment of an efficient vadose zone module solving the 1D Richards' equation and including root extraction by plants. *Journal of Hydrology*, 323(1-4):258–275, 2006b.

- VARADO, N., BRAUD, I., ROSS, P. J. & HAVERKAMP, R. : Assessment of an efficient numerical solution of the 1D Richards' equation on bare soil. *Journal of Hydrology*, 323(1-4):244–257, 2006c.
- VERSINI, P.-A. : *Surveillance du risque hydrologique diffus le long des itinéraires routiers : Éléments pour la construction d'un outil d'annonce de coupure*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 2007.
- VERSINI, P.-A., GAUME, E. & ANDRIEU, H. : Application of a distributed hydrological model to the design of a road inundation warning system for flash flood prone areas. *Natural Hazards and Earth System Science*, 10(4):805–817, 2010a.
- VERSINI, P.-A., GAUME, E. & ANDRIEU, H. : Assessment of the susceptibility of roads to flooding based on geographical information - test in a flash flood prone area (the Gard region, France). *Natural Hazards and Earth System Science*, 10(4):793–803, 2010b.
- VIALLET, P., DEBIONNE, S., BRAUD, I., DEHOTIN, J., HAVERKAMP, R., SAÂDI, Z., ANQUETIN, S., BRANGER, F. & VARADO, N. : Towards multi-scale integrated hydrological models using the LIQUID framework. In *7th International Conference on Hydroinformatics. Nice, France*, pages 542–549, 2006.
- VIDAL, J.-P., MARTIN, E., FRANCHISTÉGUY, L., BAILLON, M. & SOUBEYROUX, J.-M. : A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*, 30(11):1627–1644, 2010.
- VIEUX, B. E., CUI, Z. & GAUR, A. : Evaluation of a physics-based distributed hydrologic model for flood forecasting. *Journal of Hydrology*, 298(1-4):155–177, 2004.
- VIGLIONE, A., CHIRICO, G. B., KOMMA, J., WOODS, R., BORGA, M. & BLÖSCHL, G. : Quantifying space-time dynamics of flood event types. *Journal of Hydrology*, 394(1-2):213–229, 2010a.
- VIGLIONE, A., CHIRICO, G. B., WOODS, R. & BLÖSCHL, G. : Generalised synthesis of space-time variability in flood response : An analytical framework. *Journal of Hydrology*, 394(1-2):198–212, 2010b.
- VINCENDON, B., DUCROCQ, V., SAULNIER, G.-M., BOUILLOU, L., CHANCIBAULT, K., HABETS, F. & NOILHAN, J. : Benefit of coupling the ISBA land surface model with a TOPMODEL hydrological model version dedicated to Mediterranean flash-floods. *Journal of Hydrology*, 394(1-2):256–266, 2010.
- VINET, F. : Diagnostic et enjeux de la gestion du risque inondation en France méditerranéenne. *La Houille Blanche*, 6:76–82, 2004.
- VIVONI, E. R., IVANOV, V. Y., BRAS, R. L. & ENTEKHABI, D. : On the effects of triangulated terrain resolution on distributed hydrologic model response. *Hydrological Processes*, 19(11):2101–2122, 2005.

- VOLTZ, M., ANDRIEUX, P., BOUZIGUES, R., MOUSSA, R., RIBOLZI, O., JOSEPH, C. & TRAMBOUZE, W. : Major hydrological processes in a farmed catchment of the Mediterranean area. *In Ecohydrological processes in small basins - Sixth Conference of the European Network of Experimental and Representative Basins (ERB) - Strasbourg (France)*. UNESCO International Hydrological Programme, 1997.
- WAGENER, T., BOYLE, D. P., LEES, M. J., WHEATER, H. S., GUPTA, H. V. & SOROOSHIAN, S. : A framework for development and application of hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 5(1):13–26, 2001.
- WAGENER, T., SIVAPALAN, M., TROCH, P. A. & WOODS, R. A. : Catchment classification and hydrologic similarity. *Geography Compass*, 1(4):901–931, 2007.
- WEILER, M. : An infiltration model based on flow variability in macropores : development, sensitivity analysis and applications. *Journal of Hydrology*, 310(1-4):294–315, 2005.
- WEILER, M. & MCDONNELL, J. J. : Virtual experiments : a new approach for improving process conceptualization in hillslope hydrology. *Journal of Hydrology*, 285(1-4):3–18, 2004.
- WEILER, M. & MCDONNELL, J. J. : Conceptualizing lateral preferential flow and flow networks and simulating the effects on gauged and ungauged hillslopes. *Water Resources Research*, 43(3):W03403, doi :10.1029/2006WR004867, 2007.
- WEILER, M. & NAEF, F. : Simulating surface and subsurface initiation of macropore flow. *Journal of Hydrology*, 273(1-4):139–154, 2003.
- WEILL, S., MOUCHE, E. & PATIN, J. : A generalized Richards equation for surface/subsurface flow modelling. *Journal of Hydrology*, 366(1-4):9–20, 2009.
- WESTERN, A. W., ZHOU, S.-L., GRAYSON, R. B., MCMAHON, T. A., BLÖSCHL, G. & WILSON, D. J. : Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes. *Journal of Hydrology*, 286(1-4):113–134, 2004.
- WHIPKEY, R. Z. : Subsurface stormflow from forested slopes. *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin*, 10(2):74–85, 1965.
- WIGMOSTA, M. S., VAIL, L. W. & LETTENMAIER, D. P. : A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, 30(6):1665–1679, 1994.
- WILLEMS, P. : A time series tool to support the multi-criteria performance evaluation of rainfall-runoff models. *Environmental Modelling & Software*, 24(3):311–321, 2009.
- WOODS, R. & SIVAPALAN, M. : A synthesis of space-time variability in storm response : Rainfall, runoff generation, and routing. *Water Resources Research*, 35(8):2469–2485, 1999.
- WYNS, R., BALTASSAT, J.-M., LACHASSAGNE, P., LEGCHENKO, A., VAIRON, J. & MATHIEU, F. : Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la société géologique de France*, 175(1):21–34, 2004.

- YADAV, M., WAGENER, T. & GUPTA, H. V. : Regionalization of constraints on expected watershed response behavior for improved predictions in ungauged basins. *Advances in Water Resources*, 30(8):1756–1774, 2007.
- ZECHARIAS, Y. B. & BRUTSAERT, W. : Recession characteristics of groundwater outflow and base flow from mountainous watersheds. *Water Resources Research*, 24(10):1651–1658, 1988.
- ZEHE, E., BECKER, R., BÁRDOSSY, A. & PLATE, E. : Uncertainty of simulated catchment runoff response in the presence of threshold processes : Role of initial soil moisture and precipitation. *Journal of Hydrology*, 315(1-4):183–202, 2005.
- ZEHE, E. & FLÜHLER, H. : Slope scale variation of flow patterns in soil profiles. *Journal of Hydrology*, 247(1-2):116–132, 2001.
- ZEHE, E., GRAEFF, T., MORGNER, M., BAUER, A. & BRONSTERT, A. : Plot and field scale soil moisture dynamics and subsurface wetness control on runoff generation in a headwater in the Ore Mountains. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(6):873–889, 2010.
- ZEHE, E., LEE, H. & SIVAPALAN, M. : Dynamical process upscaling for deriving catchment scale state variables and constitutive relations for meso-scale process models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10(6):981–996, 2006.
- ZEHE, E., MAURER, T., IHRINGER, J. & PLATE, E. : Modeling water flow and mass transport in a loess catchment. *Physics and Chemistry of the Earth Part B - Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 26(7-8):487–507, 2001.
- ZIN, I. : *Incertitudes et ambiguïté dans la modélisation hydrologique. Discussion, développements méthodologiques et application à l'hydrologie de crue en Ardèche*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 2002.