



HAL
open science

Un couplage de modèles hydrologique et hydraulique adapté à la modélisation et à la prévision des crues à cinétique rapide – Application au cas du bassin versant du Gardon (France).

Olivier Laganier

► To cite this version:

Olivier Laganier. Un couplage de modèles hydrologique et hydraulique adapté à la modélisation et à la prévision des crues à cinétique rapide – Application au cas du bassin versant du Gardon (France).. Autre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne, 2014. Français. NNT : 2014EMSE0749 . tel-01126972

HAL Id: tel-01126972

<https://theses.hal.science/tel-01126972>

Submitted on 6 Mar 2015

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.

NNT : 2014 EMSE 0749

THÈSE

présentée par

Olivier LAGANIER

pour obtenir le grade de

Docteur de l'École Nationale Supérieure des Mines de Saint-Étienne

Spécialité : Sciences et Génie de l'Environnement

UN COUPLAGE DE MODÈLES HYDROLOGIQUE ET HYDRAULIQUE ADAPTÉ À LA MODÉLISATION ET À LA PRÉVISION DES CRUES À CINÉTIQUE RAPIDE - APPLICATION AU CAS DU BASSIN VERSANT DU GARDON (FRANCE)

soutenue à Alès, le 29 août 2014

Membres du jury

Rapporteurs :	Christophe BOUVIER	Directeur de Recherche, HSM, Montpellier
	Isabelle BRAUD	Directrice de Recherche, IRSTEA, Villeurbanne
Examineur(s) :	Didier GRAILLOT	Directeur de Recherche, EMSE, Saint-Étienne
Invité(s) éventuel(s) :	Gilles ROCQUELAIN	Directeur général de B.R.L.i, Nîmes
	Yann LABORDA	Responsable de la cellule prévision de l'UHPCGD / DREAL-RA, Nîmes
Directeur(s) de thèse :	Sophie SAUVAGNARGUES	Maître-Assistant HDR, EMA, Alès
Encadrant(s) de thèse :	David SALZE	Maître-Assistant, EMA, Alès
	Pierre-Alain AYRAL	Maître-Assistant, EMA, Alès

Spécialités doctorales :
 SCIENCES ET GENIE DES MATERIAUX
 MECANIQUE ET INGENIERIE
 GENIE DES PROCEDES
 SCIENCES DE LA TERRE
 SCIENCES ET GENIE DE L'ENVIRONNEMENT
 MATHEMATIQUES APPLIQUEES
 INFORMATIQUE
 IMAGE, VISION, SIGNAL
 GENIE INDUSTRIEL
 MICROELECTRONIQUE

Responsables :
 K. Wolski Directeur de recherche
 S. Drapier, professeur
 F. Gruy, Maître de recherche
 B. Guy, Directeur de recherche
 D. Graillet, Directeur de recherche
 O. Roustant, Maître-assistant
 O. Boissier, Professeur
 J.C. Pinoli, Professeur
 A. Dolgui, Professeur

EMSE : Enseignants-chercheurs et chercheurs autorisés à diriger des thèses de doctorat (titulaires d'un doctorat d'État ou d'une HDR)

ABSI	Nabil	CR		CMP
AVRIL	Stéphane	PR2	Mécanique et ingénierie	CIS
BATTON-HUBERT	Mireille	PR2	Sciences et génie de l'environnement	FAYOL
BERGER DOUCE	Sandrine	PR2		FAYOL
BERNACHE-ASSOLLANT	Didier	PR0	Génie des Procédés	CIS
BIGOT	Jean Pierre	MR(DR2)	Génie des Procédés	SPIN
BILAL	Essaid	DR	Sciences de la Terre	SPIN
BOISSIER	Olivier	PR1	Informatique	FAYOL
BORBELY	Andras	MR(DR2)	Sciences et génie des matériaux	SMS
BOUCHER	Xavier	PR2	Génie Industriel	FAYOL
BRODHAG	Christian	DR	Sciences et génie de l'environnement	FAYOL
BURLAT	Patrick	PR2	Génie Industriel	FAYOL
COURNIL	Michel	PR0	Génie des Procédés	DIR
DARRIEULAT	Michel	IGM	Sciences et génie des matériaux	SMS
DAUZERE-PERES	Stéphane	PR1	Génie Industriel	CMP
DEBAYLE	Johan	CR	Image Vision Signal	CIS
DELAFOSSÉ	David	PR1	Sciences et génie des matériaux	SMS
DESRAYAUD	Christophe	PR2	Mécanique et ingénierie	SMS
DOLGUI	Alexandre	PR0	Génie Industriel	FAYOL
DRAPIER	Sylvain	PR1	Mécanique et ingénierie	SMS
FEILLET	Dominique	PR2	Génie Industriel	CMP
FRACZKIEWICZ	Anna	DR	Sciences et génie des matériaux	SMS
GARCIA	Daniel	MR(DR2)	Génie des Procédés	SPIN
GERINGER	Jean	MA(MDC)	Sciences et génie des matériaux	CIS
GOEURIOT	Dominique	DR	Sciences et génie des matériaux	SMS
GRAILLOT	Didier	DR	Sciences et génie de l'environnement	SPIN
GROSSEAU	Philippe	DR	Génie des Procédés	SPIN
GRUY	Frédéric	PR1	Génie des Procédés	SPIN
GUY	Bernard	DR	Sciences de la Terre	SPIN
HAN	Woo-Suck	CR	Mécanique et ingénierie	SMS
HERRI	Jean Michel	PR1	Génie des Procédés	SPIN
KERMOUCHE	Guillaume	PR2	Mécanique et Ingénierie	SMS
KLOCKER	Helmut	DR	Sciences et génie des matériaux	SMS
LAFOREST	Valérie	MR(DR2)	Sciences et génie de l'environnement	FAYOL
LERICHE	Rodolphe	CR	Mécanique et ingénierie	FAYOL
LI	Jean-Michel			CMP
MALLIARAS	Georges	PR1	Microélectronique	CMP
MOLIMARD	Jérôme	PR2	Mécanique et ingénierie	CIS
MONTHEILLET	Frank	DR		SMS
MOUTTE	Jacques	CR		SPIN
NIKOLOVSKI	Jean-Pierre			CMP
PIJOLAT	Christophe	PR0	Génie des Procédés	SPIN
PIJOLAT	Michèle	PR1	Génie des Procédés	SPIN
PINOLI	Jean Charles	PR0	Image Vision Signal	CIS
POURCHEZ	Jérémy	CR	Génie des Procédés	CIS
ROBISSON	Bruno			CMP
ROUSSY	Agnès	MA(MDC)		CMP
ROUSTANT	Olivier	MA(MDC)		FAYOL
ROUX	Christian	PR		CIS
STOLARZ	Jacques	CR	Sciences et génie des matériaux	SMS
TRIA	Assia		Microélectronique	CMP
VALDIVIESO	François	MA(MDC)	Sciences et génie des matériaux	SMS
VIRICELLE	Jean Paul	MR(DR2)	Génie des Procédés	SPIN
WOLSKI	Krzysztof	DR	Sciences et génie des matériaux	SMS
XIE	Xiaolan	PR1	Génie industriel	CIS
YUGMA	Gallian	CR		CMP

ENISE : Enseignants-chercheurs et chercheurs autorisés à diriger des thèses de doctorat (titulaires d'un doctorat d'État ou d'une HDR)

BERGHEAU	Jean-Michel	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
BERTRAND	Philippe	MCF	Génie des procédés	ENISE
DUBUJET	Philippe	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
FEULVARCH	Eric	MCF	Mécanique et Ingénierie	ENISE
FORTUNIER	Roland	PR	Sciences et Génie des matériaux	ENISE
GUSSAROV	Andrey	Enseignant contractuel	Génie des procédés	ENISE
HAMDI	Hédi	MCF	Mécanique et Ingénierie	ENISE
LYONNET	Patrick	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
RECH	Joël	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
SMUROV	Igor	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
TOSCANO	Rosario	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
ZAHOUANI	Hassan	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE

PR 0	Professeur classe exceptionnelle	Ing.	Ingénieur
PR 1	Professeur 1 ^{ère} classe	MCF	Maître de conférences
PR 2	Professeur 2 ^{ème} classe	MR (DR2)	Maître de recherche
PU	Professeur des Universités	CR	Chargé de recherche
MA (MDC)	Maître assistant	EC	Enseignant-chercheur
DR	Directeur de recherche	IGM	Ingénieur général des mines

SMS	Sciences des Matériaux et des Structures
SPIN	Sciences des Processus Industriels et Naturels
FAYOL	Institut Henri Fayol
CMP	Centre de Microélectronique de Provence
CIS	Centre Ingénierie et Santé

Remerciements

Cette étape qu'est la thèse est maintenant achevée. Les quelques années passées au sein du laboratoire LGEI de l'Ecole des Mines d'Alès, furent professionnellement et humainement très enrichissantes. Je tiens ici à remercier les différentes personnes qui ont contribué à l'avancement de ces travaux, et rendu cette période très agréable.

En premier lieu, je remercie « le trio de choc » alsésien qui m'a encadré. Merci à Sophie Sauvagnargues d'avoir accepté, puis assuré la direction de la thèse. Merci à Pierre-Alain Ayral et David Salze pour leur encadrement. Vos compétences à tous les trois, ont permis de faire avancer les travaux, jusqu'à la conclusion finale. Je vous remercie pour votre soutien, pour vos conseils avisés, et pour m'avoir fait partager vos compétences, que ce soit en hydrologie, en géologie, ou encore quant à la rédaction du manuscrit. Pierre-Alain et David, je garderai longtemps en mémoire les quelques sorties-terrains dans les Cévennes effectuées en début de thèse, qui ont été enrichissantes autant scientifiquement qu'en aventures (les voitures de l'école peuvent encore en témoigner !).

Je tiens également à remercier Denis Maréchal, ancien doctorant de l'équipe et dont j'ai été le stagiaire lors de mes stages de M1 et M2. Denis, tu as su trouver les mots justes pour me convaincre de débiter la thèse, et je t'en suis reconnaissant.

Merci à Miguel Lopez-Ferber, directeur du LGEI, et à Gilles Dusserre, responsable de l'équipe Risques Industriels et Naturels, d'avoir accepté que j'intègre les locaux du laboratoire.

Merci aux deux rapporteurs de ces travaux de thèse, Christophe Bouvier d'HSM et Isabelle Braud de l'IRSTEA, pour leurs remarques pertinentes, qui ont contribué à l'amélioration du manuscrit. Je remercie aussi les autres membres du jury, Didier Graillet de l'EMSE qui fut le président, ainsi que Yann Laborda (SPC-GD – DREAL-LR) et Gilles Rocquelain (BRL), pour avoir accepté d'évaluer ces travaux de thèse.

Je remercie Fabrice Cebron et Marie-Christine Germain, de BRL, pour leurs conseils et pistes donnés pour orienter les travaux.

Merci à Guy Delrieu, du LTHE, pour avoir fourni les profils transversaux du Gardon, nécessaires à la construction du modèle hydraulique. Il a déjà été évoqué, mais je remercie encore une fois Yann Laborda, pour les données hydrologiques et pluviométriques transmises, mais également pour ses conseils très utiles et pertinents, et sa disponibilité.

Merci à Fabrice Zaoui et Nicole Goutal, d'EDF, pour leur aide quant à la modification du code MASCARET, nécessaire à mon cas d'étude. Leurs conseils ont été très précieux. Je remercie également Christophe Bouvier pour son appui technique quant à l'utilisation d'ATHYS.

Pour en revenir aux sorties-terrains, je remercie également Jean-Marc Domergue et Jean-François Didon-Lescot, du CNRS, de m'avoir fait partager leur expertise et leurs connaissances.

Merci aux élèves de l'école que j'ai eu en missions R&D ; merci à Christine, Eliot et Margaux en 2012 ; merci à Joëlanne et Zoé en 2013. Tous les cinq, vous avez contribué à l'avancement des travaux, et vos missions ont été très utiles pour défricher les pistes à explorer. Merci !

Je remercie l'ensemble du personnel et les doctorants de l'équipe, ainsi que les stagiaires cotoyés durant ces quelques années. Merci à Serge, Mélanie, Pierre L., Ben, Boris, Dimitri, Ingrid, Flo, Sihem, Aurore, Fred, Pierre Sl., Pierre Sa., Florent, Domi, Roro, Samuel, Laurent, Bro, Roz, Samy, Jérôme, Aurélia, Olivier L.B., Coco, Andrée et Cathy. J'espère n'oublier personne ! Vous avez rendu très agréable cette période. Et les quelques soirées entre doctorants et autres activités furent très sympathiques !

Merci aux foteux du vendredi midi ! Difficile pour moi de faire une liste complète, tant les équipes ont évolué au cours des années au gré des départs et arrivées ! Je remercie les « vieux de la vieille » : Diego, Ben, David, Marcos, Luong, Aziz, Tien, Thang, Loïc, Alex... Tacler et taper dans le ballon s'est avéré nécessaire, en particulier durant la rédaction !

Enfin, merci à la famille ! Merci à ma mère et à mon frère d'avoir cru en moi, et de m'avoir aidé à croire en moi... Merci de m'avoir soutenu dans les moments de doute. Merci à mes oncles et tantes, et à mes cousins, qui m'ont tant fait apprécier la vie en Ardèche ! Ce coin est décidément très sympathique, et si mes expériences futures m'amènent à m'en éloigner, je n'envisage pas une seconde de ne pas y revenir régulièrement ! Merci aussi aux copains bannards, et aux habitants de Banne en général.

Sommaire

Introduction générale	13
Chapitre 1 : Contexte et objectifs des travaux	17
1.1. Introduction	18
1.2. Les crues à cinétique rapide.....	18
1.2.1. Définitions et évènements historiques majeurs	18
1.2.2. Evènements pluviométriques générateurs	20
1.2.3. Processus et facteurs à l'origine de la réaction hydrologique rapide.....	24
1.2.4. Propagation des crues à cinétique rapide.....	28
1.3. Vigilance et prévision des crues à cinétique rapide	30
1.3.1. Les Services de Prévision des Crues et les nouveaux acteurs de la prévision	30
1.3.2. Le Service de Prévision des Crues Grand-Delta (SPC-GD)	32
1.3.3. Les vigilances météorologique et hydrologique.....	33
1.3.4. La prévision hydrologique	35
1.4. Les bassins non-jaugés et la prévision des zones inondées : deux enjeux importants de la prévision des crues à cinétique rapide	37
1.4.1. La problématique de la prévision et de la modélisation aux bassins non-jaugés.....	38
1.4.2. De la prévision des crues à la prévision des inondations	39
1.5. Objectifs des travaux de thèse	39
1.6. Conclusion.....	40
Chapitre 2 : Le couplage de modèles - Définitions, choix, et première application à quelques évènements non-débordants du Gardon.....	43
2.1. Introduction	44
2.2. Définitions : modèles hydrologique et hydraulique, et couplage de modèles	44
2.2.1. Les modèles hydrologiques.....	44
2.2.2. Les modèles hydrauliques.....	49
2.2.3. Le couplage de modèles hydrologique et hydraulique.....	54
2.3. Choix du type de couplage et des modèles	57
2.3.1. Choix de l'approche de couplage	57
2.3.2. Choix des modèles hydrologique et hydraulique.....	58
2.3.3. Description des modèles retenus	59
2.4. La stratégie de couplage appliquée au bassin versant du Gardon.....	63
2.4.1. Présentation du bassin versant du Gardon.....	63
2.4.2. Le couplage appliqué au bassin versant du Gardon	65
2.5. Première application : modélisations de sept évènements récents d'importance moyenne.....	67
2.5.1. Données hydrologiques et évènements étudiés.....	67
2.5.2. Options retenues pour les modélisations	69

2.5.3.	Résultats des modélisations.....	71
2.6.	Résumé et conclusions.....	77
Chapitre 3 : Application du couplage de modèles à l'évènement de septembre 2002 – Ajout de casiers au modèle hydraulique		79
3.1.	Introduction	80
3.2.	L'évènement extrême de septembre 2002.....	81
3.2.1.	Chronologie de l'évènement et valeurs pluviométriques atteintes	81
3.2.2.	Réaction hydrologique des cours d'eau du Gard.....	82
3.3.	Ajout des casiers au couplage de modèles	86
3.3.1.	Principes du modèle à casiers.....	87
3.3.2.	Mise en place et caractéristiques des casiers et des liaisons	88
3.3.3.	Renseignement des cotes utiles aux casiers et aux liaisons	92
3.3.4.	Apports en eau aux casiers	95
3.4.	Résultats des modélisations.....	97
3.4.1.	Modélisations des apports en amont et latéraux	97
3.4.2.	Modélisations du tronçon Alès/Anduze – Russan du Gardon	101
3.5.	Résumé et conclusions.....	107
Chapitre 4 : Démarche de régionalisation et d'initialisation des paramètres du modèle hydrologique.....		109
4.1.	Introduction	110
4.2.	La régionalisation en hydrologie	110
4.2.1.	Estimations des débits de référence aux bassins non-jaugés	111
4.2.2.	Régionalisation d'un modèle hydrologique.....	111
4.3.	Initialisation du modèle SCS-LR.....	113
4.4.	Méthodologie.....	114
4.4.1.	Approche retenue	114
4.4.2.	Tests des paramètres issus des régressions	119
4.4.3.	Choix concernant les modèles.....	120
4.5.	Résultats.....	121
4.5.1.	Calage des paramètres S.....	121
4.5.2.	Régression établies.....	122
4.5.3.	Modélisations à l'aide des paramètres issus des régressions	126
4.6.	Discussion.....	132
4.7.	Résumé et conclusion.....	133
Chapitre 5 : Evaluation du couplage pour la prévision des crues et des inondations		135
5.1.	Introduction	136

5.2. Eléments sur la prévision à l'échelle du bassin versant du Gardon.....	136
5.3. Méthodologie.....	138
5.4. Résultats.....	142
5.4.1. Prévisions pour les événements de septembre 2005 et septembre 2010	142
5.4.2. Prévisions pour l'évènement de septembre 2002.....	144
5.5. Discussion.....	151
5.6. Conclusion.....	152
Conclusion générale.....	153
Bibliographie.....	159
Annexes	175
Liste des figures	243
Liste des tableaux.....	251
Résumé	255

Introduction générale

Le pourtour méditerranéen français est régulièrement touché par des précipitations délivrant de forts cumuls, à intensités souvent élevées. Les plus importantes sont à l'origine de réactions brutales et vives des cours d'eau : on parle de crues à cinétique rapide. Elles sont dites « éclair » sur les petits bassins (de superficies jusqu'à environ 500 km²), et « rapides » à des échelles plus importantes (Scarwell et Laganier, 2004 ; MEEDM, 2010). Ces crues se caractérisent par des débits de pointe atteints très élevés par rapport à la superficie du bassin, ou encore par des temps de transfert amont / aval courts, généralement de l'ordre de quelques heures pour des bassins de quelques centaines de km². Elles peuvent être à l'origine d'inondations importantes. En France, des exemples récents de cette typologie d'aléa sont encore dans toutes les mémoires. On peut citer les événements majeurs de l'Aude en 1999 (Gaume *et al.*, 2004), du Gard en 2002 (Gaume *et al.*, 2003 ; Delrieu *et al.*, 2005) et du Var en 2010 (Martin, 2010), dont les bilans furent, à chaque fois, dramatiques. Respectivement, ces catastrophes ont fait 36, 24 et 25 victimes, et des dégâts chiffrés à des montants compris entre 500 millions et plus d'un milliard d'euros. A titre d'exemple, on peut citer quelques valeurs pluviométriques et hydrométriques relevées ou estimées lors de l'épisode de septembre 2002, qui illustrent la violence et la brutalité du phénomène : dans la partie intermédiaire du bassin, juste en amont de la confluence des Gardons cévenols d'Anduze et d'Alès, les cumuls pluviométriques ont été compris entre 600 et 700 mm en 24 heures ; le débit du Gardon a été estimé à environ 7 000 m³/s au voisinage de la commune de Ners ; les débits spécifiques en certains affluents du Gardon ont dépassé les 20 m³/s/km², pour atteindre les 30 m³/s/km² sur de petits bassins versants proches d'Anduze (Gaume *et al.*, 2003 ; SIEE-SOGREAH, 2004 ; Delrieu *et al.*, 2005).

En France depuis 2003, la vigilance et la prévision des crues sont du ressort des Services de Prévisions des Crues (SPC), dépendant du Ministère de l'Écologie, du Développement Durable et de l'Énergie. Elles concernent des cours d'eau dits réglementaires, pour lesquels l'Etat a une obligation de suivi hydrologique. Pour assurer leur vigilance et leur prévision, les SPC utilisent et développent de nombreux outils. Parmi ceux-ci, des modèles hydrologiques, des modèles de propagation de débits, ou encore des modèles hydrauliques, sont fréquemment employés. Par exemple, le Service de Prévision des Crues Grand-Delta (SPC-GD), qui a en charge un certain nombre de cours d'eau à crues à cinétique rapide (Ardèche, Cèze, Gardon, Vidourle...), utilise et développe en continu le modèle hydrologique distribué ALHTAÏR (Bressand, 2002 ; Ayral, 2005 ; Thierion, 2010), et le modèle de propagation PREVI-X (X désignant le nom de la station de prévision ; SPC-GD, 2011).

Un effort important a été mené ces dernières années par la communauté scientifique pour développer des modèles adaptés aux crues à cinétique rapide. Les travaux concernent très souvent des bassins de superficies restreintes, jusqu'à quelques centaines de km², qui sont le siège de crues dites *éclair*. Comme le notent Hapuarachchi *et al.* (2011), à ces échelles de nombreuses solutions existent maintenant, bien qu'il n'y ait pas encore de consensus clair quant à un modèle préférable à un autre. Pour des bassins de taille supérieure, tels ceux des grands cours d'eau à cinétique rapide alimentant le Rhône aval (de superficies de l'ordre ou supérieures à 1 000 km² : Ardèche, Cèze, Gardon...), les stratégies de modélisation sont moins étudiées dans la littérature scientifique. Assez récemment, on peut citer les travaux de Bonnifait *et al.* (2009), qui ont appliqué un couplage de modèles hydrologique et hydraulique au Gardon, et évalué les performances de cet outil pour la modélisation de la crue majeure de septembre 2002.

A l'échelle de ces grands bassins à crues à cinétique rapide, les débordements lors d'épisodes importants se concentrent dans les parties intermédiaire et aval du cours d'eau principal. Ainsi, dans le cas du bassin du Gardon en septembre 2002, l'inondation a été très limitée au niveau des cours d'eau en amont, dont les lits sont relativement étroits et encaissés ; en revanche, en aval des communes d'Alès et Anduze, l'inondation s'est largement étendue, occupant la quasi-totalité du lit majeur, par endroit sur plusieurs kilomètres (en amont des gorges notamment). Ces zones à fort risque d'inondation concentrent bien souvent de nombreux enjeux (villages, voies de communication, réseaux d'énergie...). Pour envisager une amélioration de la gestion de crise, il paraît pertinent de disposer d'outils qui permettent d'anticiper ces zones inondées. A cette fin, un modèle hydraulique est

nécessaire (Claudet et Bouvier, 2004). Ce modèle doit être alimenté par des estimations des contributions des affluents latéraux et des apports en amont. Celles-ci peuvent être obtenues par un modèle hydrologique. La combinaison de ces deux outils constitue un couplage de modèles hydrologique et hydraulique (voir quelques exemples aux références suivantes : Lian *et al.*, 2007 ; Bonnifait *et al.*, 2009 ; Lerat, 2009 ; Mejia et Reed, 2011 ; Lerat *et al.*, 2012).

L'objectif principal de ces travaux de thèse porte sur l'évaluation des performances d'un couplage de modèles hydrologique et hydraulique, pour la modélisation et la prévision des crues à cinétique rapide à l'échelle des grands cours d'eau méditerranéens. Le couplage proposé combine les modèles hydrologique SCS-LR de la plateforme ATHYS, dont la littérature détaille de nombreuses applications pour des bassins soumis à des crues éclair (Bouvier *et al.*, 2004 ; Bouvier *et al.*, 2006 ; Marchandise, 2007 ; Marchandise et Viel, 2009 ; Tramblay *et al.*, 2011 ; Coustau, 2011 ; Coustau *et al.*, 2012), et le code hydraulique MASCARET, basé sur les équations de Saint-Venant à une dimension (EDF-CETMEF, 2011 ; Besnard et Goutal, 2011). Il est ici appliqué au bassin versant du Gardon (2 040 km²).

Les travaux visent à apporter des éléments de réponses aux questions suivantes :

- 1) Quelle est la capacité du couplage de modèles retenu à modéliser les hydrogrammes de quelques crues passées, d'importance modérée, aux stations de la partie intermédiaire-aval du bassin ?
- 2) Quelle est la capacité du couplage pour la modélisation d'un évènement extrême ? Les performances du couplage sont évaluées d'après les nombreuses données disponibles pour l'épisode de septembre 2002 : estimations de débits atteints, issus du retour d'expérience (REX) mené suite à l'épisode (Gaume *et al.*, 2003 ; Delrieu *et al.*, 2005), ou issus de travaux de modélisations (voir par exemple : SIEE-SOGREAH, 2004) ; cotes des Plus Hautes Eaux (PHE) ; extension de l'inondation.
- 3) Comment peut-on adapter le couplage à une optique de prévision opérationnelle, et quelle modélisation hydrologique proposer pour les apports latéraux non-jaugés alimentant le modèle hydraulique ? Une approche combinant initialisation et régionalisation des paramètres du modèle hydrologique sera détaillée et évaluée.
- 4) Le couplage est-il adapté au contexte de la prévision opérationnelle ? En prévision, des pluies prévues sont employées. Nous testerons trois scénarios simples de pluies futures, et évaluerons l'impact de ceux-ci sur la qualité des modélisations.

Le manuscrit s'organise comme suit. Un premier chapitre est consacré à une définition du contexte associé aux travaux, concernant notamment les crues à cinétique rapide et l'organisation de leur prévision en France, et précise les quatre questions précédemment énoncées. Le deuxième chapitre définit le couplage et les modèles employés, et l'application au bassin versant du Gardon. Des premiers résultats sont analysés, pour des épisodes d'importance intermédiaire (question n°1). Le troisième chapitre propose une évaluation du couplage pour la modélisation de l'évènement extrême de septembre 2002 (question n°2). A cette fin, et pour mieux représenter les écoulements transverses et multi-directionnels dans le lit majeur, des casiers hydrauliques sont ajoutés au modèle MASCARET. Le chapitre 4 décrit la stratégie retenue d'initialisation-régionalisation des paramètres du modèle hydrologique (question n°3). Enfin, le dernier chapitre, le chapitre 5, détaille les essais de prévision des crues, menés avec le couplage (question n°4).

Chapitre 1 : Contexte et objectifs des travaux

1.1. Introduction

Ces travaux de thèse s'intéressent à l'emploi d'un couplage de modèles hydrologique et hydraulique pour la modélisation et la prévision des crues et des inondations des bassins versants méditerranéens, de superficies de l'ordre ou supérieure à 1 000 km². Dans ce premier chapitre, nous détaillons le contexte général des travaux, ainsi que les principaux objectifs associés.

Dans un premier temps, la notion de crues à cinétique rapide est définie, ainsi que les événements pluviométriques à l'origine de celles-ci, et les différents mécanismes conditionnant la genèse et la propagation des crues. Puis, la vigilance et la prévision de ces types de crues en France, assurées à l'échelle de cours d'eau dits réglementaires par les Services de Prévision des Crues (SPC), sont détaillées. A la section 1.4, nous décrivons deux aspects de la prévision qui pourraient être développés dans les années à venir : la prévision et la modélisation aux bassins non-jaugés, et la prévision des inondations. Enfin, on détaille les principaux objectifs de ces travaux de thèse, qui s'intéressent directement à ces deux améliorations potentielles évoquées.

1.2. Les crues à cinétique rapide

La littérature scientifique distingue les crues lentes des crues à cinétique rapide. Les premières concernent les grands bassins fluviaux : le phénomène dure de quelques jours à plusieurs semaines, est très progressif et largement prévisible (MEEDM, 2010). A l'opposé, la terminologie de *crues à cinétique rapide* désigne des phénomènes brutaux, de courte durée, et à débits de pointe très importants au regard de la superficie des bassins touchés. Ces travaux de thèse concernent spécifiquement ce dernier type de crue.

1.2.1. Définitions et événements historiques majeurs

Le terme de *crues à cinétique rapide* regroupe trois catégories distinctes de phénomènes (Scarwell et Laganier, 2004 ; MEEDM, 2010) :

- Les crues instantanées. Ce sont des phénomènes brefs, dus à des orages isolés, précipitant quelques dizaines de mm à plus de 100 mm en une ou deux heures. Ils concernent des bassins de petites superficies, jusqu'à quelques km².
- Les crues subites, dites aussi *éclair* (de l'anglais *flash flood*). Elles sont dues à des pluies orageuses plus structurées dans l'espace et le temps, délivrant jusqu'à plusieurs centaines de mm en quelques heures. Les bassins touchés ont des superficies allant jusqu'à environ 500 km².
- Les crues rapides. Elles se produisent sur des surfaces de 500 à 5 000 km², pendant 6 à 36 heures, avec un temps de concentration de moins de 12 heures pour des bassins de 1 000 km². Les cumuls atteints peuvent être de l'ordre de plusieurs centaines de mm, pour des intensités parfois supérieures à 100 mm/h. Elles sont générées par des situations météorologiques instables de grande échelle.

Les crues à cinétique rapide se caractérisent par des débits de pointe pouvant être très élevés par rapport à la taille du bassin touché (parfois supérieurs à 20 m³/s/km² ; voir par exemple Gaume *et al.*, 2003), par des temps de transfert très courts de l'amont à l'aval (de l'ordre de quelques heures), et par des montées des eaux particulièrement brutales (quelques mètres par heure). Ce sont des

phénomènes destructeurs, et parfois à l'origine de nombreuses victimes. Elles peuvent générer des inondations de deux sortes (Scarwell et Laganier, 2004) :

- Les inondations rapides par débordement. Les eaux s'étendent rapidement dans le lit majeur, après avoir dépassées d'éventuelles digues. La puissance des flots peut d'ailleurs également rompre celles-ci. Cela fut observé lors de l'évènement du Gard en septembre 2002 ou de l'Aude en novembre 1999.
- Les inondations urbaines, très véloces, qui empruntent les rues et réoccupent les anciens lits urbanisés. L'évènement de Nîmes en 1988 en est un exemple typique.

Selon Barredo (2007), 2 764 victimes ont été dénombrées en Europe, pour l'ensemble des crues à cinétique rapide de la période 1950 – 2006. A l'échelle mondiale, Jonkman (2005) estime un nombre moyen de 1 550 morts par an, d'après des données sur la période 1975 – 2002. L'auteur montre que la mortalité liée aux crues à cinétique rapide (définie par le ratio *nombre de victimes / nombre de personnes touchées*) est plus élevée que celles des autres types de crues.

En France métropolitaine, les crues à cinétique rapide sont fréquentes dans les régions du pourtour méditerranéen. Plus particulièrement ces dernières années, des phénomènes d'ampleur exceptionnelle, aux conséquences dramatiques, sont survenus. Les plus récents sont synthétisés dans le tableau 1.

Localisation de l'évènement	Dates	Nombre de victimes	Estimations du coût des dégâts (milliards d'euros)	Quelques caractéristiques pluviométriques	
				Cumul maximum relevé (station entre parenthèses)	Superficies (km ²) des isohyètes 200 mm
Nîmes (Gard)	3/10/1988	10	0.6	420 mm / 8h (Mas de Ponge, Gard)	350
Vaison-la-Romaine (Vaucluse)	22/09/1992	47	0.5	315 mm / 4h (Entrechaux, Vaucluse)	200
Aude	12-13/11/1999	36	0.5	622 mm / 24h (Lézignan-Corbières, Aude)	7000
Gard	8-9/09/2002	24	1.2	687mm / 24h (Anduze, Gard)	5000
Var	14-15/06/2010	25	1	460 mm /12h (Lorgues, Var)	1600

Tableau 1 : Crues à cinétique rapide les plus importantes et les plus récentes, en France métropolitaine. Données pluviométriques d'après Météo-France (2013). En complément, voir notamment : Ponton *et al.* (1989) pour la catastrophe de Nîmes, Blanchet et Deblaere (1993) pour l'évènement de Vaison-la-Romaine, Gaume *et al.* (2004) pour l'évènement de l'Aude, Gaume *et al.* (2003), Huet *et al.* (2003), et Delrieu *et al.* (2005) pour l'évènement du Gard, et Martin *et al.* (2010) pour l'évènement du Var.

Le bilan humain est très souvent important : entre 10 et 50 victimes pour ces quelques exemples. Les montants des dégâts sont compris entre 500 millions et plus d'un milliard d'euros. Les différences importantes des superficies touchées par des cumuls supérieurs à 200 mm sont à noter. L'Aude en 1999 et le Gard en 2002 ont été frappés par des évènements particulièrement étendus. Les inondations ont été importantes dans les parties intermédiaires et aval des cours d'eau principaux (Aude en 1999 ; Gardon, Vidourle et Cèze en 2002). De fortes crues éclair ont été observées sur les affluents amont et latéraux. Pour les deux évènements, des débits spécifiques exceptionnels, supérieurs à 20 m³/s/km² en certains sous-bassins, ont ainsi été estimés (Gaume *et al.*, 2003 ; Gaume *et al.*, 2004 ; Delrieu *et al.*, 2005). Les catastrophes de Nîmes et de Vaison-la-Romaine sont dues à des pluies plus localisées et courtes, mais particulièrement intenses.

Ces catastrophes, récentes, ne sont que quelques exemples parmi beaucoup d'autres. Toujours dans le sud-est de la France, citons notamment les crues de l'Ardèche du 19^{ème} siècle (1827 ; 1846 ; 1857 ; 1859 ; 1872 ; 1878 ; 1890 et 1891), qui ont fait environ 130 morts au total (Sheffer *et al.*, 2003 ; Naulet *et al.*, 2005). Elles ont été moins nombreuses et moins meurtrières au 20^{ème} siècle, bien que lit de la rivière se soit rehaussé en aval de la commune de Vallon-Pont-d'Arc (Naulet *et al.*, 2005). Dans le cas du Gardon, Sheffer *et al.* (2008) ont montré, dans une étude des paléo-crues de la rivière basée sur des relevés de dépôts sédimentaires, qu'aux moins cinq crues avaient dépassé les niveaux atteints lors de l'épisode de 2002, au cours des 500 dernières années. L'épisode de 1958, crue de référence sur la partie amont du bassin, a été de moindre importance dans les parties intermédiaires – aval du bassin. Concernant Nîmes, Ponce *et al.* (1989) indiquent que la ville a subi au moins cinq inondations marquantes au cours des six derniers siècles. Un des épisodes majeurs du 20^{ème} siècle est la catastrophe d'octobre 1940 qui a touché les Pyrénées-Orientales, l'Aude et la Catalogne espagnole. Un cumul de 1 930 mm en 5 jours a été relevé à la station de Saint-Laurent de Cerdans (Pyrénées-Orientales). Des crues terribles ont fait environ 350 morts des deux côtés de la frontière (Pardé, 1941 ; Jacq, 1994). La photo 1 donne deux exemples illustrant la violence des crues à cinétique rapide, et les fortes hauteurs d'eau parfois observées.



Photo 1 : A gauche : crue de l'Ardèche au Pont d'Arc le 22 septembre 1890, où les hauteurs d'eau ont atteint 21 m ; les flots ont contourné le Pont d'Arc par l'ancien méandre préhistorique (à gauche sur la photo), situé 19 m au-dessus du fond de la rivière (Photo d'après BNF¹ ; en complément, voir : Sheffer *et al.*, 2003 ; Naulet *et al.*, 2005). A droite : crue de l'Ouvèze, le 22 septembre 1992, au pont romain de Vaison-la-Romaine (Vaucluse). Le débit de pointe a été estimé à 1 000 m³/s, pour un bassin versant de 580 km² (Photo d'après Météo-France, 2013 ; en complément, voir : Blanchet et Deblaere, 1993).

1.2.2. Evènements pluviométriques générateurs

Des précipitations remarquables, en termes de cumuls, d'intensités, et parfois d'extensions spatiales, sont à l'origine des crues éclair et rapides. Plusieurs centaines de mm peuvent être déversés en quelques heures, avec des intensités qui peuvent dépasser parfois les 100 mm/h.

En France métropolitaine, ces pluies extrêmes touchent essentiellement le sud-est du pays. La figure 1 montre que les cumuls journaliers supérieurs à 200 mm n'y sont pas rares.

¹ BNF : site de la Bibliothèque Nationale de France, consulté en septembre 2013 (<http://www.bnf.fr>)

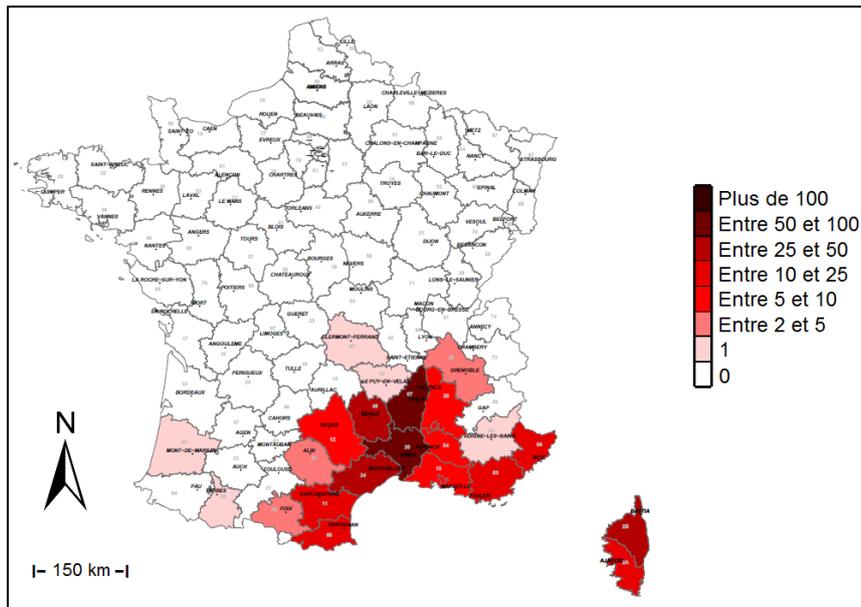


Figure 1 : Nombre d'épisodes pluvieux de plus de 200 mm en un jour, par département, pour la période 1963 – 2012 (d'après Météo-France, 2013).

Les départements de l'Ardèche et du Gard, à l'ouest du Rhône, présentent les nombres d'occurrences les plus importants (plus de 100 épisodes pluviométriques de plus de 200 mm en un jour pour la période indiquée, soit, en moyenne, environ deux épisodes par an). La Lozère, l'Hérault, et dans une moindre mesure les départements littoraux, sont également régulièrement touchés.

Ces évènements fortement précipitants sont le plus souvent de nature convective. Le contexte météorologique associé est bien connu (voir par exemple : Rivrain, 1997 ; Boudevillain *et al.*, 2009 ; Bresson, 2011 ; Nuissier *et al.*, 2011). Les deux schémas de la figure 2, tirés de Bresson (2011) d'après Nuissier *et al.* (2011), sont des composites obtenus par une méthode de classification automatique des régimes de temps. Ils sont représentatifs de près de 75 % des évènements pluviométriques les plus intenses observés entre 1960 et 2001 dans le sud-est de la France (Bresson, 2011 ; Nuissier *et al.*, 2011).

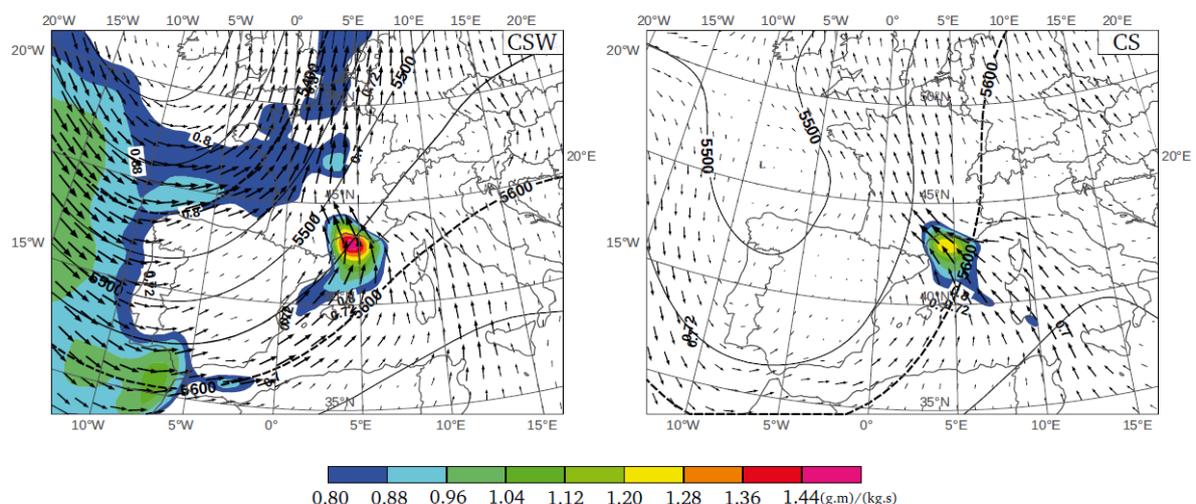


Figure 2 : Schémas Cyclonic South Westerly (CSW, à gauche) et Cyclonic South (CS, à droite), obtenus d'après des données sur la période 1960 – 2001. Champ de géopotentiels à 500 hPa (lignes), flux d'humidité à 925 hPa (plages de couleurs), et vent à 925 hPa (flèches). D'après Bresson (2011) et Nuissier *et al.* (2011).

Les deux schémas ont des caractéristiques communes. Un profond thalweg d'altitude, d'orientation sud-sud-est/nord-nord-ouest est visible à l'ouest de la zone, et s'étend jusque sur la péninsule ibérique. Il dirige sur le sud-est de la France un flux d'altitude froid et divergent en aval, de sud/sud-ouest. Une dorsale est présente sur l'Europe centrale, particulièrement marquée pour la configuration CS (*Cyclonic South*). A cette échelle d'observation, dite *synoptique*, l'évolution du système est très lente, voire quasi-stationnaire pendant parfois plusieurs jours. En parallèle, des flux de basses couches advectent l'air chaud et chargé en humidité de la Méditerranée. Pour le schéma CSW (*Cyclonic South Westerly*), les flux proviennent majoritairement des Baléares et de Gibraltar. Dans le cas de la configuration CS, ils proviennent en grande partie des côtes tunisiennes. Selon Nuissier *et al.* (2011), l'importance de ces flux de basses couches conditionne celle des précipitations.

La combinaison de l'air chaud et humide en basses couches avec l'air froid de la moyenne et haute troposphère conduit à une masse d'air potentiellement instable. Pour que la convection se déclenche, il faut un soulèvement de cette masse d'air jusqu'à un niveau dit de *convection libre* (Bresson, 2011). Dans la région, plusieurs mécanismes peuvent intervenir et se combiner : le forçage orographique, par le relief environnant ; la convergence des flux de basses couches ; un courant de densité sous orage. La figure 3, tirée de Boudevillain *et al.* (2009), illustre ces mécanismes pour trois événements pluviométriques observés.

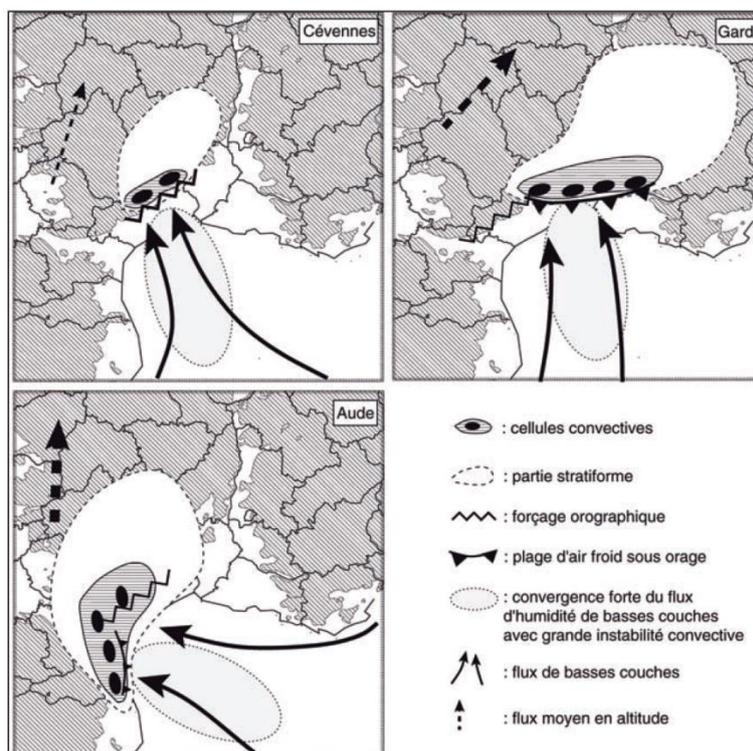


Figure 3 : Mécanismes météorologiques de méso-échelle expliquant la formation et le caractère stationnaire des pluies dans les cas de l'évènement des 13-14 octobre 1995 sur les Cévennes (en haut à gauche), et des épisodes majeurs du Gard en 2002 (en haut à droite) et de l'Aude en 1999 (en bas à gauche). Tiré de Boudevillain *et al.* (2009).

Le cas de l'épisode d'octobre 1995, présenté sur la figure 3 (en haut à gauche) est assez typique des situations souvent observées sur la région. La convection s'explique par la convergence des flux de basses couches, canalisés par les Alpes et les Pyrénées voisines, et par un effet orographique, les flux venant buter sur les Cévennes. Au contraire, l'effet du relief a été très limité au cours de l'évènement de septembre 2002(en haut à droite sur la figure 3), les plus fortes précipitations ayant

été observées dans les plaines gardoises. La convection est due à la présence d'air froid en basses couches (on parle de *courant de densité*), issu de l'évaporation des précipitations. Les cellules sont renouvelées à cet endroit, elles génèrent des précipitations, qui renforcent le courant de densité. Ce mécanisme s'auto-alimente tant que les conditions environnementales sont favorables. Enfin, dans le cas de l'épisode qui a touché l'Aude en 1999 (en bas à gauche sur la figure 3), la convection s'explique par la combinaison des trois processus évoqués précédemment. C'est toutefois la convergence des flux de basses couches qui a été le processus dominant (Bresson, 2011).

Le terme d'*épisodes cévenols* fait référence aux situations dont le forçage orographique est le mécanisme principal de la convection. Les pluies associées sont souvent d'intensités modérées, dépassant rarement les 50 mm/h selon Artigue (2012), mais peuvent perdurer plusieurs jours, engendrant des cumuls parfois élevés. Il est à noter que ce mécanisme n'est pas spécifique aux Cévennes, contrairement à ce que son appellation pourrait laisser penser, il est également observé sur les autres reliefs du pourtour méditerranéen (Météo-France, 2013).

Les événements les plus productifs sont très souvent associés à des systèmes convectifs de méso-échelle (MCS). Ces systèmes s'étendent sur des centaines de kilomètres, et se déplacent lentement. Dans la région, ils prennent très souvent une forme en V typique (voir figure 4). De nouvelles cellules convectives se forment sans cesse au niveau de la pointe du V, puis sont emportées au nord. Les précipitations sont les plus fortes au niveau de la pointe du V (Rivrain, 1997). A l'échelle complète du système, elles sont à la fois convectives (fortes mais peu étendues) et stratiformes (faibles mais touchant de grandes surfaces) (Bresson, 2011). Toutes les catastrophes indiquées au tableau 1 ont été générées par des MCS en V particulièrement actifs.

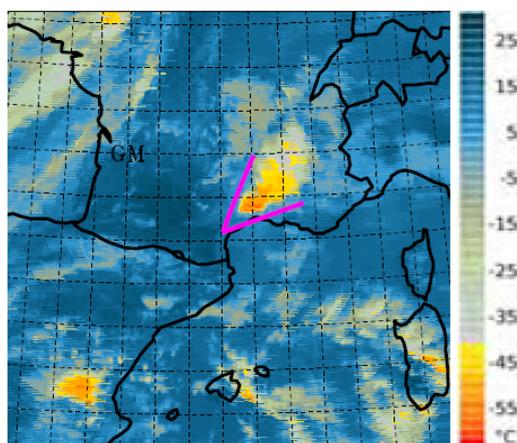


Figure 4 : Image satellitale infrarouge (températures de brillance) révélant un MCS en V centré sur le Gard et l'Hérault, le 20 octobre 2008 (Bresson, 2011).

Ces événements pluvieux sur le sud-est de la France ont lieu le plus souvent à l'automne. Selon Jacq (1994), pour les années 1958 à 1994, 65 % des cumuls journaliers supérieurs à 190 mm ont été relevés lors des trois mois de septembre, octobre et novembre. Cependant, comme l'indique Artigue (2012), il n'y a en réalité aucune période de l'année qui soit exempte de risque. En témoigne notamment, la catastrophe du Var survenue lors du mois de juin (2010).

Enfin, ces événements pluvieux se caractérisent également par une forte variabilité spatio-temporelle. Au cours d'un même événement, des périodes de fortes intensités, dépassant parfois 100 mm/h dans le cas d'un MCS, peuvent être suivies d'accalmies assez longues. La durée des événements en eux-mêmes est très variable : de quelques heures à plusieurs jours. Boudevillain *et al.* (2009) estiment,

pour leur jeu d'épisodes, une durée moyenne de 29 heures. Les cumuls et intensités mesurés présentent également souvent une forte variabilité spatiale. En termes de cumuls, des différences de plusieurs dizaines de mm peuvent être notées entre des points distants de quelques kilomètres. Ainsi, lors de l'évènement qui a frappé le Gard en 2002, si 635 mm ont été relevés à la station de Saint-Christol-les-Alès (Gard), seuls 119 mm ont été mesurés à la station de l'Aigoual, dans les Cévennes, à une quarantaine de km à vol d'oiseau (Météo-France, 2013).

1.2.3. Processus et facteurs à l'origine de la réaction hydrologique rapide

Le paragraphe 1.2.1 donne quelques indices de la violence de la réaction des cours d'eau soumis à de telles pluies. Des épisodes précipitant plusieurs centaines de millimètres en quelques heures peuvent engendrer des débits extrêmes, parfois supérieurs à $20 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$. Surtout, ces pointes sont atteintes très rapidement : les temps de montée sont généralement de l'ordre de quelques heures pour des bassins de superficies de plusieurs centaines de km^2 . Lors de l'épisode du Gard en 2002, d'après les reconstitutions proposées par SIEE-SOGREAH (2004) sur le Gardon, le débit à Anduze passe d'environ $750 \text{ m}^3/\text{s}$ le 9 septembre à 6h, à une pointe d'environ $3\,500 \text{ m}^3/\text{s}$ à 8h, deux heures après (scénario de modélisation à coefficients de rugosités moyens, voir SIEE-SOGREAH, 2004). Concernant la catastrophe d'octobre 1940, Pardé (1941) évalue des vitesses de montée supérieures à 1 m/h : « [...] la Salz monta de 4 m 50 en deux heures trente et l'Aude de 2 m 70 en une heure trente, puis de 3 m 70 en quatre heures à Limoux (Aude). A Cases-de-Pene (Pyrénées-Orientales), l'Agly aurait crû de 2 mètres en une demi-heure et la Tech bondit en un temps moindre de 3 mètres à Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales) ».

Ces réactions hydrologiques très rapides résultent d'une combinaison de processus simultanés ou successifs transformant l'eau précipitée sur les versants en débits dans les cours d'eau. Ces processus sont par exemple le ruissellement direct de surface, l'infiltration puis l'exfiltration, la saturation progressive depuis le bas du versant ... A l'échelle d'un bassin versant, ils sont fortement variables dans l'espace et dans le temps. Ambroise (1998) définit les notions de zones actives variables et de zones contributives variables (voir figure 5). Le bassin est le siège de processus qui peuvent contribuer directement aux débits à l'exutoire (zones contributives), ou pas, étant alors des processus isolés (zones actives). En d'autres termes, une zone est contributive lorsqu'elle est connectée au réseau hydrographique. Cette connexion est variable au cours d'un épisode : une zone initialement active peut devenir contributive, et inversement. De la même façon, une zone n'est pas forcément active durant toute la période de l'évènement. C'est par exemple le cas d'une surface ne recevant pas d'eau (de pluie, d'un écoulement hypodermique provenant de l'amont...) en début d'épisode.

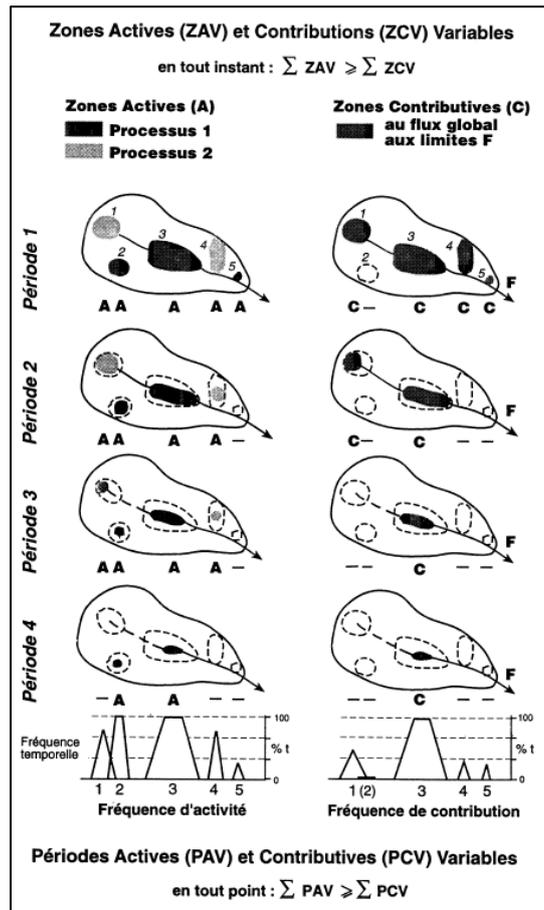


Figure 5 : Zones actives et contributives variables à l'échelle d'un bassin versant (Ambroise, 1998).

Cette variabilité dans le temps et dans l'espace des processus à l'origine des débits à l'exutoire induit une réponse des bassins très fortement non-linéaire. Cette réponse est particulièrement difficile à évaluer et à anticiper, du fait de la complexité à localiser, même au sein d'un petit bassin versant, les zones contributives au cours d'un épisode, et les intensités des processus en cours. Les principaux processus, individuellement, sont cependant assez bien identifiés.

1.2.3.1. Principaux processus associés aux crues à cinétique rapide

Les propos suivants se limitent aux processus associés aux crues à cinétique rapide. Des processus de surface (ruissellement direct) se distinguent de processus dans le sol et le substratum (écoulements hypodermiques, infiltration,...). On ne détaillera pas les processus d'évapotranspiration, ou encore les mécanismes d'interception par la végétation des pluies. Au cours d'un épisode, les pluies sont généralement trop intenses, et les vents associés trop violents, pour que l'interception soit significative ; l'évapotranspiration joue aussi un rôle mineur, les basses couches de l'atmosphère étant déjà particulièrement humides et peu propices à ce processus. Toutefois, l'évapotranspiration a un impact indirect en contribuant à l'assèchement des terrains, ce qui est susceptible de modifier la dynamique des premiers événements automnaux (Artigue, 2012). La figure 6, tirée de Maréchal (2011) et d'après une figure d'Ambroise (1998), présente les différents processus à l'origine des crues, et qui sont détaillés à cette section.

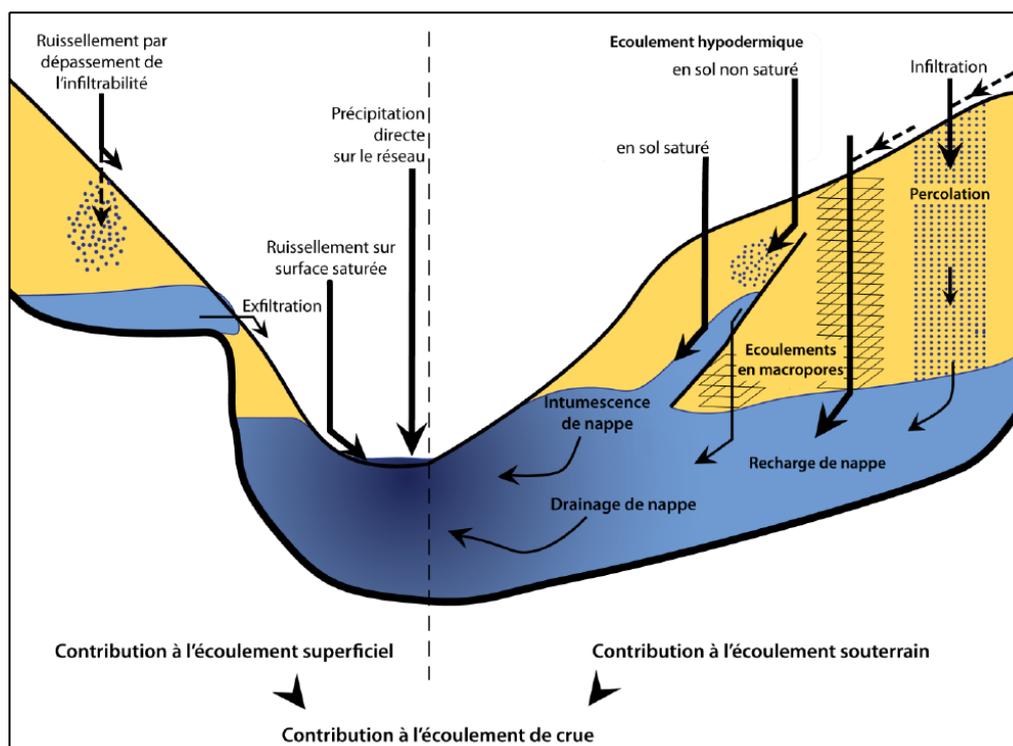


Figure 6 : Les principaux processus de surface et souterrains à l'origine de la genèse des crues (Maréchal, 2011, d'après Ambroise, 1998).

L'eau précipitée touchant un sol naturel peut s'infiltrer, être stockée dans une dépression de surface, ou contribuer directement au ruissellement. Concernant ce dernier point, deux grandes théories ont été développées. La première, dite de *Horton* (Horton, 1933), implique un ruissellement généré par dépassement de la capacité d'infiltration des sols, ayant lieu lorsque l'intensité de la pluie est assez forte, ou lorsque la capacité d'infiltration des sols a suffisamment diminué du fait des premières pluies imbibatrices. Tant que cette capacité n'est pas excédée, l'eau de pluie s'infiltré ; il y a ruissellement du surplus dans le cas contraire. Cette théorie est également dite du ruissellement par *saturation par le haut*. Comme l'indique Bessière (2008), elle paraît séduisante pour expliquer, au moins en partie, la rapidité des crues du sud-est de la France, dans la mesure où les pluies sont souvent très intenses et donc susceptibles de dépasser rapidement la capacité d'infiltration. De plus, le ruissellement de surface est très rapide et rejoint en peu de temps les drains principaux. Cependant, comme le note Gaume (2002), ce type de genèse a été assez peu observé dans les régions tempérées. Selon Freeze (1974), étudiant de petits bassins versants forestiers de moyenne montagne dans l'Idaho (États-Unis), les secteurs sur lesquels le ruissellement hortonien est susceptible d'apparaître ne représentent pas plus de 10 % de la surface d'un bassin. Sur le Mont Lozère, dans les Cévennes, Cosandey (1994) estime que cette hypothèse de genèse du ruissellement ne peut être retenue, les sols apparaissant être trop perméables.

L'autre grande théorie est celle du ruissellement sur surfaces saturées, développée par Capps (1960) et Dunne et Black (1970). Elle est également dite, en opposition avec la précédente, du ruissellement par *saturation par le bas*. Selon cette théorie, le ruissellement direct survient lorsque tout le profil de sol est saturé. Cette saturation est due aux écoulements souterrains combinés à l'infiltration des pluies incidentes, et est plus ou moins rapide selon l'épaisseur locale des sols et les caractéristiques de ceux-ci. Il a été observé par Cosandey (1994), toujours sur le Mont Lozère (Cévennes). Selon l'auteur, en début d'épisode, le ruissellement sur surfaces saturées s'observe essentiellement en fond de vallon (siège de l'intumescence de nappes), et en certaines zones des versants, où les sols sont particulièrement fins (sur les hauts de versants). L'évènement s'intensifiant,

les surfaces saturées occupent ensuite la totalité du bassin. La saturation se fait d'amont en aval. Le bassin entier contribue alors à la crue.

Comme le note Gaume (2002), les processus superficiels ne peuvent pas à eux seuls expliquer les débits observés aux exutoires. Des techniques de traçage géochimique ont notamment révélées des contributions parfois importantes des eaux des sols aux crues. Plusieurs processus ont été identifiés.

Lorsque l'eau de pluie s'infiltré dans un sol non-saturé, elle percole en profondeur. Elle peut atteindre une couche moins perméable. Si la pente est suffisamment forte, un écoulement hypodermique (dit aussi *subsuperficiel*), parallèle à la couche et guidé par la topographie, se met alors en place. Ce processus a été observé par Ayrat (2005) dans les Cévennes gardoises. Sur une parcelle située dans un bassin schisteux à fortes pentes, l'auteur estime des contributions particulièrement importantes de l'écoulement hypodermique, allant jusqu'à 50 % de l'écoulement total. Sur une autre parcelle, localisée sur un bassin à arènes granitiques très développées et fortement perméables, la contribution évaluée est cependant bien moindre, de l'ordre de 5 %. Si ces processus d'écoulements hypodermiques ont été observés, ils paraissent être trop lents pour expliquer la genèse des crues à cinétique rapide (Gaume, 2002 ; Ayrat, 2005 ; Maréchal, 2011). Ayrat (2005) propose, à l'échelle d'un bassin, l'hypothèse d'un temps de séjour faible des eaux dans les sols : l'écoulement hypodermique finit par s'exfiltrer, puis est canalisé dans des drains non-pérennes, où le transfert est rapide.

L'eau infiltrée peut également pénétrer un réseau de macropores (des conduits creusés par des animaux fouisseurs, ou laissés libres après décomposition des racines). Elle est alors sous la seule influence de la gravité. La bonne conductivité induite par les macropores nécessite un degré de connectivité important pour accéder à la rivière rapidement (Artigue, 2012). A l'échelle d'un bassin, ils sont très difficiles à localiser et à caractériser (Maréchal, 2011).

En présence d'un sol saturé, un « effet piston » peut se mettre en place. L'eau nouvellement infiltrée dans la partie amont du versant saturé chasse l'eau préexistante dans le sol à l'aval, par transmission d'une onde de pression. L'eau des sols est ensuite exfiltrée dans la partie basse du bassin (Bessière, 2008). Comme le relève Maréchal (2011), reprenant Horton et Hawkins (1965) et Zimmerman *et al.* (1966), ce processus semble ne libérer qu'une faible quantité d'eau souterraine et ne se produit que dans le cas où la partie supérieure du sol a une très faible capacité de stockage.

Enfin, l'eau percolant dans les sols peut atteindre le substratum rocheux. Si celui-ci est suffisamment perméable et fissuré, des écoulements peuvent s'y générer. On parle d'écoulements karstiques dans les roches carbonatées (calcaires, dolomies). Les karsts constituent un réseau de galeries, issu de la dissolution des roches par l'eau infiltrée et chargée en CO₂. Ils sont présents en abondance sur le pourtour méditerranéen (voir annexe 1). Les volumes d'eau y transitant peuvent être importants, et les vitesses de transfert sont parfois proches de celles des écoulements de surface. Les conduits peuvent être de grande taille (> 10² m, d'après Kong A Siou, 2011). Selon Kong A Siou *et al.* (2011), les zones karstiques exercent d'une façon générale un double rôle : elles peuvent limiter la crue en agissant comme un réservoir, mais aussi l'amplifier par transfert rapide des écoulements. Outre les écoulements karstiques propres aux roches carbonatées, des écoulements dans les arènes granitiques et les schistes fissurés existent aussi (Marchandise, 2007).

Ainsi, de multiples processus, à la fois de surface ou souterrains, peuvent expliquer les débits des crues à cinétique rapide. Selon Ambroise (1998), la variabilité spatio-temporelle de ces processus, leurs intensités et leurs interactions, dépendent de la combinaison d'un ensemble de facteurs.

1.2.3.2. Facteurs influençant les processus

Ambroise (1998) distingue quatre grandes classes de facteurs d'influence. Les conditions aux limites constituent la première. Le type, la nature (pluie/neige), la quantité et l'intensité des précipitations conditionnent la réponse du bassin. De la même façon, entre deux événements, la nature, la quantité et l'intensité des apports d'énergie atmosphérique contrôlent l'évapotranspiration, la fonte du manteau neigeux... (Ambroise, 1998).

Les conditions hydrologiques initiales du bassin, et notamment l'état hydrique initial des sols, sont un second facteur. La crue générée est d'autant plus importante que le bassin a un état initial plus humide, permettant à un nombre plus important de processus de contribuer aux débits (Ambroise, 1998). Ce facteur est reconnu comme étant prépondérant dans la genèse des crues à cinétique rapide (voir par exemple : Brocca *et al.*, 2008 ; Norbiato *et al.*, 2008 ; Trambly *et al.*, 2010 ; Trambly *et al.*, 2011). En région méditerranéenne, il est très variable dans le temps et dans l'espace (Brocca *et al.*, 2008).

Les propriétés hydrologiques du bassin conditionnent également sa réponse. Notamment, son occupation du sol : un bassin présentant un couvert forestier développé réagira différemment d'un bassin essentiellement composé de cultures. Les processus influencés en premier lieu sont l'évapotranspiration et l'interception, qui jouent cependant un rôle négligeable lors des épisodes méditerranéens. Surtout, les sols sont grandement influencés par le type d'occupation du sol. Cosandey *et al.* (2005) ont montré qu'une déforestation influençait peu la réaction, du fait de la persistance du sol forestier. Les sols des cultures sont régulièrement compactés par le passage d'engins agricoles, ce qui diminue leur capacité d'infiltration. Les surfaces urbanisées, imperméables, augmentent localement le ruissellement, mais ont un faible impact à l'échelle du bassin si elles occupent une partie limitée (Cosandey *et al.*, 2003). Outre ces particularités du fait de l'occupation, les caractéristiques des sols en elles-mêmes sont influentes : les réactions diffèrent selon les propriétés hydriques de la surface (rugosité, infiltrabilité), les états de surface (encroûtement, hydrophobie/hydrophilie de la matière organique...), les propriétés hydriques des milieux poreux (perméabilité, conductivité hydraulique...), ou encore selon les caractéristiques de la matrice (structure, texture, macroporosité...) (Ambroise, 1998).

Enfin, les caractéristiques géométriques du bassin, c'est à dire sa topographie et sa morphologie, sont aussi des facteurs d'influences. En premier lieu, les réactions seront différentes selon les pentes de surface et des niveaux souterrains. Ayrat (2005) note que la littérature renseigne une action plurielle de la pente vis-à-vis de l'infiltration. Elle peut dans certains cas avoir un effet qui tend vers la production de ruissellement, mais des auteurs remarquent au contraire qu'elle peut favoriser l'infiltration (Roose, 1985). Maréchal (2011), dans le cas de petits bassins versants cévenols fortement pentus, constate le rôle important des pentes dans la genèse des écoulements : les sources des réseaux en eau se trouvent à la fois dans des zones d'augmentation de la pente, qui peuvent contribuer à des ruissellements, et dans des zones la ralentissant, où des exfiltrations apparaissent. Outre la pente, et à une échelle plus large, la morphologie des bassins est un critère important. Des bassins de forme ramassée ont des réactions plus vives que des bassins de forme allongée, pour lesquels l'hydrogramme est plus étalé. La densité de drainage joue aussi un rôle certain : une densité élevée est un facteur d'accélération, puisque le temps de transfert dans les drains est inférieur à celui observé sur les versants (Artigue, 2012). Enfin, de façon assez logique, la surface du bassin influe : les débits et volumes écoulés augmentent avec la surface drainée.

1.2.4. Propagation des crues à cinétique rapide

Comme leur dénomination le laisse entendre, les crues à cinétique rapide se propagent très promptement d'amont en aval. Ainsi, par exemple pour le Gardon, les temps de transfert sont

d'environ 9h d'Anduze à Remoulins pour 70 km de linéaire, dans le cas d'évènements modérés (pointe de l'ordre de 1 000 m³/s à Remoulins).

Les crues, qu'elles soient à cinétique rapide ou lente, tendent à se propager comme des ondes, avec généralement un amortissement et un étalement progressifs vers l'aval du fait de la diminution des pentes et de l'élargissement des lits des cours d'eau, dont les capacités de stockage sont plus importantes (Ambroise, 1998). La figure 7 illustre cette évolution amont-aval pour le cas du Gardon.

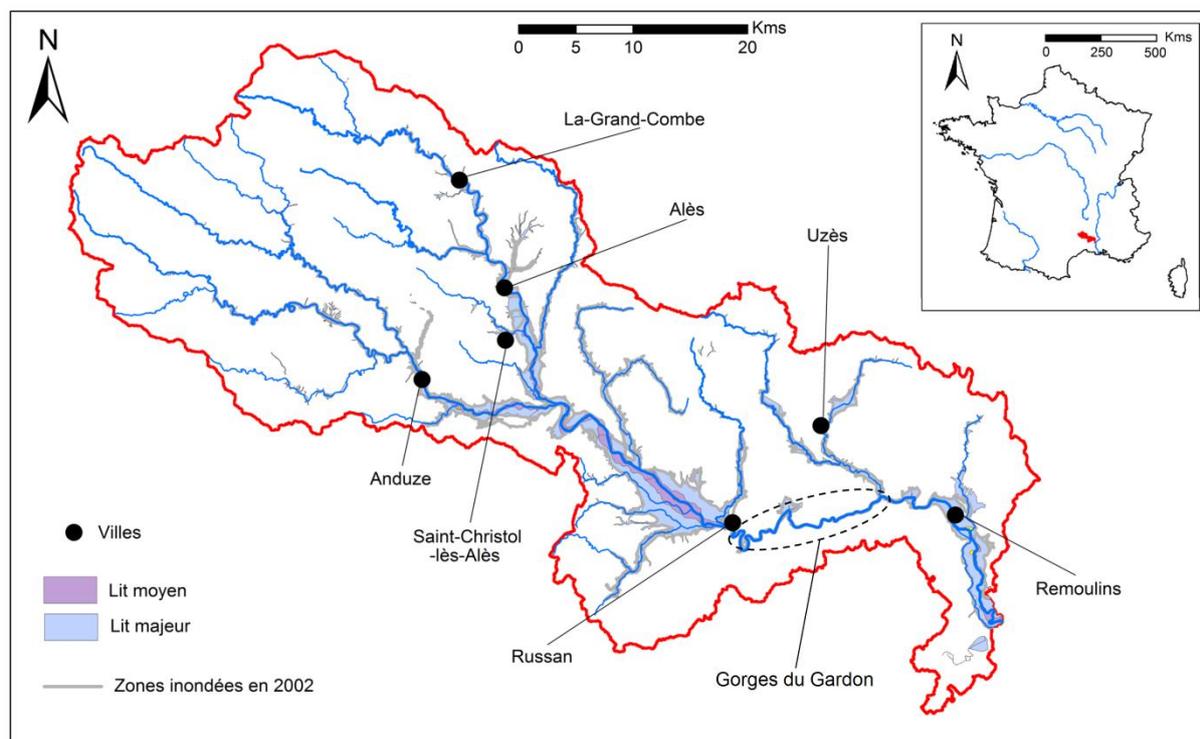


Figure 7 : Lits mineur, moyen et majeur à l'échelle du bassin versant du Gardon (donnée DREAL-LR), zones inondées lors de l'épisode de 2002 (donnée DREAL-LR), et principales villes du bassin (BD TOPO[®] version 2.1, IGN²). En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN).

Les cours d'eau dans la partie amont du bassin sont encaissés et à pentes importantes : le lit majeur est peu développé, et les débordements restent modérés. C'est avant tout une zone de transfert rapide vers l'aval. Les eaux, puissantes, s'évacuent en peu de temps, et des débits spécifiques très importants peuvent être observés. Dans les parties intermédiaires et aval, si le transfert dans le lit mineur reste toujours rapide, les débordements et les hauteurs d'eau peuvent également être conséquents. Ainsi dans la Gardonnenque, une large plaine en amont des gorges du Gardon (voir figure 7), des niveaux supérieurs à 15 m ont été relevés lors de l'épisode de septembre 2002. L'inondation dans cette plaine a été amplifiée par la présence des gorges, profondément creusées dans les calcaires du secondaire, et jouant un rôle d'entonnoir. De nombreux cours d'eau méditerranéens présentent une configuration similaire (Cèze, Ardèche, Lez).

Les volumes et débits écoulés varient d'amont en aval. Les apports des affluents latéraux sont la première cause d'évolution. Ils peuvent être très conséquents lors des évènements méditerranéens. Ainsi, lors de l'épisode de septembre 2002 dans le Gard, les affluents principaux du Gardon dans la plaine de la Gardonnenque ont délivré, d'après des reconstitutions par modélisations, près de 140

² IGN : Institut National de l'Information Géographique et Forestière.

millions de m³, pour un volume total écoulé en aval à Russan, estimé à 350 millions de m³ (SOGREAH, 2005). Outre les affluents, l'apport latéral d'eau libre venant des versants, les échanges nappe-rivière, à double-sens, les précipitations directes sur le cours d'eau, et les perturbations des débits par prélèvements, rejets et régulations artificiels, sont autant de causes des variations amont-aval des volumes et débits (Ambroise, 1998). Sur les cours d'eau gardois et ardéchois, de nombreux barrages ont été implantés au XX^{ème} siècle. Ce sont soit des barrages hydroélectriques, transparents lors des crues, soit des barrages écrêteurs, ralentissant la dynamique des crues et diminuant les débits de pointe par stockage temporaire. Les barrages sont situés sur les cours d'eau amonts des bassins, où la puissance des écoulements est la plus forte.

1.3. Vigilance et prévision des crues à cinétique rapide

Les crues à cinétique rapide sont donc des phénomènes particulièrement violents et destructeurs. En réponse, des stratégies de vigilance et de prévision ont été élaborées. Comme le notent Borga *et al.* (2011), dans un contexte limité aux crues éclair mais que l'on peut également étendre aux crues rapides, ces stratégies ne sont pas tellement différentes de celles retenues pour les crues lentes. Selon ces mêmes auteurs, deux différences existent cependant :

- Le temps de réponse, court, des bassins, qui induit une prévision qui doit être encore plus rapide ;
- La problématique de la forte variabilité spatio-temporelle des pluies associées, qui peut engendrer des réactions très différentes sur des bassins pourtant proches ; en particulier, des bassins non-jaugés, c'est-à-dire non-équipés d'instruments de mesure hydrologique, sont régulièrement touchés.

En France, les Services de Prévision des Crues (SPC) assurent la vigilance et la prévision des réactions des cours d'eau dits règlementaires. Services dépendant du Ministère de l'Ecologie, du Développement durable et de l'Energie, leur mise en place a été engagée à partir de l'année 2003, et finalisée en 2006 (MEEDM, 2010). Depuis, de nouveaux acteurs de la prévision des crues sont également apparus : des sociétés de prestations de services ont été créées, et des collectivités ont développé leurs propres dispositifs de prévision.

Dans cette partie, on décrit les notions de vigilance et de prévision des crues, après avoir défini les rôles des SPC et quelques limites apparues suite à leur mise en place. Ces notions font partie intégrante de la gestion de crise associée aux crues et inondations. On ne détaille cependant pas ce contexte global, l'accent étant mis sur les stratégies retenues par les SPC, et plus particulièrement sur celles développées pour les crues à cinétique rapide du sud-est de la France.

1.3.1. Les Services de Prévision des Crues et les nouveaux acteurs de la prévision

Les SPC remplacent les anciens Services d'Annonce des Crues (SAC), dont les limites sont clairement apparues lors des événements catastrophiques de l'Aude en 1999, de la Somme en 2001, et du Gard en 2002 : manque de moyens techniques et humains, inadaptation des messages de pré-alerte et d'alerte, incohérence des territoires des SAC, ou encore redondance des missions (Sauvagnargues-Lesage *et al.*, 2007 ; Vinet, 2007). Au total, sur le territoire, 22 SPC ont succédé aux 52 SAC existants.

Les SPC ont pour rôle principal l'établissement et la transmission d'informations de vigilance et de prévision des réactions des cours d'eau dits règlementaires. Ces cours d'eau règlementaires

correspondent aux cours d'eau les plus importants du pays, et ont été arrêtés selon des critères d'enjeux et de faisabilité des prévisions à 24h (Artigue, 2012). Ils sont définis dans les Schémas Directeurs de Prévision des Crues, établis par les DREAL de bassin (voir par exemple, dans le cas du bassin Rhône-Méditerranée : DREAL-RA, 2012). Les informations de vigilance et de prévision sur ces cours d'eau règlementaires sont transmises à la fois aux acteurs locaux (préfets, maires...), mais aussi diffusées au grand public par l'intermédiaire du site www.vigicrues.gouv.fr. Vigilance et prévision sont régies par le code de l'environnement (MEEDM, 2010).

Suite à la réforme des SAC, un Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations (SCHAPI) a également été créé à Toulouse en 2003. En situation de crise, il assure un soutien aux SPC, en les assistant dans leur diagnostic hydrologique tout en produisant la carte de vigilance « crues » à l'échelle de la France, d'après ce diagnostic. Hors crise, il exerce une mission d'animation et d'assistance, de conseil et de formation auprès des SPC et des autres services intervenant dans la vigilance et la prévision des crues (Sauvagnargues-Lesage *et al.*, 2007).

Par rapport aux anciens SAC, Vinet (2007) note des changements d'échelle et de mission des SPC. Alors qu'auparavant les grands bassins pouvaient être partagés entre plusieurs SAC, la réforme a permis une meilleure cohérence des découpages. Ainsi, le Service de Prévision des Crues Grand Delta (SPC-GD), a en charge un large tronçon du Rhône dans sa partie intermédiaire-aval, ainsi que les principaux affluents l'alimentant, alors qu'auparavant ce même territoire était partagé entre 4 SAC. Enfin, la mission confiée est différente. Les SAC, en application d'un règlement d'annonce des crues arrêté par le préfet de zone, informaient les maires des communes concernées du franchissement sur une ou plusieurs stations, de cotes prédéfinies correspondant à la pré-alerte puis à l'alerte. Les SPC diffusent une information de vigilance, que les acteurs locaux doivent ensuite interpréter. Les procédures associées peuvent être intégrées aux plans communaux de sauvegarde (PCS), lorsque ceux-ci existent, ce qui n'est pas toujours le cas (MEEDM, 2010).

Si la création des SPC a eu des effets positifs, des premiers retours d'expérience sont cependant relativement mitigés et soulignent des points à améliorer (Vinet, 2007 ; MEEDM, 2010). Vinet (2007) indique, quant à la prévision des crues dans le sud-est de la France, la nécessité de raccourcir la chaîne d'alerte actuelle, action cruciale pour les bassins inférieurs à 500 km² à temps de concentration très courts, ainsi que la nécessité d'améliorer la cohérence de l'information diffusée. En illustration de ce dernier point, un exemple peut être donné : actuellement, une vigilance météorologique, établie par Météo-France, précède la vigilance hydrologique assurée par le SPC et confortée par le SCHAPI, et l'éventuelle alerte lancée par les acteurs locaux à partir des informations du PCS, si existant. Si les vigilances météorologiques et hydrologiques sont toutes deux basées sur un code-couleurs identique (voir paragraphe 1.3.3), les couleurs déterminés pour un événement à venir ne correspondent parfois pas, entraînant des difficultés de compréhension. Par exemple, il arrive que Météo-France renseigne une vigilance pluviométrique orange pour un département, tandis que la vigilance hydrologique n'est que jaune. De la même façon, les informations des PCS peuvent être différentes des valeurs seuils considérées par les SPC : Vinet (2007) renseigne par exemple le cas du tronçon aval du Vidourle (cours d'eau du Gard), que le SPC passe en vigilance rouge lorsque la valeur-seuil de 6.70 m à Sommières peut être potentiellement dépassée, alors que l'alerte rouge est déclenchée dans le PCS à 5.50 m. Si les acteurs locaux distinguent ces deux échelles, l'interprétation faite par les médias peut brouiller le message de vigilance, en accentuant ou à l'inverse minimisant l'importance attendue de la crue. D'une façon plus générale, et comme noté dans le récent rapport d'évaluation de la prévision des crues, établi par le Ministère de l'Ecologie, de l'Energie, du Développement durable, et de la Mer en 2010 (MEEDM, 2010) : « *il arrive à certains responsables locaux de regretter le système antérieur [...] qui leur paraissait plus facile à interpréter* ».

En parallèle des SPC, de nouveaux acteurs de la prévision des crues ont récemment émergées. Des sociétés de prestations de services ont notamment été créées. Elles proposent une prévision personnalisée aux communes ou une aide à la décision quant à l'activation des procédures définies

dans les PCS, à l'échelle des cours d'eau non-réglementaires. Dans le sud-est de la France, la plus connue est Predict Services, basée à Montpellier (Vinet, 2007). Outre ces sociétés, des collectivités locales ou des groupements de collectivités locales ont décidé de développer leur propre dispositif de surveillance et de prévision : c'est par exemple le cas de la ville de Nîmes, qui s'est équipée progressivement depuis l'évènement de 1988, d'un réseau de pluviomètres et de limnimètres (SPC-GD, 2013), et de l'outil de prévision ESPADA (Raymond *et al.*, 2006). Les actions de ces nouveaux acteurs de la prévision concernent des cours d'eau non-réglementaires, et sont, de ce fait, complémentaires des prévisions menées par les SPC. Selon Vinet (2007), des interférences, du fait de mauvaises interprétations des médias notamment, peuvent être cependant possibles. On ne détaillera pas, dans les paragraphes suivants, les stratégies de prévision de ces nouveaux acteurs.

1.3.2. Le Service de Prévision des Crues Grand-Delta (SPC-GD)

Cette partie détaille quelques caractéristiques du Service de Prévision des Crues Grand-Delta (SPC-GD), qui inclut dans son périmètre le bassin versant du Gardon, objet de ces travaux de thèse.

Le SPC-GD est basé à Nîmes. La figure 8, d'après Thierion (2010), présente le territoire surveillé par le service. Il s'étend sur trois régions (Provence-Alpes-Côte-d'Azur, Languedoc-Roussillon et Rhône-Alpes), 9 départements (Alpes-de-Haute-Provence, Hautes-Alpes, Ardèche, Bouches-du-Rhône, Drôme, Gard, Hérault, Var et Vaucluse), et englobe 439 communes. Il comprend 16 cours d'eau différents, découpés en 22 tronçons réglementaires, pour un linéaire total de 1 570 km. La délimitation de ce territoire suit une logique hydrologique, calée sur les limites des bassins des cours d'eau alimentant le Rhône aval (Ardèche, Cèze, Durance, Gardon, Ouvèze...), auxquels sont associés les deux bassins côtiers gardois du Vidourle et du Vistre (SPC-GD, 2013). Les bassins gardois, sud-ardéchois, et dans une moindre mesure ceux de la Drôme, sont particulièrement réputés pour leurs crues à cinétique rapide.

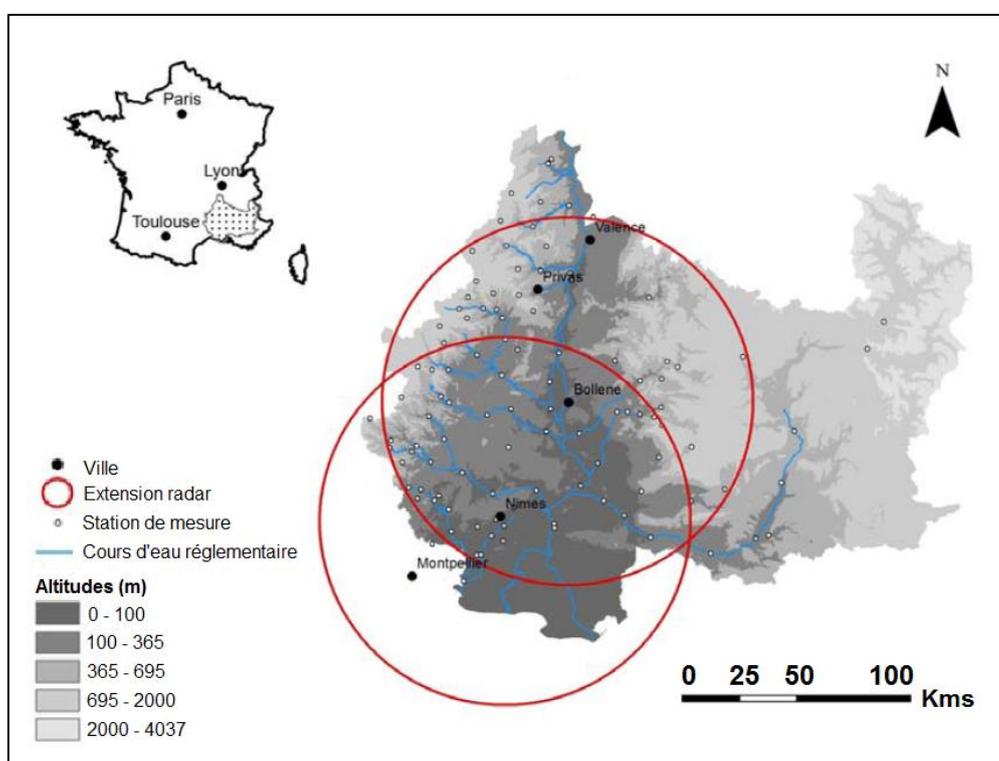


Figure 8 : Territoire de compétence du SPC-GD. D'après Thierion (2010) (sources : SPC-GD et ASTER GDEM 30 m).

Le SPC-GD collecte les données d'environ 170 stations pluviométriques et limnimétriques. Ces stations sont gérées par le SPC-GD, ou par des partenaires (Météo-France, EDF³, CNR³, DREAL³, syndicats de bassins versants), avec lesquels des protocoles d'échange de données ont été établis. Les données des stations du SPC-GD sont transmises en temps réel par radio et/ou RTC (Réseau Téléphonique Commuté) au site opérationnel à Nîmes, à une fréquence de 5 minutes pour les cours d'eau à cinétique rapide, et à une fréquence de 12 h ramenée à 1 h lors des crues, pour la plupart des stations du Rhône et de la Durance. Les données partenaires sont récupérées par le biais d'échanges FTP (File Transfert Protocol). Le territoire du SPC-GD est également couvert par les radars météorologiques de Manduel (Gard) et de Bollène (Vaucluse), du réseau ARAMIS de Météo-France (SPC-GD, 2013).

1.3.3. Les vigilances météorologique et hydrologique

La vigilance, qu'elle soit météorologique ou hydrologique, peut être définie comme une mise en garde fonction de l'importance estimée d'un aléa attendu (phénomène climatique ou crue en l'occurrence). Cette information est cruciale pour les populations et pour la gestion de crise éventuellement mise en place.

Dans cette partie, on détaille la vigilance météorologique, assurée par Météo-France, à l'échelle de la France entière. Elle est le précurseur de la vigilance hydrologique, organisée par les SPC et appuyée par le SCHAPI. Plus particulièrement, on décrit la vigilance hydrologique menée par le SPC-GD, service dont dépend le bassin versant du Gardon.

Météo-France assure une vigilance météorologique qui s'appuie sur son réseau d'instruments d'observations, composé notamment de pluviomètres et de 24 radars météorologiques (Météo-France, 2013), et sur des modèles de prévisions météorologiques. Trois modèles imbriqués, d'échelles différentes, existent et sont développés en continu (cnrm.meteo.fr⁴) :

- Le modèle ARPEGE est un modèle de circulation générale, couvrant l'ensemble du globe à une résolution variable, de 10 km⁵ sur la France. Il permet de prévoir les phénomènes de grande échelle, et fournit des prévisions à un horizon de 3 à 4 jours. Pour des prévisions à un horizon temporel plus important, Météo-France utilise le modèle IFS du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT). Le modèle ARPEGE est alimenté par une grande variété d'observations conventionnelles (radiosondages, mesures avion, stations terrestres...).
- Le modèle régional ALADIN fournit une prévision météorologique à une résolution de 7.5 km⁵, jusqu'à deux jours et demi d'échéance. C'est la version *aire limitée* du modèle ARPEGE.
- Le modèle régional à mailles fines AROME, devenu opérationnel en 2008, d'une résolution de 2.5 km⁵, permet des prévisions sur quelques heures. Avec ce modèle, Météo-France est capable de prévoir des phénomènes météorologiques de petite échelle (pluies méditerranéennes, orages, brouillard, îlots de chaleur urbains...), en utilisant les observations au sol pour réajuster ses prévisions (assimilation de données). Il est destiné en particulier aux

³ EDF : Electricité de France ; CNR : Compagnie Nationale du Rhône ; DREAL : Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement, et du Logement.

⁴ cnrm.meteo.fr : site du Centre National de Recherches Météorologiques (Météo-France et CNRS), consulté en septembre 2013.

⁵ Résolutions en 2013. Il est à noter que la résolution d'AROME sera affinée d'ici à fin 2014 (nouvelle résolution annoncée : 1.3 km).

services opérationnels de gestion de crise (Thierion, 2010). Le modèle ARPEGE fournit les informations météorologiques sur les bords de son domaine d'application.

Les simulations et les données observées permettent à Météo-France de constituer une carte de vigilance météorologique à l'échelle de la France. La cartographie est actualisée deux fois par jour, à 6h et à 16h. Par département, le type d'aléa annoncé, représenté par un pictogramme (vent violent, pluie-inondation, orages, grand froid, neige-verglas, inondation, vagues-submersion, ou avalanches), ainsi que l'importance potentielle de l'aléa, sont renseignés. Un code à 4 couleurs quantifie l'importance attendue, allant de vert (situation sans danger) à rouge (phénomènes dangereux d'intensité exceptionnelle), en passant par les couleurs intermédiaires jaune (phénomènes potentiellement dangereux mais habituels) à orange (phénomènes dangereux) (Thierion, 2010 ; Météo-France, 2013). En parallèle, quand la situation le requiert, des bulletins météorologiques complètent l'information de vigilance (Thierion, 2010). Un exemple de cartographie de vigilance météorologique générée par Météo-France est donné à la figure 9.

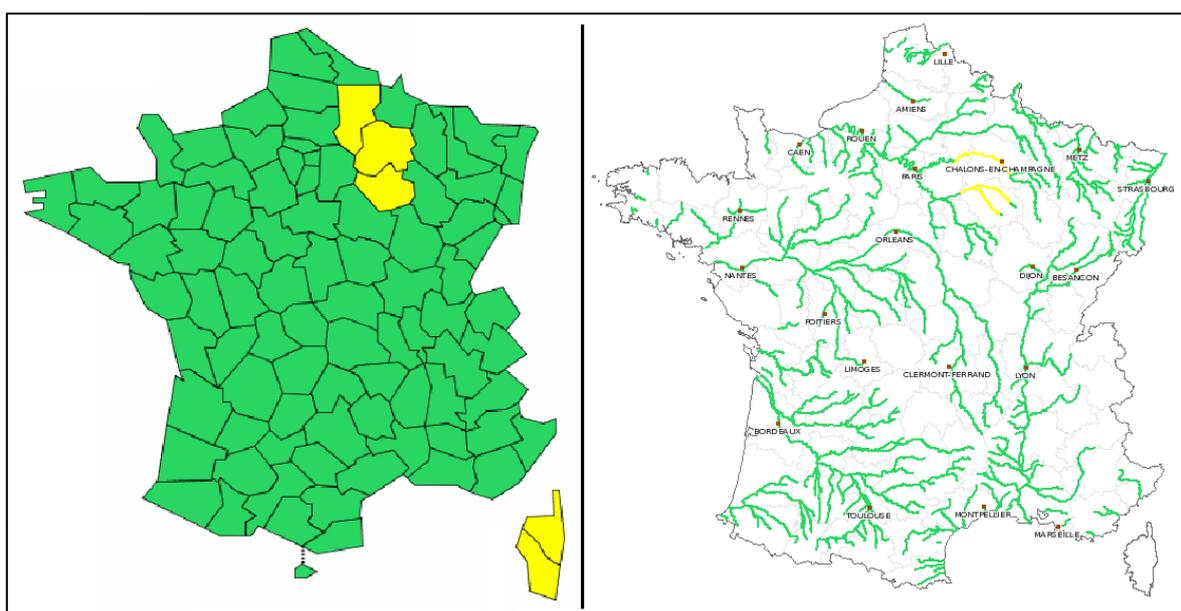


Figure 9 : Cartes de vigilances météorologique générée par Météo-France (à gauche, situation le 31/10/13 à 16h) et hydrologique (ou « crues ») sur les cours d'eau réglementaires, générée par le SCHAPI en concertation avec les SPC (à droite, situation le 31/10/13 à 15h51). D'après Météo-France (2013) et Vigicrues (2013).

Quelles que soient la situation et les prévisions météorologiques, Météo-France établit deux fois par jour (à 8h et à 13h30) des bulletins de précipitations (BP), transmis aux SPC. Ces documents précisent les lames d'eau moyennes et maximales ponctuelles, observées et prévues à 24 et 48h, sur des secteurs géographiques prédéfinis, établis en concertation entre Météo-France et les SPC (SPC-GD, 2013). Les secteurs pour lesquels les prévisions sont les moins bonnes font l'objet d'un avertissement précipitation (AP).

La vigilance hydrologique, dite aussi *crues*, est du ressort des SPC. De façon similaire à la vigilance météorologique, un code à quatre couleurs a été retenu (vert : pas de vigilance particulière requise ; jaune : risque de crue ou de montée rapide des eaux n'entraînant pas de dommages significatifs ; orange : risque de crue génératrice de débordements importants ; rouge : risque de crue majeure - Vigicrues, 2013). La vigilance est évaluée pour les cours d'eau réglementaires, découpés en tronçons. Le SCHAPI produit et affiche la carte de vigilance hydrologique à l'échelle de la France, d'après les informations fournies par les SPC. Elle est actualisée deux fois par jour, à 10h et 16h (SPC-GD,

2013). Un exemple de carte de vigilance hydrologique est indiqué à la figure 9. Chaque carte de vigilance est complétée d'un bulletin d'information, commentant la situation hydrométéorologique et l'évolution prévue de chacun des tronçons surveillés (SPC-GD, 2013).

L'élaboration de la vigilance hydrologique par les SPC est fonction de l'importance du cours d'eau. Pour la plupart des bassins, la vigilance est évaluée par expertise du prévisionniste, selon les pluies prévues, et selon l'état hydrologique initial de la zone (humidité des sols, débit de base...). Lorsque le temps de concentration du cours d'eau est suffisamment élevé, comme c'est le cas pour les fleuves ou les rivières les plus importantes, une vigilance déduite d'une prévision quantifiée est parfois possible à échéance de plusieurs jours (DREAL-RA, 2012). Des modèles hydrologiques et/ou de propagation peuvent être employés à cette fin. Dans ce qui suit, on s'intéresse plus particulièrement à la démarche adoptée par le SPC-GD pour assurer cette mission de vigilance.

Pour les cours d'eau à crues à cinétique rapide de son territoire, le SPC-GD a développé des abaques de vigilances. Ceux-ci ont été construits à l'aide des données d'évènements observés au cours des dix dernières années. Ils croisent les niveaux de vigilance, aux cumuls prévus par Météo-France (prévisions AP/BP) à différents horizons temporels, et aux antécédents pluviométriques de la zone sur les 13 jours précédents, affectés d'une loi de décroissance exponentielle journalière. Le territoire du SPC-GD est découpé en douze secteurs géographiques AP/BP (SPC-GD, 2013). Pour les tronçons à crues plus lentes, tels ceux du Rhône ou de la Durance, la couleur de vigilance est déduite des débits potentiels des crues d'amont et des apports des affluents. L'apport de la modélisation est, dans ce cas, un élément prépondérant.

Un outil d'aide à la décision (BHYCHOCO : Bilan HYdrologique pour le CHOix des COuleurs) a été développé en interne, et fixe le niveau de vigilance requis pour chaque tronçon de façon automatique, selon les informations précédemment indiquées. Ce niveau de vigilance peut être affiné par le prévisionniste, en fonction de l'évolution observée de la situation, ou si les vigilances évaluées lui paraissent exagérées ou sous-estimées (SPC-GD, 2013).

Les informations de vigilance produites par le SPC-GD, et de façon générale par tous les SPC, sont diffusées à la population par le biais d'internet (site *Vigicrues*), et communiquées aux autorités associées à la gestion de crise. Lorsque le danger est avéré, l'alerte est déclenchée, soit par le préfet, qui alerte les maires, qui alertent à leur tour la population, soit directement par les maires, qui peuvent s'appuyer sur le PCS s'il existe (DREAL-RA, 2012). Comme indiqué au paragraphe 1.3.1, les vigilances météorologiques et hydrologiques évaluées, et leur interprétation par les acteurs locaux ou le grand public, parfois peu évidente, sont l'objet de critiques. On ne s'étendra pas davantage sur l'alerte. Il est possible d'approfondir cette notion dans les ouvrages de Vinet (2007) ou du MEEDM (2010).

1.3.4. La prévision hydrologique

En plus de la vigilance hydrologique, une prévision des cotes et débits pouvant potentiellement être atteints aux tronçons réglementaires peut être engagée par les SPC. Pour les cours d'eau à temps de concentration élevés, cette prévision peut d'ailleurs définir le niveau de vigilance (voir 1.3.3). Pour les autres cours d'eau, les prévisions sont détaillées dans le bulletin d'information associé à la carte de vigilance « crues ».

Les prévisions des cotes et débits sont obtenus à l'aide de modèles numériques. Les SPC en emploient une grande variété, si bien qu'un inventaire semble difficile à dresser à l'échelle de la France entière (MEEDM, 2010). On distingue notamment des modèles de propagation (débit-débit), des modèles purement hydrauliques, ou des modèles hydrologiques (pluie-débit). Initialement, ils n'ont pas forcément été développés dans un objectif de prévision des crues : c'est par exemple le cas

du modèle MOÏSE, utilisé sur la Meuse, et mis au point dans une perspective de connaissance du fonctionnement hydraulique en vue de travaux de protection (MEEDM, 2010). Aux lignes suivantes, on concentre la description sur la stratégie de prévision adoptée par le SPC-GD.

Pour assurer ses prévisions, le SPC-GD emploie deux modèles : un modèle hydrologique adapté aux crues des parties amonts des bassins, et notamment aux crues éclair, et un modèle de propagation pour les parties avals des cours d'eau, ou sur les cours d'eau les plus importants. La figure 10 illustre ce découpage à l'échelle du bassin versant de l'Ardèche, dans sa partie amont-intermédiaire.

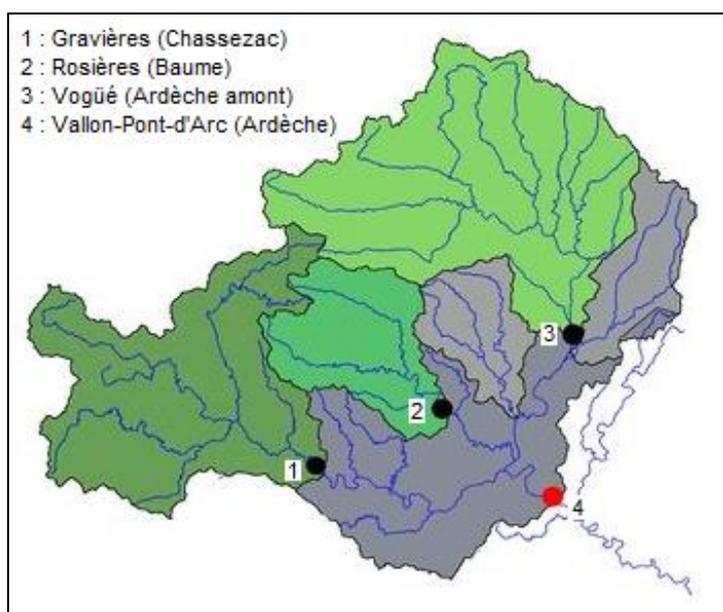


Figure 10 : Stratégie de modélisation adoptée par le SPC-GD – cas du bassin de l'Ardèche en amont de Vallon-Pont-d'Arc (07). Les points indiquent les positions des stations hydrométriques. Les bassins dans des teintes de vert sont jaugés ; la prévision y est assurée avec le modèle hydrologique ALHTAÏR. Le modèle de propagation PREVI-Vallon est employé pour la prévision à la station de Vallon-Pont-d'Arc ; il est alimenté par les hydrogrammes observés aux trois stations en amont, et par des modélisations hydrologiques ALHTAÏR des deux sous-bassins non jaugés, en gris clair. D'après des données du SPC-GD.

Aux bassins en amont ou latéraux (en vert et gris sur la figure 10), le modèle hydrologique distribué ALHTAÏR (Alarme Hydrologique Territoriale Automatisée par Indicateur de Risque) est employé. Développé depuis 1999 au SAC-30 (l'ancien Service d'Annonce des Crues du Gard), et maintenant au SPC-GD, le modèle est adapté aux bassins versants de moins de 500 km². Il est basé sur un module de production pseudo-hortonien, et utilise des données pluviométriques radar, à la résolution d'1 km² et au pas de temps de 5 minutes, calibrées et advectées selon les mesures des pluviomètres au sol (images CALAMAR - voir notamment : Ayral, 2005). Ces données, fines, sont particulièrement adaptées pour la modélisation des crues éclair, dont la forte variabilité spatio-temporelle des pluies associées est un trait caractéristique). Des descriptions très complètes du modèle ALHTAÏR sont proposées par Bressand (2002) et Ayral (2005).

Sur les parties en aval, des modèles de propagation des cotes et débits, dits PREVI-X (X désignant le nom de la station à laquelle la prévision est faite), ont été développés. Ce sont des modèles conceptuels, basés sur une représentation de la rivière sous forme de casiers. La propagation au travers des casiers se fait avec un effet d'écèlement, et à un temps constant d'une demi-heure. Le modèle se rapproche du schéma de transfert du Lag&Route (Linsley *et al.*, 1949). Il est alimenté par les débits observés à l'amont, et par les débits des apports latéraux non-jaugés, modélisés avec ALHTAÏR. Ainsi, dans le cas de l'Ardèche présenté à la figure 10, les débits à la station de Vallon-

Pont-d'Arc (point rouge) sont obtenus avec PREVI-Vallon, alimenté par les débits observés aux trois stations en amont (Gravières, Rosières et Vogüé), et par les débits, modélisés avec ALHTAÏR, des bassins non-jaugés (en gris). Pour la modélisation aux stations du Rhône, plusieurs modèles PREVI-X s'enchaînent les uns après les autres. En complément, le lecteur peut consulter SPC-GD (2011).

Le modèle ALHTAÏR est utilisé par le SPC-GD pour des prévisions variant de 2h30 à 4h aux stations en amont (SPC-GD, 2011). Ces temps correspondent aux temps de concentration des bassins. En effet, les prévisions de pluie actuelles ne sont pas suffisamment fines et fiables pour alimenter ALHTAÏR ; en conséquence, les prévisions hydrologiques se limitent à la dernière donnée CALAMAR de pluie reçue. Le calcul étant quasi-instantané, les prévisions sont donc de l'ordre du temps de concentration du bassin. Les prévisions de pluie devraient connaître des améliorations significatives dans un futur proche. On peut citer les travaux actuellement menés par le SCHAPI et Météo-France, visant à adapter les prévisions AROME pour la modélisation des crues éclair (voir 3.3). Concernant la mesure pluviométrique en elle-même, une nouvelle génération de radars météorologiques, dits à bande X, est en phase d'évaluation en région Provence-Alpes-Côte-d'Azur. Ces nouveaux radars permettent d'envisager une amélioration de la mesure des précipitations dans les zones de relief (Bachoc *et al.*, 2011).

Les prévisions des modèles PREVI-X sont de l'ordre des temps de transfert depuis les stations en amont. Par exemple, elles sont à 4h à Vallon-Pont-d'Arc sur l'Ardèche, ou encore à 6h à Remoulins, sur le Gardon (voir figure 7), où le modèle est employé depuis Ners, en aval de la confluence des Gardons d'Anduze et d'Alès. Pour les apports des bassins amont ou latéraux ayant un temps de transfert plus court que l'horizon de prévision, l'hydrogramme injecté observé ou modélisé avec ALHTAÏR est complété par modélisation. La dernière donnée pluviométrique CALAMAR réceptionnée est alors reproduite sur la durée *Horizon de prévision - Temps de transfert*, et utilisée pour alimenter ALHTAÏR.

De plus, aux stations modélisées avec les modèles PREVI-X, des assimilations de données sont effectuées. Cette technique permet, comme l'indique Coustau (2011), d'améliorer la simulation des débits, en corrigeant différentes composantes du modèle : les paramètres (constants au cours d'une simulation), les variables d'entrée et d'état, ou encore directement les débits en sortie. Pour son assimilation, le SPC-GD corrige quatre composantes : les hydrogrammes observés des stations en amont, modulés à $\pm 20\%$ (ce qui correspond à l'incertitude associée aux courbes de tarage) ; les hydrogrammes modélisés des bassins non-jaugés, modulés à $\pm 50\%$ (incertitude associée aux modélisations) ; les paramètres de PREVI-X ; le débit de base à la station.

Ainsi, la stratégie actuelle du SPC-GD permet des prévisions jusqu'à 4h pour certains bassins en amont, et des temps plus long pour les tronçons modélisés avec les modèles PREVI-X. Dans les parties avals du Rhône et de la Durance, la prévision peut être employée pour définir le niveau de vigilance.

1.4. Les bassins non-jaugés et la prévision des zones inondées : deux enjeux importants de la prévision des crues à cinétique rapide

Dans cette section, on détaille deux enjeux de la prévision des crues à cinétique rapide, auxquels nos travaux vont s'intéresser : les problématiques de la prévision et de la modélisation aux bassins non-jaugés, et de la prévision des inondations à l'échelle des grands bassins versants méditerranéens.

1.4.1. La problématique de la prévision et de la modélisation aux bassins non-jaugés

La prévision assurée par les SPC ne concerne, comme indiqué précédemment, que les cours d'eau réglementaires, pour lesquels l'Etat a une obligation de suivi hydrologique et de vigilance. Sur les cours d'eau plus petits, qui peuvent être des affluents de ces cours d'eau réglementaires, la prévision est parfois assurée par des sociétés de prestations de services. Dans d'autres cas, les communes ou des regroupements de communes ont développé leurs propres outils de vigilance et de prévision. Cependant, à l'heure actuelle, la grande majorité des cours d'eau n'a pas de dispositif, et n'est pas équipée d'instruments de mesures hydrologiques, ou seulement partiellement. On parle alors de bassins non-jaugés.

Pourtant, ces bassins ne sont pas exempts de risques. Vinet (2007) analyse la répartition spatiale des victimes des crues à cinétique rapide en Languedoc-Roussillon pour la période 1996-2006, incluant les événements majeurs de l'Aude en 1999 et du Gard en 2002. L'auteur indique qu'à peine la moitié des décès ont eu lieu à proximité d'un cours d'eau relevant de la vigilance « crues » (30 sur 63). Il conclut quant à la nécessité de faire bénéficier les petits bassins non-jaugés d'une vigilance, qui peut être au moins pluviométrique. De la même façon, Ruin *et al.* (2008), s'intéressant aux crues du Gard en 2002, constatent un nombre élevé de décès survenus sur des petits bassins non-réglementaires, d'une superficie de l'ordre ou inférieure à 10 km². Les victimes étaient *a priori* en bonne condition physique, l'âge moyen étant de 43 ans (Ruin *et al.*, 2008).

Les temps de réponse de ces petits bassins versants, très courts, et l'absence de prévisions pluviométriques suffisamment fines et adaptées, limitent, à l'heure actuelle, toute tentative de modélisation hydrologique à base physique ou conceptuelle dans un objectif de prévision sur ces bassins. Seules des stratégies de vigilance, basées sur les prévisions AP/BP de Météo-France, peuvent être envisagées. L'emploi de modèles à réseaux de neurones constitue toutefois une piste intéressante. Ils ont récemment été expérimentés pour la prévision sur des bassins non-jaugés soumis aux crues éclair (Artigue, 2012 ; Artigue *et al.*, 2012). Ces prévisions se font sans aucune prévision de pluie ni utilisation de débits observés. La démarche se base sur une correction des résultats du modèle à l'aide d'une loi basée sur les superficies des sous-bassins non-jaugés et les débits spécifiques maximaux évalués en ceux-ci (Artigue, 2012). Si, selon l'auteur, cette approche peut être améliorée par des travaux complémentaires, les résultats apparaissent déjà satisfaisants.

Outre ces constats, et concernant d'une façon plus générale l'ensemble des bassins non-jaugés quelles que soient leurs superficies, la modélisation hydrologique en ceux-ci est délicate à effectuer du fait de l'absence de données observées (débits notamment), qui permettent habituellement d'ajuster les paramètres des modèles. Ces difficultés de modélisations ne sont pas sans conséquences sur les prévisions plus en aval, à l'échelle des cours d'eau réglementaires. Comme indiqué précédemment à travers l'exemple du SPC-GD, les modèles de propagation utilisés pour la prévision aux parties intermédiaire-aval des grands cours d'eau sont alimentés par les données observées des sous-bassins jaugés en amont, et par des modélisations hydrologiques des sous-bassins non-jaugés. La qualité de la prévision est donc forcément liée à la qualité de ces dernières. Selon Moore *et al.* (2005), l'estimation des apports non-jaugés est même la plus grosse source d'erreur, plus encore que le niveau de simplification du modèle de propagation. Il convient donc d'affiner au mieux les modélisations des sous-bassins non-jaugés. A cette fin, dans le cas des modèles conceptuels ou à base physique, des stratégies de régionalisation des paramètres existent (voir notamment : Merz et Blöschl, 2004 ; Parajka *et al.*, 2005 ; Oudin *et al.*, 2008). Elles seront détaillées plus précisément au chapitre 4 de ce manuscrit. Comme indiqué auparavant, le SPC-GD contourne quelque peu ce problème, en ajustant les modélisations des bassins non-jaugés par assimilation des débits mesurés aux stations en aval, sur les cours d'eau réglementaires. De l'aveu même des prévisionnistes, si cette stratégie est efficace pour la prévision aux stations réglementaires,

elle est toutefois trop grossière pour une modélisation satisfaisante des sous-bassins non-jaugés, dans la mesure où seuls les principaux apports non-jaugés alimentent le modèle de propagation. Les modélisations de ceux-ci sont donc « gonflées », et intègrent, implicitement, les contributions des petits sous-bassins non-jaugés voisins.

Ainsi, la prévision et la modélisation aux bassins non-jaugés constituent un enjeu important de la prévision des crues à cinétique rapide des bassins méditerranéens. Dans le cadre de ces travaux, nous nous intéresserons particulièrement à la problématique de la qualité des modélisations hydrologiques de ceux-ci. Ce point est l'objet du chapitre 4 de ce manuscrit.

1.4.2. De la prévision des crues à la prévision des inondations

En sus des vigilance et prévision des crues, la prévision des inondations apparaît comme un élément supplémentaire et pertinent pour définir les actions à mener lors de la gestion de crise. Cette prévision vise à identifier les zones susceptibles d'être submergées au cours de l'évènement. Elle nécessite des données topographiques précises et des informations d'occupation des sols, pour par exemple distinguer les zones habitées des zones à moindres enjeux, pour lesquelles des actions différentes seront engagées. Elle ne peut être menée qu'à l'aide d'un modèle hydraulique, basée sur les équations de Saint-Venant ou sur des simplifications de celles-ci (onde cinématique et onde diffusante).

En France, à l'heure actuelle, la prévision des inondations n'est pas assurée, ni par les SPC, ni par les prestataires de services. Toutefois, des réflexions à ce sujet sont en cours. On peut par exemple citer une des conclusions du rapport d'évaluation de la prévision des crues, établi par le Ministère de l'Ecologie, de l'Energie, du Développement durable, et de la Mer en 2010 (MEDDM, 2010) : « *La mission considère qu'il est préférable de limiter la responsabilité du réseau des SPC à la seule prévision des crues et de ne pas lui confier la prévision des inondations. En tout état de cause, un investissement éventuel de l'Etat dans le domaine de la prévision des inondations devrait faire l'objet d'une analyse préalable approfondie des moyens et des compétences à mettre en œuvre pour exercer cette mission* ». On peut donc supposer que la prévision des inondations pourrait éventuellement être organisée dans quelques années, lorsque les technologies et les données seront plus apprêtées (modèles construits ; amélioration de la rapidité des traitements numériques ; données topographiques fines type Lidar, utiles à la modélisation des inondations, acquises...). A notre connaissance, une première initiative a été proposée récemment par Erlich *et al.* (2012), à l'échelle du bassin du Gardon.

Ces travaux visent à proposer un outil *a priori* pertinent pour la modélisation et la prévision des crues et des inondations à l'échelle d'un grand bassin versant méditerranéen : le couplage de modèles hydrologique et hydraulique. A la section suivante, nous détaillons les principaux objectifs de ces travaux de thèse.

1.5. Objectifs des travaux de thèse

Ces travaux de thèse s'intéressent donc à un couplage de modèles hydrologique et hydraulique, qui doit être adapté à la modélisation et à la prévision des crues et des inondations associées, des grands bassins versants méditerranéens (de l'ordre ou supérieur à 1 000 km²). Le couplage de modèles est appliqué au bassin versant du Gardon (2 040 km²), dans le sud de la France, et qui est le dernier affluent important du Rhône. Il se compose d'un modèle hydrologique distribué, évènementiel et conceptuel, permettant de modéliser les apports en amont du modèle hydraulique, et latéraux à celui-ci, et d'un modèle hydraulique à une dimension basé sur les équations complètes de Saint-Venant, et

appliqué au tronçon intermédiaire-aval du Gardon. Les choix de couplage adoptés, les définitions associées, et l'application au bassin versant du Gardon sont détaillés au chapitre 2 de ce manuscrit.

Les principaux objectifs des travaux sont les suivants. Il s'agira :

- D'évaluer les performances d'un couplage de modèles pour la modélisation des hydrogrammes de quelques événements de crue, dans la partie intermédiaire-aval du Gardon. Cette première application est décrite à la partie 2.5 du chapitre 2. Le couplage est employé pour modéliser les hydrogrammes de sept événements récents de crue. Les résultats sont analysés à cinq stations du bassin. L'analyse devrait donner une première indication de la validité de la démarche adoptée.
- D'évaluer les performances du couplage pour la modélisation de l'évènement majeur de septembre 2002, évoqué à la section 1.2.1 de ce chapitre. A cette fin, et pour une bonne prise en compte des débordements, qui sont multidirectionnels, des casiers sont ajoutés au modèle hydraulique 1D employé. Les résultats du couplage sont analysés en termes d'hydrogrammes de crue, de reconstitution des cotes des Plus Hautes Eaux (PHE) relevées à la suite de l'épisode, et en termes de reconstitution des zones inondées. Cette analyse permettra d'évaluer la pertinence du couplage pour la modélisation d'un évènement majeur, fortement débordant. La méthodologie adoptée, et les résultats obtenus, sont présentés au chapitre 3 du manuscrit.
- D'analyser une approche affinée de modélisation hydrologique des apports latéraux non-jaugés, au modèle hydraulique. Une approche de régionalisation des paramètres, basée sur un indicateur d'état d'humidité des sols, et sur différentes caractéristiques physiques des sous-bassins non-jaugés (épaisseurs moyennes des sols, pentes moyennes...) est présentée et évaluée. L'analyse porte sur l'épisode de septembre 2002, et sur quelques événements plus récents. Cette analyse est l'objet du chapitre 4 de la thèse.
- D'évaluer les performances du couplage de modèles pour la prévision des crues du Gardon. L'analyse s'intéresse aux hydrogrammes modélisés dans la partie intermédiaire-aval du Gardon, et à la prévision des cotes dans le lit majeur, dans un cas d'application à l'épisode de septembre 2002. Elle se base sur trois scénarios simples de pluies futures. Cette analyse est présentée au chapitre 5 du manuscrit.

Ainsi, ces différentes analyses devraient nous permettre d'apporter des éléments de réponse quant à l'intérêt d'un couplage de modèles pour la modélisation et la prévision des crues à cinétique rapide et des inondations associées, à l'échelle d'un bassin versant méditerranéen tel celui du Gardon. Si les résultats sont concluants, le couplage de modèles s'avérerait être une alternative intéressante et complémentaire des approches existantes et développées au sein du SPC-GD, et, plus largement, au sein des SPC dont le territoire comporte des bassins à crues à cinétique rapide.

1.6. Conclusion

Ce chapitre a permis de poser les éléments de contexte, de détailler les stratégies de vigilance et de prévision des crues à cinétique rapide développées sur le territoire, de détailler deux enjeux associés à la prévision (la modélisation et la prévision aux bassins non-jaugés, et la prévision des inondations), et de définir les objectifs de ces travaux de thèse.

Les crues à cinétique rapide sont donc des événements particulièrement destructeurs, engendrant des bilans trop souvent dramatiques (de nombreuses victimes, des dégâts importants). Elles ont pour

origine des pluies exceptionnelles, en termes d'intensité, de cumul, et parfois d'extension spatiale. Très fréquemment, des systèmes convectifs de méso-échelle (MCS) en forme de V y sont associés. La rapidité de la réponse hydrologique s'explique par la combinaison d'un ensemble de processus de genèse des crues, dont la variabilité spatio-temporelle à l'échelle des bassins, et l'intensité, sont encore aujourd'hui particulièrement difficiles à appréhender. Cette méconnaissance des processus, et des facteurs influant ceux-ci (la géométrie du bassin, l'occupation du sol...), explique en partie la difficulté de la prévision des crues à cinétique rapide.

En France, la vigilance et la prévision à l'échelle de cours d'eau dits réglementaires, sont assurées par les Services de Prévision des Crues (SPC) depuis 2003. Ces services ont développé des outils, et notamment des modèles, adaptés aux tronçons surveillés. Par exemple, le SPC-GD, dont le territoire comporte de nombreux bassins à crues à cinétique rapide, emploie le modèle hydrologique distribué et conceptuel ALHTAÏR pour les prévisions en amont, et le modèle de propagation conceptuel PREVI-X pour les parties intermédiaire-aval des bassins.

Deux aspects de la prévision pourraient être améliorés dans les années à venir : les prévisions et modélisations aux bassins non-jaugés, et la prévision des zones inondées. Ces travaux de thèse s'intéressent directement à ces deux points. Ils proposent un couplage de modèles hydrologique et hydraulique, qui apparaît être un outil pertinent pour la modélisation et la prévision des crues à cinétique rapide et des inondations associées.

Le chapitre suivant détaille la définition d'un tel couplage, appliqué au bassin versant du Gardon dans le sud de la France.

Chapitre 2 : Le couplage de modèles

– Définitions, choix, et première application à quelques évènements non-débordants du Gardon

2.1. Introduction

Le chapitre précédent a précisé les contextes et objectifs de ces travaux de thèse. Dans ce chapitre, nous abordons l'objet des travaux : le couplage de modèles hydrologique et hydraulique. Comme évoqué précédemment, ce couplage est appliqué au bassin versant du Gardon, et doit être à même d'estimer les débits, les hauteurs d'eau écoulées, et les zones inondées, en tout point du cours d'eau. La finalité souhaitée de l'outil est double : il doit permettre des modélisations dont les résultats sont satisfaisants, mais également être utilisable dans une optique de prévision opérationnelle.

Ce chapitre a pour objectif, dans un premier temps, de définir la notion de couplage de modèles, et les deux types de modèles, hydrologique et hydraulique. C'est l'objet de la section 2.2. Puis, les choix de couplage, et les modèles retenus, sont définis à la section 2.3. Nous verrons notamment que le modèle hydrologique SCS-LR de la plateforme ATHYS (<http://www.athys-soft.org>), mis au point par l'IRD⁶, et le code hydraulique 1D MASCARET, développé par EDF et le CETMEF⁶, sont à la base du couplage considéré. A la section 2.4, la stratégie de couplage à l'échelle du bassin versant du Gardon est détaillée. Enfin, la section 2.5 propose une première application du couplage de modèles, à quelques événements survenus. Ces événements, récents, sont d'importance moyenne. Il s'agit d'évaluer la capacité du couplage pour la modélisation de ceux-ci.

2.2. Définitions : modèles hydrologique et hydraulique, et couplage de modèles

Dans cette partie, nous définissons dans un premier temps les notions de modèles hydrologique et hydraulique. Puis, le couplage de ces deux outils est abordé.

2.2.1. Les modèles hydrologiques

Un modèle hydrologique permet la transformation d'une ou de plusieurs entrées météorologiques (pluie, évapotranspiration...) en sortie hydrométrique (débit, hauteur d'eau). C'est une reconstitution, plus ou moins proche de la réalité physique selon le niveau de complexité du modèle et les hypothèses retenues, des processus de genèse et de propagation des crues et des facteurs associés, décrits aux parties 1.2.3 et 1.2.4 du chapitre 1. Comme l'indique Ambroise (1998), il existe une très grande variété de modèles hydrologiques (« *il y a presque autant de modèles que d'hydrologues* »).

Des classifications des modèles, d'après plusieurs critères, ont été proposées dans la littérature (voir par exemple : Ambroise, 1998 ; Kampf et Burges, 2007). Les modèles se distinguent selon leur degré d'abstraction, leur représentation du bassin, ou encore selon la représentation temporelle des phénomènes. Les paragraphes suivants détaillent ces trois grandes classifications. A la section 2.2.1.2, nous détaillons quelques exemples de modèles hydrologiques adaptés au contexte des crues à cinétique rapide.

2.2.1.1. Classifications des modèles hydrologiques

Les modèles empiriques sont distingués des modèles à base physique, et des modèles conceptuels (classification selon le degré d'abstraction des modèles). Les modèles empiriques, aussi dits « boîte noire », reproduisent le comportement global du bassin, sans faire d'hypothèses sur les processus et facteurs régissant la réponse hydrologique (Marchandise, 2007). Ils visent à reconstituer la relation

⁶ IRD : Institut de Recherche pour le Développement ; CETMEF : Centre d'Etudes Techniques Maritimes Et Fluviales.

pluie mesurée / débit à l'exutoire. Ils comportent des paramètres, qui sont ajustés d'après les données de débits ou hauteurs enregistrées lors d'évènements passés à l'exutoire du bassin. Cette procédure est qualifiée de « calage » (Ambroise, 1998). Il existe plusieurs types de modèles empiriques (Coustau, 2011) : les modèles régressifs, les modèles à réseaux de neurones, qui seront évoqués par après, ou encore les modèles basés sur l'Hydrogramme Unitaire ou sur sa variante, la méthode de la DPFT (Différence Première de la Fonction de Transfert). Versiani (1983) et Sempere-Torres (1990) détaillent par exemple deux applications de modèles DPFT au bassin du Gardon d'Anduze, un sous-bassin du Gardon. Comme le note Coustau (2011), les modèles empiriques nécessitent un grand nombre de données pour le calage des paramètres, ce qui est une limite importante. Avec les progrès de l'informatique, l'emploi de modèles plus sophistiqués, à base physique ou conceptuels, s'est considérablement développé ces dernières années. Le modèle à base physique vise à représenter la réalité hydrologique au plus près, en intégrant un maximum de processus et facteurs régissant *a priori* la réaction du bassin. La modélisation ne se limite cette fois-ci plus uniquement au débit à l'exutoire : le modèle à base physique vise à reproduire l'ensemble des processus hydrologiques, et de cette façon, permet d'améliorer la compréhension des réponses hydrologiques du bassin. Il est basé sur les équations de la physique des écoulements d'eau dans les sols, et sur les lois de la mécanique des fluides (Marchandise, 2007). Ces équations sont appliquées à des échelles fines, et leurs paramètres, physiques, sont en principe mesurables sur le terrain (épaisseurs des sols, perméabilité...). Comme le notent Marchandise (2007) et Coustau (2011), les paramètres des modèles à base physique sont en réalité très souvent calés, du fait de la méconnaissance aux échelles importantes, de la variabilité spatiale et temporelle des descripteurs physiques du milieu. Selon Coustau (2011), les temps de calcul des modèles à base physique, importants, sont souvent incompatibles avec un objectif de prévision des crues. Enfin, les modèles conceptuels, dits aussi « à réservoir », constituent une dernière catégorie de modèles, intermédiaire aux modèles empiriques et aux modèles à base physique. Ils sont basés sur une description des processus hydrologiques dominants à l'aide de lois empiriques. Le bassin versant est décrit comme un assemblage de réservoirs interconnectés, dont les caractéristiques constituent les paramètres du modèle. Ces paramètres doivent être calés. Les modèles GR4J (Perrin et Andréassian, 2003), ou GRP (Berthet *et al.*, 2009 ; Berthet, 2010) sont des exemples de modèles conceptuels. Comme le note Estupina-Borrell (2004), la distinction modèle conceptuel – à base physique est parfois peu évidente. Coustau (2011) évoque ainsi une catégorie supplémentaire, intermédiaire entre le modèle conceptuel et le modèle à base physique, que l'auteur qualifie de catégorie de modèles « à base physique dégradée ». Ambroise (1998), parle lui de modèles « physico-conceptuels ». Les deux auteurs classent le modèle TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979), dans cette catégorie.

Une seconde classification distingue les modèles globaux, semi-distribués, ou distribués, qui diffèrent du point de vue de leur représentation du bassin versant. Les modèles globaux considèrent le bassin comme une entité insécable sur laquelle sont moyennées les variables de forçage (pluie, évapotranspiration) et les variables internes. Par exemple, les modèles GR précédemment évoqués, et les modèles basés sur l'Hydrogramme Unitaire ou la méthode de la DPFT, sont des modèles globaux. A l'inverse, les modèles distribués discrétisent le bassin en un grand nombre d'unités élémentaires, généralement carrées de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres de côté. Dans le cas des modèles semi-distribués, les unités élémentaires correspondent aux sous-bassins (Lerat, 2009). Les modèles distribués ou semi-distribués sont plus complexes que les modèles globaux. Ils permettent d'envisager une distribution dans l'espace des paramètres du modèle, des variables internes de celui-ci, et des données utilisées en entrée. Comme l'indique Coustau (2011), on peut se demander quels paramètres ou données doivent être distribués, ou, à l'inverse, peuvent être moyennés. Dans le cas du modèle SCS-LR de la plateforme ATHYS, distribué et basé sur une discrétisation du bassin en mailles carrées régulières (voir notamment : Bouvier *et al.*, 2004 ; Marchandise, 2007 ; Coustau, 2011), les paramètres du modèle sont moyennés à l'échelle du bassin, mais les données de pluie sont distribuées à l'échelle de chaque maille. Cette stratégie fournit des modélisations satisfaisantes dans le cas de crues à cinétique rapide, d'après les résultats des auteurs évoqués. D'une façon plus générale, la littérature indique une nette amélioration des résultats des

modélisations lorsque des données de pluie spatialisées sont employées en entrée des modèles, dans des cas d'application à des bassins à crues à cinétique rapide (Le Lay et Saulnier, 2007 ; Saulnier et Le Lay, 2009 ; Sangati *et al.*, 2009 ; Anquetin *et al.*, 2010 ; Zoccatelli *et al.*, 2010 ; Tramblay *et al.*, 2011). Le cas particulier de cette classification est illustré à la figure 11, tirée de Lerat (2009).

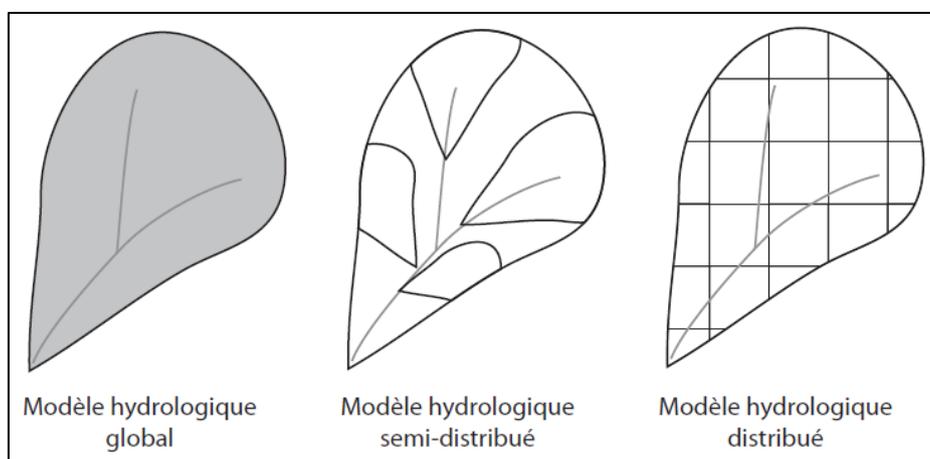


Figure 11 : Classification des modèles hydrologiques selon leur représentation des bassins : approches globales, semi-distribuées et distribuées (Lerat, 2009).

Enfin, une dernière classification distingue les modèles continus des modèles évènementiels (classification selon la durée de la modélisation et les phénomènes reproduits). Les premiers sont utilisés sur de longues périodes, parfois plusieurs années, et reconstituent aussi bien les phases de crue que les phases d'étiage des cours d'eau. Les seconds ciblent spécifiquement les crues. Les paramètres de ces deux types de modèles sont déterminés de façon distincte. Les paramètres du modèle continu sont estimés par calage sur une période dite de « warm-up », d'une à plusieurs années (Berthet *et al.*, 2009). Dans le cas du modèle évènementiel, les paramètres doivent être ajustés, souvent pour chaque évènement. A cette fin, des procédures de calage sont adaptées. Pour un emploi dans une optique de prévision des crues, le calage n'est évidemment pas possible. Des stratégies d'initialisation des paramètres particulièrement sensibles, comme par exemple la teneur en eau initiale des sols des bassins, ont été développées en réponse (voir par exemple, pour le modèle SCS-LR : Marchandise, 2007 ; Marchandise et Viel, 2009 ; Coustau, 2011 ; Tramblay *et al.*, 2011). La question du choix entre un modèle continu et un modèle évènementiel a été abordée dans la littérature. Dans une étude basée sur 178 bassins versants français de caractéristiques diverses, Berthet *et al.* (2009) ont montré de meilleures performances d'un modèle continu pour la modélisation des crues. Les auteurs précisent que les différences sont moins marquées lors d'essais en prévision, du fait que le modèle est ajusté par une assimilation des débits observés.

2.2.1.2. Quelques exemples de modèles hydrologiques adaptés aux crues à cinétique rapide

De nombreux modèles hydrologiques ont été utilisés voire développés expressément pour la modélisation des crues à cinétique rapide. Les paragraphes suivants présentent quelques-uns de ces modèles, qui sont parmi les plus fréquemment cités dans la littérature scientifique. Ils sont décrits de manière assez succincte : leurs grands principes de fonctionnement, et leurs degrés de discrétisation, sont notamment évoqués. Pour plus de détails, le lecteur pourra consulter les références citées, qui concernent des applications à des bassins à crues à cinétique rapide, très souvent dans le sud de la France.

Les modèles hydrologiques utilisés pour modéliser les crues à cinétique rapide sont le plus souvent conceptuels ou à base physique, semi-distribués ou distribués, et événementiels. La nature conceptuelle / à base physique des modèles permet de tenir compte, de façon plus ou moins dégradée selon les modèles, des processus à l'origine des crues à cinétique rapide. Dans un objectif de prévision opérationnelle, des modèles conceptuels ou à base physique dégradée sont généralement privilégiés. Le modèle ALHTAÏR, utilisé par le SPC-GD et présenté au chapitre précédent, en est un exemple. Ces types de modèles sont plus rapides, et nécessitent moins de données en entrée que des approches à base physique plus complètes, ce qui est un avantage important en prévision opérationnelle. Il est à noter que des approches empiriques, basées notamment sur les réseaux de neurones, ont été développées ces dernières années et paraissent adaptées à la prévision. Nous reviendrons sur ce cas particulier aux paragraphes suivants.

Les modèles sont également souvent distribués ou au moins semi-distribués, du fait du contexte des crues méditerranéennes. Les pluies associées sont souvent très variables spatialement et temporellement, en termes de cumuls et d'intensités, et la littérature montre l'importance de la prise en compte de cette caractéristique pour la modélisation (Le Lay et Saulnier, 2007 ; Saulnier et Le Lay, 2009 ; Sangati *et al.*, 2009 ; Anquetin *et al.*, 2010 ; Zoccatelli *et al.*, 2010 ; Trambly *et al.*, 2011). De la même façon, des auteurs insistent sur la nécessité du choix d'un modèle distribué pour une modélisation au plus juste de l'évolution de la teneur en eau locale des sols au cours de l'évènement, qui est d'un impact fort sur la bonne qualité de la reproduction de la crue (voir par exemple : Le Lay et Saulnier, 2007). Enfin, les modèles utilisés sont très souvent événementiels, car comportant moins de paramètres et nécessitant moins de données en entrée (Coustau, 2011).

Les modèles les plus fréquemment cités dans la littérature sont :

- ALHTAÏR (Bressand, 2002 ; Ayrat, 2005 ; Ayrat *et al.*, 2005 ; Marchandise, 2007 ; Thierion, 2010), modèle conceptuel et distribué développé par le SPC-GD, évoqué au chapitre précédent ;
- CVN, modèle distribué à base physique (Manus *et al.*, 2009 ; Anquetin *et al.*, 2010 ; Braud *et al.*, 2010). Ce code combine un module d'infiltration utilisant les équations de Richards à une dimension, résolues selon la méthode proposée par Ross (2003), et les équations de l'onde cinématique, une simplification des équations de Saint-Venant, pour le transfert en surface. Les équations de Saint-Venant et leurs simplifications seront détaillées ultérieurement dans ce chapitre. Le modèle CVN est basé sur une discrétisation du bassin en zones à réponses hydrologiques homogènes (irrégulières, et dont la superficie est inférieure ou de l'ordre d'1 km² - Anquetin *et al.*, 2010), définies à l'aide des données de la BD DoneSol[®] développée par l'INRA⁷ (INRA, 2008).
- MARINE, modèle distribué à base physique (Estupina-Borrell et Dartus, 2003 ; Estupina-Borrell, 2004 ; Bessière, 2008 ; Braud *et al.*, 2010 ; Roux *et al.*, 2011 ; Garambois, 2012). Ce modèle comporte trois modules (Garambois, 2012). Le premier module évalue l'infiltration d'eau dans les sols du bassin à l'aide du modèle simplifié de Green et Ampt (Heber Green et Ampt, 1911). Le second module estime les écoulements latéraux de subsurface à l'aide d'une approximation de la loi de Darcy (Darcy, 1857). Enfin, le troisième module représente les écoulements de surface, et est basée sur une simplification des équations de Saint-Venant : l'onde cinématique. Dans ce modèle, le bassin est discrétisé en mailles carrées régulières, définies à partie d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT).
- MODSPA, modèle semi-distribué à base physique (Moussa, 1991 ; Moussa *et al.*, 2007), assimilant le bassin à un double réservoir. Le premier réservoir modélise le sol. Son stock

⁷ INRA : Institut National de la Recherche Agronomique.

d'eau est régi par plusieurs processus : l'infiltration de l'eau de pluie, fonction des capacités maximales et minimales d'infiltration du sol, et de la capacité maximale de stockage du réservoir sol ; l'évaporation, modélisée à l'aide de lois empiriques (Moussa *et al.*, 2007) ; l'écoulement hypodermique, estimé selon une loi croisant la pente moyenne, la capacité d'infiltration des sols, et la capacité maximale du réservoir sol ; les pertes par percolation en profondeur, évaluées selon ces trois mêmes critères. La percolation alimente le second réservoir du modèle, qui représente l'aquifère. La vidange de ce réservoir définit le débit de base inter-événementiel. Elle est calculée selon une relation linéaire (Moussa *et al.*, 2007). Le modèle MODSPA repose sur un découpage du cours d'eau en biefs élémentaires, chacun alimentés par un sous-bassin amont, et deux versants latéraux. Le transfert d'eau dans les biefs est modélisé avec l'onde diffusante, une simplification des équations de Saint-Venant.

- les modèles dérivés de la théorie du SCS (Soil Conservation Service), considérant une genèse de crue fonction de l'évolution au cours du temps et dans l'espace d'un coefficient de ruissellement $C(t)$. Les modèles suivants peuvent notamment être cités : le modèle semi-distribué CINECAR, employé pour la reconstitution des événements de l'Aude en 1999 et du Gard en 2002 (Gaume, 2002 ; Gaume *et al.*, 2003 ; Gaume *et al.*, 2004 ; Versini, 2007 ; Versini, 2012) ; le modèle distribué KLEM, évalué sur des bassins italiens (Borga *et al.*, 2007 ; Sangati *et al.*, 2009 ; Sangati et Borga, 2009) ; le modèle distribué SCS-LR de la plateforme ATHYS (Bouvier *et al.*, 2004 ; Bouvier *et al.*, 2006 ; Marchandise, 2007 ; Marchandise et Viel, 2009 ; Trambly *et al.*, 2011 ; Coustau, 2011 ; Coustau *et al.*, 2012).
- TOPMODEL, qu'Ambroise (1998) classe dans la catégorie des modèles physico-conceptuels, et ses dérivés (TOPSIMPL, TOPODYN, n-TOPMODELS, ISBA-TOPMODEL...). La version initiale de TOPMODEL a été développée par Beven et Kirkby (1979). Le modèle se base sur une genèse des écoulements par saturation par le bas (voir chapitre 1). Le ruissellement est fonction du déficit en eau des sols, évalué localement à l'aide d'un indice de similarité hydrologique, croisant la pente locale et la superficie drainée. Le modèle tient également compte des écoulements hypodermiques, reproduits avec la loi de Darcy (Darcy, 1857). TOPSIMPL est une version simplifiée de TOPMODEL, adaptée à la prévision des crues à l'échelle de bassins faiblement instrumentés (Chancibault *et al.*, 2006). TOPODYN est la version adaptée au contexte des crues méditerranéennes, développée au LTHE⁸ (Datin, 1998 ; Pellarin *et al.*, 2002). Elle est basée sur l'emploi d'un indice de similarité dynamique, évoluant au cours du temps. n-TOPMODELS est la version distribuée de TOPODYN, qui permet de spatialiser les paramètres du modèle et les pluies en entrée à l'échelle de mailles hydrologiques irrégulières (Saulnier et Le Lay, 2009 ; Bonnifait *et al.*, 2009). Le modèle a été complété d'une fonction de transfert géomorphologique, afin d'estimer les débits propagés en tout point des cours d'eau modélisés. Enfin, ISBA-TOPMODEL (Vincendon *et al.*, 2010) couple TOPODYN et ISBA, un module du modèle hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) de Météo-France (Habets *et al.*, 2008). Ce module permet de modéliser, à un pas de temps horaire, les échanges d'énergie et d'eau entre le sol et l'atmosphère, à l'échelle de mailles carrées de résolution kilométrique couvrant l'ensemble du territoire français (Boone, 2000). Les sorties du modèle ISBA (teneurs en eau des sols à deux pas de temps) sont utilisées pour définir l'indice de similarité hydrologique à la base du fonctionnement de TOPODYN (Vincendon *et al.*, 2010).
- Des modèles empiriques à réseaux de neurones, inspirés par ce que l'on connaît du fonctionnement d'un cerveau biologique (Kong A Siou, 2011). Un neurone est un opérateur mathématique qui transforme des variables d'entrée en valeurs de sortie, de façon non-linéaire. Le réseau de neurones est une combinaison de neurones, et comporte des neurones dits « cachés » (dont les sorties ne correspondent pas à des paramètres physiques

⁸ LTHE : Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (Grenoble).

mesurables sur le terrain) et des neurones dits « de sortie » (dont les sorties sont mesurables : débits, hauteurs d'eau dans notre cas). Si le réseau intègre uniquement des variables d'entrée, le réseau est dit « statique » ; à l'inverse, si le réseau utilise ses anciennes sorties, en plus des variables d'entrée, le réseau est dit dynamique (Kong A Siou, 2011 ; Artigue, 2012). Les modèles à réseaux de neurones présentent un avantage indéniable pour un emploi en prévision opérationnelle : ils ne nécessitent pas d'être alimentés par des prévisions de pluie en entrée. Plusieurs applications à des bassins du sud de la France ont été décrites dans la littérature (voir par exemple : Toukourou *et al.*, 2010 ; Kong A Siou, 2011 ; Kong A Siou *et al.*, 2011 ; Artigue, 2012 ; Artigue *et al.*, 2012 ; Bornancin-Plantier, 2013).

Il n'existe pas de consensus clair quant à un modèle préférable aux autres pour la modélisation hydrologique des crues à cinétique rapide (Hapuarachchi *et al.*, 2011). Des travaux comparent, de façon plus ou moins directe, quelques-uns de ces modèles entre eux. Marchandise (2007), dans ses travaux de thèse, s'est attelé à comparer les performances sur des bassins gardois de TOPMODEL, ALHTAÏR et SCS-LR, selon différents critères (performances en calage ; performances en validation ; capacité des modèles à reconstituer les événements extrêmes ; aptitude pour les sous-bassins). L'auteur constate des performances proches des trois modèles, qu'il qualifie d'acceptables, pour les événements d'importance moyenne ; les différences sont plus nettes dans le cas de l'événement majeur de septembre 2002 (la crue est largement sous-estimée par TOPMODEL, largement surestimée par ALHTAÏR, et légèrement surestimée par SCS-LR). Dans une optique quelque peu différente, qui n'est pas directement la comparaison des modèles, Braud *et al.* (2010) utilisent les modèles à base physique CVN et MARINE, pour reconstituer les débits atteints lors de l'épisode de 2002 en des bassins non-jaugés du Gard, évalués lors d'un retour d'expérience (détaillé au chapitre 3). Les auteurs constatent notamment une plus grande sensibilité de CVN aux pluies en entrée, qu'ils expliquent par l'emploi d'une approche empirique de transfert sur les versants.

Hormis le cas particulier des modèles à réseaux de neurones, les applications de modèles hydrologiques sont généralement limitées à des bassins de superficies allant jusqu'à quelques centaines voire environ 1 000 km², du fait de conceptualisation simplifiée du transfert d'eau amont-aval (modèles de transfert type Lag&Route, ou basés sur des simplifications des équations de Saint-Venant comme l'onde cinématique). Dans les parties intermédiaire-aval des grands cours d'eau, les débordements et les effets de remous peuvent être importants, et sont souvent mal appréhendés par les modèles hydrologiques (Lian *et al.*, 2007 ; Mejia et Reed, 2011). Les ouvrages hydrauliques (seuils, ponts...) sont souvent fréquents, et compliquent localement l'écoulement (Lian *et al.*, 2007). De plus, les enjeux (villes, routes longeant les cours d'eau...) sont généralement nombreux, et une modélisation fine des débordements apparaît être très utile pour la prévision opérationnelle (Claudet et Bouvier, 2004). A ces fins, l'emploi d'un modèle hydraulique paraît pertinent (Claudet et Bouvier, 2004).

2.2.2. Les modèles hydrauliques

Un modèle hydraulique permet de modéliser les caractéristiques d'une crue se propageant, sur tout le linéaire du cours d'eau d'intérêt, telles que les débits, vitesses, hauteurs d'eau atteintes, et les surfaces inondées dans le cas d'un événement débordant. Ce type de modèle est basé sur les équations de Saint-Venant, établies en 1871 par Barré de Saint-Venant, ou sur des simplifications de celles-ci (onde cinématique, onde diffusante). Ces équations sont remplacées localement par des lois d'ouvrages lorsqu'un ouvrage hydraulique (seuil, barrage) est présent, et sont complétées par des pertes de charge additionnelles lorsque la section du cours d'eau varie brusquement (en présence d'un pont, de gorges...). Les équations de Saint-Venant, les lois d'ouvrages, et les lois de pertes de charge, à la base des modèles hydrauliques, sont détaillées à la section 2.2.2.1. La section 2.2.2.2 aborde les simplifications des équations de Saint-Venant. Ces deux premières sections se limitent à la

description des modèles à une dimension. Les cas des modèles 2D, 3D, et des modèles 1D complétés de casiers hydrauliques, sont évoqués à la section 2.2.2.3.

2.2.2.1. Equations de Saint-Venant, lois d'ouvrages et de pertes de charge

Le système complet de Saint-Venant combine une équation de continuité, qui rend compte de la conservation de la masse, et une équation de la dynamique, représentative de la conservation de la quantité de mouvement. Elles sont ici présentées dans leur formulation à une dimension (Lerat, 2009) :

$$\left\{ \begin{array}{ll} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q & \text{Equation de continuité} \quad (1) \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\beta \frac{Q^2}{A} \right) + gA \frac{\partial h}{\partial x} + gA(S_f - S_0) = 0 & \text{Equation de la dynamique} \quad (2) \end{array} \right.$$

Avec :

- t le temps (s) ;
- x l'abscisse curviligne (m) ;
- $Q = Q(x,t)$ le débit (m^3/s) ;
- $A = A(x,t)$ la surface mouillée (m^2) ;
- $q = q(x,t)$ le débit linéique d'apport latéral (m^2/s), tel que $q > 0$ pour un apport et $q < 0$ pour une perte ;
- β le coefficient de Boussinesq, sans dimension, caractérisant les variations de vitesse dans la section transversale ;
- g l'accélération de la pesanteur (m/s^2) ;
- $h = h(x,t)$ la hauteur d'eau ou profondeur (m) ;
- $S_f = S_f(Q,y)$ la pente de la ligne d'énergie, fonction des frottements sur le fond, caractérisant les pertes de charge dites régulières (m/m) ;
- $S_0 = S_0(x)$ la pente du lit (m/m).

La pente de la ligne d'énergie S_f est déduite de formules de résistance à l'écoulement. Les formules de Chézy (Chézy, 1775), de Manning (Manning, 1891), ou encore de Darcy-Weisbach (Weisbach, 1847), sont les plus connues. Dans le cas de la formule de Manning, très souvent utilisée car présentant un certain nombre d'avantages, que détaille Vidal (2005), la pente s'exprime ainsi :

$$S_f = \left(\frac{Q}{K_s A R^{2/3}} \right)^2 \quad (3)$$

Avec :

- K_s le coefficient de Strickler ($m^{1/3}/s$), qui caractérise la résistance à l'écoulement, fonction de la rugosité du lit, de la forme de la section en travers... Le lecteur intéressé pourra consulter Yen (2002) et Vidal (2005) pour une énumération complète des sources de résistance ;
- R le rayon hydraulique (m), tel que $R = A/P$, avec P le périmètre mouillé (m).

Cette formulation à une dimension des équations de Saint-Venant, constituant l'essentiel du modèle hydraulique alors dit 1D, repose sur une représentation géométrique des lits mineur et majeur de la rivière sous la forme de profils en travers, repérés par leur abscisse curviligne (x) sur le profil en long (Hostache, 2006 ; et voir la figure 12, d'après cette même source). Ces profils en travers sont établis lors de campagnes de levés topographiques et bathymétriques (Samuels, 1990).

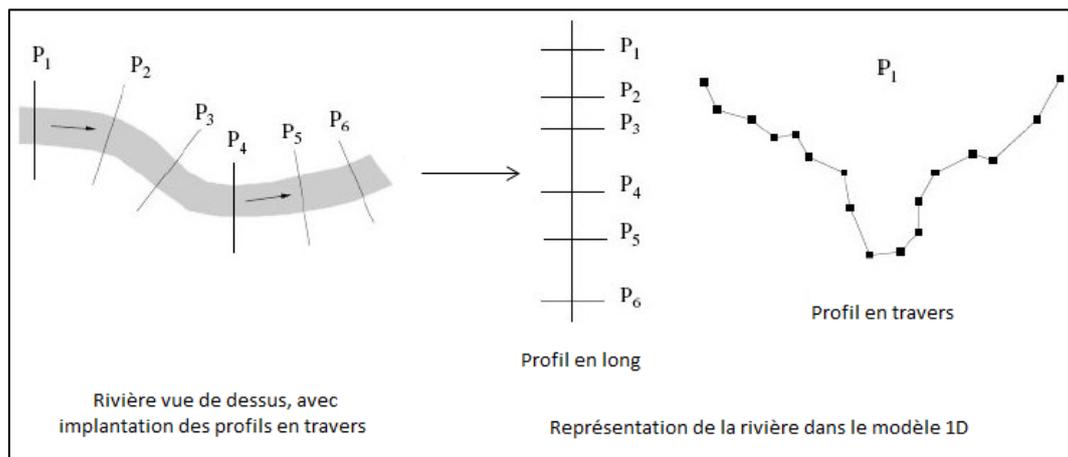


Figure 12 : Représentation géométrique d'un cours d'eau dans un modèle 1D (d'après Hostache, 2006 et Roux, 2004).

Les modèles Saint-Venant 1D sont soumis à plusieurs hypothèses (Vidal, 2005 ; Hostache, 2006) :

- L'écoulement s'effectue selon une direction privilégiée ;
- La pression sur la verticale est répartie de manière hydrostatique ;
- La pente du cours d'eau est faible (inférieure à 0.1 m/m) ;
- La densité de l'eau est considérée constante.

En des endroits du cours d'eau, ces hypothèses peuvent ne pas être satisfaites. C'est notamment le cas en présence de certains ouvrages hydrauliques (seuils, barrages...). La plupart des codes de modélisation intègrent des lois d'ouvrages hydrauliques, qui se substituent localement aux équations de Saint-Venant, et relient le débit transitant, les cotes en amont et à l'aval, et les caractéristiques de la singularité. L'exemple suivant illustre une loi déterminant le débit au-dessus d'un seuil dénoyé⁹, intégrée au code hydraulique 1D MASCARET (EDF-CETMEF, 2011) :

$$Q = m l H \sqrt{2gH} \quad (4)$$

Avec Q le débit (m^3/s), m un coefficient de débit sans unité, l la largeur du seuil (m), H (m) la hauteur d'eau à l'amont du seuil (telle que $H = Z_{\text{amont}} - Z_{\text{seuil}}$, avec Z_{amont} la cote d'eau en amont du seuil et Z_{seuil} la cote de crête du seuil), et g la constante de gravité (m/s^2). Cette loi est une des équations d'ouvrages du code MASCARET. Dans un souci de clarté, les autres lois d'ouvrage ne sont pas renseignées dans ce manuscrit. Le lecteur peut consulter EDF-CETMEF (2011) pour quelques exemples de ces autres lois.

De plus, des pertes de charge singulières additionnelles apparaissent lorsque la largeur du lit varie brusquement, ou en présence d'obstacles, comme des ponts. Ces pertes de charge sont prises en compte dans la plupart des codes, par l'intermédiaire d'un terme s'ajoutant à la pente de la ligne d'énergie S_f . Dans le cas du code MASCARET, ce terme supplémentaire a la forme suivante (EDF-CETMEF, 2011) :

$$J_s = \xi \frac{1}{2g} \beta_j V_j^2 \quad (5)$$

⁹ Un seuil est dit dénoyé lorsque l'écoulement en aval du seuil n'influence par l'écoulement en amont. Cette situation correspond au fonctionnement habituel du seuil, lorsque les débits restent modérés. En crue, le seuil est dit noyé, et les cotes à l'aval influencent les cotes à l'amont.

Avec ξ un coefficient de perte de charge sans dimension, g la constante de gravité (m/s^2), β_j le coefficient de Boussinesq à la section transversale j juste en amont de l'élargissement ou de l'obstacle (sans dimension), et V_j la vitesse (m/s) moyenne de l'écoulement à la section j .

La résolution analytique des équations à la base des codes hydrauliques est impossible, mais la résolution numérique est maintenant tout à fait courante (Degoutte, 2006). Les méthodes de résolution numérique diffèrent selon les codes hydrauliques, et selon la nature des écoulements considérés (permanents ou non-permanents, fluviaux ou torrentiels¹⁰). Des approches aux différences finies, ou aux éléments finis, implicite ou explicite en temps, sont généralement employées. Elles sont basées sur deux schémas de résolution particulièrement connus : le schéma de Godunov (Godunov, 1959), et le schéma de Roe (Roe, 1981). Buffard *et al.* (1998) détaillent par exemple une version améliorée du schéma de Roe, dont les performances sont comparées au schéma de Godunov pour quelques cas tests.

Les paramètres d'un modèle hydraulique (coefficients de Striker, de perte de charge ou de lois d'ouvrages), détaillés à cette section, sont généralement calés d'après des données de quelques crues passées, pour lesquelles des données observées sont disponibles (débits estimés, hauteurs d'eau en lit majeur...). Les paramètres peuvent être en principe employés pour d'autres crues, sans répéter la procédure de calage.

2.2.2.2. Simplifications des équations de Saint-Venant

Certains modèles hydrauliques 1D se basent sur des simplifications des équations de Saint-Venant. Elles sont au nombre de deux : l'onde diffusante et l'onde cinématique. L'hypothèse de l'onde diffusante néglige les termes d'inertie de l'équation de la dynamique ($\frac{\partial Q}{\partial t}$ et $\frac{\partial}{\partial x} \left(\beta \frac{Q^2}{A} \right)$). Un exemple de modèle hydraulique construit selon cette approche et évalué sur la partie aval de l'Hérault, est proposé par Moussa et Bocquillon (2009).

La seconde simplification, dite de l'onde cinématique, néglige, en plus des deux termes précédents, le terme $gA \frac{\partial y}{\partial x}$, ce qui ramène l'équation de la dynamique à $S_f = S_0$ (la pente de la ligne d'énergie est égale à la pente du lit). Selon Kampf et Burges (2007), qui citent Henderson (1966), l'approximation de l'onde cinématique est valable pour des cours d'eau à pentes raides (supérieures à 0.002 m/m). Le modèle hydraulique LISFLOOD-FP (Bates et De Roo, 2000) est un exemple de modèle basé sur cette simplification.

Quelques considérations sont renseignées dans la littérature pour guider les utilisateurs dans le choix d'un modèle hydraulique basé sur les équations complètes de Saint-Venant, ou sur ses simplifications (voir par exemple : Ponce *et al.*, 1978 ; Moussa et Bocquillon, 1996 ; Moussa et Bocquillon, 2000 ; Kampf et Burges, 2007). Selon Kampf et Burges (2007), l'onde diffusante ne permet pas de représenter correctement les effets des remous dans le temps, et est imprécise pour les crues rapides. Toutefois, l'application de Moussa et Bocquillon (2009) au cas de l'Hérault, à crues rapides, montre des résultats satisfaisants. Toujours selon Kampf et Burges (2007), l'approximation de l'onde cinématique ne permet pas de modéliser les remous et les zones où la relation débit-hauteur est non-univoque, est inadaptée aux cours d'eau à pentes faibles, ou aux tronçons dont les apports latéraux sont conséquents. Cependant, comme le notent Hunter *et al.* (2007), les erreurs de modélisation liées à la spécification de la topographie (profils) et aux valeurs des paramètres (K_s , coefficients de débit),

¹⁰ Un écoulement est fluvial lorsque le nombre de Froude associé ($Fr = V/\sqrt{gy}$, avec V la vitesse d'écoulement) est inférieur à 1, critique s'il est égal à 1, et torrentiel s'il est supérieur à 1. En régime dit permanent, le chenal véhicule un débit Q constant dans le temps. Dans le cas inverse, on parle de régime transitoire (non-permanent).

sont souvent plus importantes que celles induites par le choix d'un modèle simplifié, lorsque celui-ci satisfait les conditions d'application évoquées.

2.2.2.3. Dimension du modèle hydraulique

La description s'est limitée jusqu'à présent au cas des modèles hydrauliques 1D. Ceux-ci ne constituent qu'une partie de la famille des modèles hydrauliques, étant cependant les plus fréquemment utilisés (Degoutte, 2006 ; Cook et Merwade, 2009). Développés plus récemment du fait des progrès des ordinateurs, les modèles hydrauliques 2D permettent une modélisation plus fine des écoulements, étant libérés de la contrainte d'écoulement axial. Les équations de Saint-Venant 2D sont proches de la formulation présentée aux équations 1 et 2, intégrant en plus une seconde dimension horizontale y . Les calculs sont effectués à l'échelle d'un maillage à deux dimensions, régulier (carré) ou irrégulier (triangle ou quadrangle) selon les codes (voir figure 13). Ce maillage permet de prendre en compte de manière fine la topographie de la zone d'étude. Il est généralement affiné dans le lit mineur, et plus grossier dans le lit majeur où les variations du relief souvent moins importantes (voir par exemple : Horritt et Bates, 2002 ; Erlich *et al.*, 2012). Le maillage est également affiné à proximité des obstacles dans le lit majeur, pour améliorer les résultats de la modélisation. Les variables calculées par le modèle (hauteur, débit, vitesse...) sont moyennées sur la verticale. Il y a une valeur unique par maille du modèle.

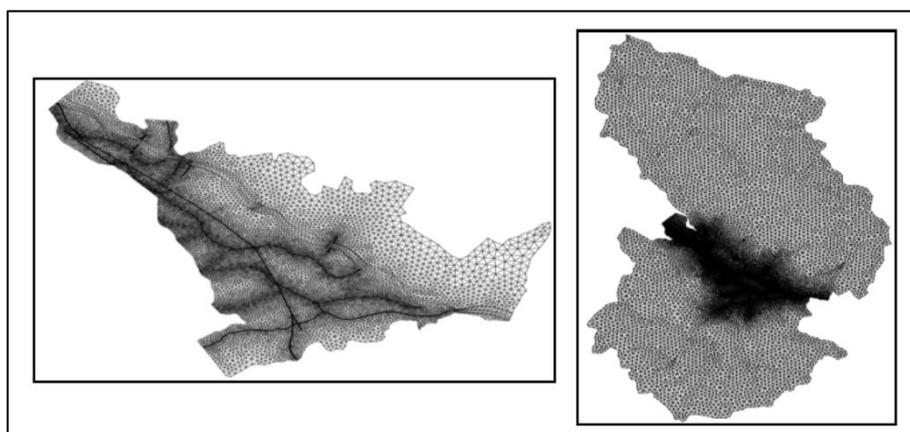


Figure 13 : Exemple de maillage triangulaire d'un modèle hydraulique 2D. Cas d'une application dans la Gardonnenque, en amont des gorges du Gardon (Erlich *et al.*, 2012). La figure à droite représente le modèle hydraulique complet employé ; les mailles sont affinées dans la plaine de la Gardonnenque, et plus particulièrement dans le lit mineur du Gardon, au niveau des routes, et dans les lits des affluents (zones plus sombres sur la figure de gauche). Le modèle hydraulique employé pour cette étude est TELEMAC (EDF, 2010).

Les modèles 2D ont pour avantage de représenter les écoulements dans toutes les directions du plan horizontal (Hostache, 2006), et sont très pertinents pour la modélisation du champ des vitesses dans le lit majeur (Degoutte, 2006). Ils présentent, comme principaux points faibles, une mise en œuvre lourde nécessitant un grand nombre de données (topographie fine, coefficients de Strickler sur chaque maille...), ainsi que des temps de calcul très importants, ce qui limite encore actuellement leur intérêt pour la prévision opérationnelle (Degoutte, 2006 ; Hostache, 2006). Le modèle TELEMAC développé par EDF (EDF, 2010 ; et pour quelques exemples d'emploi, voir notamment : Horritt et Bates, 2002 ; Erlich *et al.*, 2002) est un exemple de code de modélisation 2D.

Les modèles 1D à casiers, également dénommés 1,5D ou pseudos 2D, constituent un point de vue intermédiaire aux approches 1D et 2D. Ils se basent sur une description 1D de l'écoulement dans la rivière, et une description 2D simplifiée dans le lit majeur, considérant des casiers hydrauliques. Ces

casiers constituent des zones de stockage d'eau. Ils reposent sur deux hypothèses : la vitesse d'écoulement dans le casier est nulle, et la cote de la surface libre de l'eau est horizontale. De ce fait, les casiers sont adaptés aux zones à faibles pentes. Leur délimitation s'appuie sur la topographie : des zones de rupture de pente (versants, digues, remblais de routes, talus, coteaux, lignes d'arbres...) constituent les limites des casiers. La superficie des casiers est très variable d'une étude à une autre : selon Hunter *et al.* (2007), elle varie de valeurs de l'ordre d'un km², jusqu'à environ 500 km². Les auteurs ne le précisent pas, mais nous supposons que cette dernière valeur correspond au cas de grands cours d'eau à lits majeurs larges et relativement plats. Selon ces mêmes auteurs, les modèles comportent en général entre 5 et 500 casiers hydrauliques.

Les casiers sont alimentés en eau et se vidangent selon des lois d'échanges, qui représentent les zones de passages des volumes d'eau. Il s'agit généralement de lois d'ouvrages hydrauliques (seuils, orifices...), ou de lois dérivées de la relation de Manning-Strickler. Ces lois d'échanges dépendent notamment du niveau d'eau dans le casier, et des niveaux dans les casiers voisins, voire de la cote dans le lit mineur si le casier présente une connexion directe avec celui-ci. La cote d'eau dans le casier est fonction des volumes d'eau entrant et sortant, et de la topographie du casier, décrite à partir d'un Modèle Numérique de Terrain. Les modèles à casiers sont moins coûteux en temps de calcul que les modèles 2D (Degoutte, 2006). Le modèle hydraulique 1D MASCARET comporte un module « CASIERS », permettant la prise en compte de casiers hydrauliques (EDF-CETMEF, 2011). C'est un exemple de modèles à casiers, qui sera détaillé de manière plus approfondie au chapitre 3.

Des études comparent les résultats de modèles 1D simple ou à casiers, à ceux de modèles 2D. Il apparaît dans de nombreux cas, que les performances des modèles sont proches, notamment pour la modélisation des zones inondées (Horritt et Bates, 2002 ; Aureli *et al.*, 2006 ; Besnard et Goutal, 2011). Certains auteurs constatent cependant de meilleures performances avec une approche 2D (Tayefi *et al.*, 2007). Il semble que les caractéristiques des tronçons auxquels sont appliqués les modèles soient d'une grande influence. Ainsi, dans le cas de l'étude d'Horritt et Bates (2002), qui compare les résultats proches obtenus s'expliquent par le fait que leur cours d'eau d'application (la rivière Severn en Angleterre) présente un lit majeur relativement étroit et peu complexe. Nous reviendrons sur ces comparaisons 1D-2D à la section 2.3.2.

Enfin, des modèles 3D ont été et sont encore développés. Ils ne sont utilisés qu'à petite échelle, pour étudier très localement un ouvrage en rivière (pile de pont, seuil...) (Degoutte, 2006), et ne paraissent pas adaptés à un tronçon important de cours d'eau (c'est-à-dire, selon Hunter *et al.*, 2007, de plus d'un km).

2.2.3. Le couplage de modèles hydrologique et hydraulique

2.2.3.1. Définition

Le couplage consiste en une combinaison des deux modèles, hydrologique et hydraulique, précédemment décrits. La figure 14 en schématise le principe.

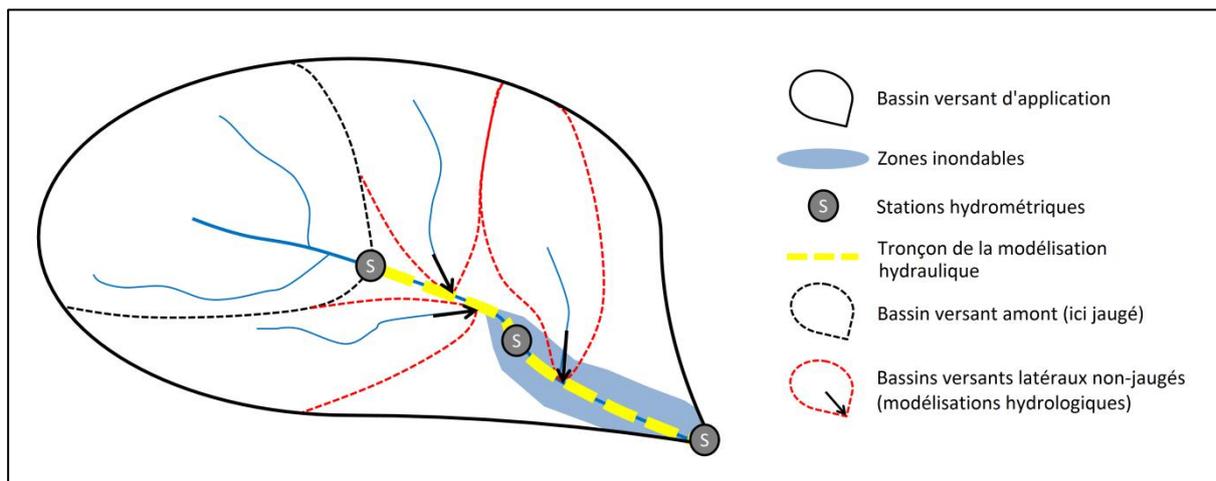


Figure 14 : Principe du couplage de modèles hydrologique et hydraulique.

Le modèle hydraulique est appliqué à la partie intermédiaire-aval du cours d'eau principal du bassin, où les débordements peuvent être importants (Claudet et Bouvier, 2004). Il est alimenté par des modélisations hydrologiques des apports des sous-bassins latéraux ou amont, ou éventuellement, si une mesure des débits est disponible (par exemple à la station en amont), par la donnée observée. Quelques exemples de couplage de modèles sont détaillés dans la littérature (voir par exemple : Knebl *et al.*, 2005 ; Whiteaker *et al.*, 2006 ; Lian *et al.*, 2007 ; Biancamaria *et al.*, 2009 ; Bonnifait *et al.*, 2009 ; Montanari *et al.*, 2009 ; Mejia et Reed, 2011 ; Kim *et al.*, 2012 ; Lerat *et al.*, 2012). Comme le soulignent Lerat *et al.* (2012), les applications de couplage de modèles hydrologique et hydraulique restent assez peu fréquentes dans la littérature scientifique. Quelques-uns de ces travaux seront décrits à la section suivante.

Il existe deux grandes options de couplage de modèles hydrologique et hydraulique. Le couplage peut être unidirectionnel (externe), ou bidirectionnel (interne ou complet) (Lian *et al.*, 2007 ; Lerat, 2009 ; Mejia et Reed, 2011). Dans le cas de la première option, les deux codes de modélisation restent indépendants l'un de l'autre. L'échange d'informations se fait à sens unique du modèle hydrologique vers le modèle hydraulique : les hydrogrammes obtenus avec le modèle hydrologique alimentent le modèle hydraulique, qui est employé dans un second temps. C'est la stratégie de couplage la plus simple et la plus fréquemment employée (Lerat, 2009). Dans le cas des couplages bidirectionnels, le modèle hydraulique interagit avec le modèle hydrologique, permettant une modélisation plus réaliste aux confluences (prise en compte des remous). Cette approche est aussi bien plus lourde numériquement : à chaque pas de temps de la simulation, les deux modèles doivent être mis en cohérence selon une procédure complexe, dont un exemple est donné par Thompson *et al.* (2004) (Lerat, 2009). De plus, selon Lerat (2009), les applications de couplages bidirectionnels se limitent à de petites zones (de l'ordre de la dizaine voire quelques dizaines de km²). Lorsque les codes des modèles hydrologique et hydraulique sont fusionnés en un seul, en reformulant et adaptant les équations les composant, le couplage est qualifié de complet. Un exemple de ce type de couplage est proposé par Kim *et al.* (2012). L'outil développé par ces auteurs combine le modèle hydrologique tRBIS et le modèle hydraulique 2D OFM.

Enfin, des travaux récents (Lerat, 2009 ; Lerat *et al.*, 2012) ont apporté des éléments de réponse quant au choix de la nature des apports latéraux alimentant le modèle hydraulique. Ils peuvent être de deux types : ponctuels, comme présenté à la figure 14, ou uniformément répartis sur le linéaire. L'injection uniformément répartie est souvent employée dans le cas de petits affluents, pour simplifier le couplage : ils sont modélisés sous la forme d'un unique hydrogramme, qui est injecté de façon

diffuse sur toute la longueur du linéaire. Lerat (2009) identifie, d'après des tests sur 50 bassins (dont aucun n'est soumis à des crues à cinétique rapide) une structuration idéale de couplage comportant deux apports ponctuels, correspondant aux deux affluents principaux, et deux apports uniformément répartis.

2.2.3.2. Quelques applications de couplages de modèles

A la connaissance de l'auteur, une seule application de couplage concerne un bassin à crues à cinétique rapide : l'étude de Bonnifait *et al.* (2009), qui proposent un couplage des modèles hydrologique n-TOPMODELS, et hydraulique 1D à casiers CARIMA. Le couplage est employé pour reconstituer l'évènement majeur de septembre 2002, à l'échelle du bassin versant du Gardon (2 040 km²), également objet de ces travaux de thèse. Le modèle hydrologique n-TOPMODELS avait été évoqué à la section 2.2.1.2. Il s'agit d'une version distribuée de TOPMODEL. En l'occurrence, dans les travaux de Bonnifait *et al.* (2009), le bassin est discrétisé en mailles irrégulières, dont la superficie est de l'ordre de 50 km². Les paramètres du modèle hydrologique sont calés à la station de Ners, dans la partie intermédiaire du bassin, puis employés pour la modélisation des apports latéraux au modèle hydraulique. Le modèle hydraulique CARIMA est appliqué au tronçon des Gardons réunis (de la confluence des Gardons d'Anduze et d'Alès, un peu en amont de la commune de Ners, à la confluence du Gardon avec le Rhône, soit un linéaire d'environ 65 km). Il comporte des casiers hydrauliques, hormis dans le secteur des gorges du Gardon. Les paramètres du modèle hydraulique ont été calés d'après les données enregistrées lors d'évènements ultérieurs à la crue de 2002, et de moindre importance. Les auteurs utilisent le couplage à différentes fins : modélisations hydrologiques des sous-bassins latéraux ; modélisations hydrauliques des limnigrammes et des hydrogrammes à Remoulins, et des données des Plus Hautes Eaux (PHE) relevées après la crue sur tout le linéaire aval du Gardon. Les modélisations des sous-bassins sont comparés aux données des stations (Ners et Corbès), ou d'après les estimations de débits issues du retour d'expérience (Gaume *et al.*, 2003 ; Delrieu *et al.*, 2005). Les auteurs indiquent que le modèle n-TOPMODELS reconstitue de manière satisfaisante la plupart des réactions hydrologiques des sous-bassins. Le modèle semble toutefois moins intéressant dans la partie intermédiaire du bassin (sous-bassins de la Braune, du Bourdic et de l'Alzon). Les auteurs expliquent que ce constat est probablement dû à deux raisons : les imprécisions des données pluviométriques, et une possible mauvaise adaptation des hypothèses de n-TOPMODELS à ces bassins, à fonctionnement karstique. Concernant les modélisations des PHE, les auteurs montrent des résultats corrects du couplage. Dans les gorges, une surestimation des hauteurs calculées avec le modèle hydraulique de l'ordre d'1 m est notée. En amont, dans la plaine de la Gardonnenque, les écarts sont plus importants (sous-estimation de l'ordre d'1.5 m à 2 m). Enfin, les auteurs emploient le couplage pour modéliser les débits à Remoulins. Ils obtiennent des débits de pointe compris entre 5 200 et 6 500 m³/s, selon les différents jeux de coefficients de Strickler testés.

Outre cette application, quelques couplages utilisés sur des bassins versants des Etats-Unis sont décrits dans la littérature. Lian *et al.* (2007) couplent le modèle hydrologique HSPF et le modèle hydraulique 1D HEC-RAS pour reconstituer des hydrogrammes observés en quelques points de la rivière Illinois, dont les crues sont à cinétique lente, et dont le bassin a une superficie de 75 000 km². Les auteurs obtiennent des résultats satisfaisants, et montrent que les modélisations avec le couplage sont meilleures que celles obtenues par emploi du modèle hydrologique seul, notamment aux stations les plus en aval du bassin. Ils expliquent ce dernier constat par le fait que le modèle hydraulique permet une prise en compte plus réaliste des effets des barrages, nombreux sur le cours d'eau, et des effets de la réduction de la pente avec l'aval. Une autre application d'un couplage sur ce même cours d'eau, et sur la rivière Blue (dont le bassin a une superficie de 1 200 km²) est proposée par Mejia et Reed (2011). Les auteurs cherchent à évaluer l'impact de différentes représentations du lit mineur (profils en travers réels, ou simplifiés selon différentes stratégies), sur les résultats du couplage de modèles, en termes d'hydrogrammes. Le couplage combine le modèle hydrologique distribué HL-RDHM basé sur l'onde cinématique, et le modèle hydraulique 1D HEC-RAS. Les auteurs constatent qu'il est possible d'obtenir des hydrogrammes modélisés intéressants avec des profils simplifiés, et

très proches de ceux issus de la modélisation basée sur les profils réels. Toujours sur un bassin des Etats-Unis, Knebl *et al.* (2005) utilisent un couplage pour modéliser des hydrogrammes observés lors d'une crue majeure, mais également la zone inondée. Le bassin d'intérêt est celui de la rivière San Antonio (2 400 km²). Les auteurs observent une surestimation des modélisations hydrologiques et de la zone inondée modélisée, qu'ils expliquent par une possible mauvaise adaptation du modèle hydrologique HEC-HMS au bassin, dont la nature karstique est assez marquée. Enfin, citons également les travaux de Lerat *et al.* (2012), déjà évoqués, appliqués à un tronçon du bassin de l'Illinois. Les auteurs se sont intéressés à la configuration de leur couplage, au nombre d'apports composant celui-ci, et la stratégie d'injection des apports (diffus ou ponctuels).

D'autres applications concernent des bassins européens. Montanari *et al.* (2009) évaluent un couplage basé sur le modèle hydraulique HEC-RAS, à l'échelle d'un tronçon de 19 km de l'Alzette, un cours d'eau luxembourgeois. Les paramètres des modèles hydrologique et hydraulique sont calés d'après des données de zones inondées observées, issues d'images satellites ENVISAT, ce qui constitue une approche de calage assez originale. Biancamaria *et al.* (2009) couplent les modèles ISBA et LISFLOOD-FP pour modéliser les débits de la rivière Ob (Sibérie, bassin de 790 000 km²). Les auteurs relèvent un décalage temporel important des pics modélisés de ceux observés ; ils expliquent ce constat par une mauvaise paramétrisation d'ISBA, qui intègre mal l'impact de la couverture neigeuse. Après une correction de ce paramètre, ils notent des résultats intéressants.

2.3. Choix du type de couplage et des modèles

Dans cette partie, le choix de l'approche de couplage, ainsi que les modèles retenus, sont présentés. Ces choix sont fonctions des objectifs de ces travaux de thèse, énoncés à la section 1.5 du chapitre 1.

2.3.1. Choix de l'approche de couplage

Comme évoqué précédemment, la littérature distingue les couplages unidirectionnels des couplages bidirectionnels (Lian *et al.*, 2007 ; Lerat, 2009 ; Mejia et Reed, 2011).

Pour ces travaux, un couplage de modèles unidirectionnel a été retenu. Deux critères principaux ont motivé ce choix. Premièrement, un couplage bidirectionnel semble assez peu adapté au bassin versant du Gardon, et à la finalité souhaitée d'emploi de l'outil en prévision opérationnelle. Comme déjà indiqué, les approches bidirectionnelles sont appliquées à des bassins de superficies restreintes, jusqu'à quelques dizaines de km² (Lerat, 2009). Le bassin du Gardon, dont la superficie est de 2 040 km², est *a priori* trop important. Le couplage bidirectionnel est également plus instable numériquement, et ses temps de calcul plus longs, qu'une approche unidirectionnelle, ce qui est peu satisfaisant pour la prévision opérationnelle. Le deuxième critère ayant motivé le choix d'un couplage unidirectionnel est la plus grande flexibilité de ce type d'approche : les modèles peuvent être aisément changés, si le besoin apparaît (Whiteaker *et al.*, 2006). Ce fait est important, dans la mesure où il n'y a pas encore de consensus clair quant à un modèle hydrologique préférentiel pour la modélisation des crues éclair, comme l'indiquent Hapuarachchi *et al.* (2011). Ainsi, si un modèle hydrologique plus pertinent est développé dans les années à venir, il peut être facilement intégré au couplage, en remplaçant simplement l'ancien modèle.

Concernant l'injection des apports latéraux, sujet objet des travaux de Lerat (2009), nous proposons une intégration ponctuelle de l'ensemble des apports latéraux au Gardon. Dans notre cas d'étude, nous souhaitons développer un outil à même de représenter les débits, les hauteurs écoulées, et les zones inondées en tout point du cours d'eau. A cette fin, un ajout diffus des petits apports latéraux paraît assez peu adapté, étant donnée la variabilité des réactions des sous-bassins (fonction de la répartition spatio-temporelle des pluies) : un même sous-bassin peut réagir de façon très différente

d'un évènement à un autre, contribuant par exemple peu pour un, puis beaucoup pour un autre. Ainsi, notre couplage sera composé exclusivement d'apports ponctuels.

2.3.2. Choix des modèles hydrologique et hydraulique

Le couplage externe combine un modèle hydrologique et un modèle hydraulique. Dans cette section, le choix des deux modèles est détaillé.

La modélisation des zones inondées ne peut être effectuée qu'avec un modèle hydraulique basé sur les équations de Saint-Venant, ou sur des simplifications de celles-ci. Des modèles de propagation, tels les modèles Muskingum (McCarthy, 1938) ou Lag&Route (Linsley, 1949), sont écartés, ne permettant pas de modéliser les inondations dans le lit majeur. Cependant, des versions discrétisées de ces deux approches, comme par exemple le modèle Muskingum-Cunge (Miller et Cunge, 1975), seraient *a priori* satisfaisantes pour la modélisation des débits en tout point du cours d'eau.

Ce premier choix fait, la question de la dimension, et du niveau de simplification des équations du modèle hydraulique, se pose. Comme évoqué précédemment, les modèles hydrauliques peuvent être à une, deux, ou trois dimensions. Un modèle 3D ne convient pas, étant exclusivement adapté aux petits tronçons (Degoutte, 2006 ; Hunter *et al.*, 2007). Des modèles 1D, simple ou à casiers, et 2D, sont en revanche pertinents. L'approche 2D est la plus réaliste, mais paraît difficile à utiliser dans une optique de prévision opérationnelle : les temps de calcul sont plus importants qu'une approche 1D, et le modèle 2D nécessite un grand nombre de données (Castellarin *et al.*, 2011). D'après Cook et Merwade (2009), pour un tronçon de plusieurs dizaines de kilomètres, et avec un ordinateur à processeur standard, le temps de calcul d'un modèle 2D varie de plusieurs heures à plusieurs jours, contre quelques dizaines de minutes pour un modèle 1D. Erlich *et al.* (2012) décrivent une application d'une chaîne de modélisation opérationnelle intégrant le modèle hydraulique 2D TELEMAC, évaluée dans la Gardonnenque. Ils annoncent des temps de calcul de 9h, dont 3h30 pour le seul modèle TELEMAC, ce qui, comme le concluent les auteurs, laisse un faible temps de manœuvre pour la sécurité civile. De plus, comme évoqué précédemment, des études montrent des résultats proches de ceux de modèles 1D (Horritt et Bates, 2002 ; Aureli *et al.*, 2006 ; Besnard et Goutal, 2011). Ainsi, on privilégie un modèle hydraulique à une dimension.

Il peut être basé sur les équations complètes de Saint-Venant, ou sur les simplifications de celles-ci : l'onde cinématique et l'onde diffusante. Comme indiqué précédemment, l'onde cinématique est valide pour les cours d'eau à pentes raides (supérieures à 0.002 m/m), ou encore lorsque les apports latéraux restent modérés (Kampf et Burges, 2007). Le Gardon, dont les pentes à l'aval sont de l'ordre de 0.001 m/m, et dont les affluents peuvent réagir de façon très importante, paraît assez peu adapté à cette option. L'hypothèse de l'onde diffusante, moins contraignante, semble plus satisfaisante. Un modèle basé sur cette approximation a donné de bons résultats dans un cas d'application à la rivière Hérault, voisine du Gardon (Moussa et Bocquillon, 2009). Un modèle hydraulique basé sur les équations complètes de Saint-Venant nécessite des données topographiques et bathymétriques plus précises, et ses temps de calcul sont *a priori* plus importants. Il reste toutefois intéressant pour une optique opérationnelle. Ainsi, un modèle hydraulique 1D basé sur les équations complètes de Saint-Venant, ou sur la simplification de l'onde diffusante, semble être adapté au contexte de l'étude. On retient un modèle hydraulique 1D basé sur les équations complètes de Saint-Venant.

Ce modèle hydraulique est alimenté par des modélisations hydrologiques des apports latéraux, et des apports en amont. Pour répondre à la problématique opérationnelle, un modèle comportant peu de paramètres, à durée de calcul courte, est privilégié. Il doit également être adapté au contexte des crues des bassins méditerranéens. En particulier, des études sur des bassins méditerranéens ont montré des améliorations nettes des modélisations lorsqu'une donnée de pluie spatialisée est utilisée en entrée du modèle hydrologique (Saulnier et Le Lay, 2009 ; Sangati *et al.*, 2009 ; Anquetin *et al.*,

2010 ; Zocatelli *et al.*, 2010 ; Tramblay *et al.*, 2011). On va donc privilégier un modèle distribué et conceptuel, reposant sur une description simplifiée du bassin, mais à base physique.

Ce modèle peut également être continu ou événementiel. Dans le cas de ces travaux, nous nous intéressons aux crues et décrues du Gardon. Il semble donc logique de privilégier un modèle événementiel. Le modèle continu présente cependant quelques avantages. Les paramètres d'un tel modèle sont ajustés sur une période dite de « warm-up » dont les données s'étendent sur plusieurs mois voire années, et ne nécessitent plus d'ajustement ultérieur, ce qui est intéressant dans une optique de prévision opérationnelle (Berthet *et al.*, 2009). A l'inverse, les paramètres d'un modèle événementiel doivent être définis avant chaque évènement. A cette fin, des techniques d'initialisation ont notamment été développées (voir par exemple : Marchandise et Viel, 2009 ; Tramblay *et al.*, 2011). Les modèles continus comportent souvent un grand nombre de paramètres (Marchandise, 2007), ce qui est une limite importante pour notre cas d'étude. Il paraît en effet difficile d'envisager des jeux adaptés pour chacun de nos apports latéraux. A cette fin, la littérature propose des méthodes de régionalisation des paramètres de modèles continus (voir par exemple : Merz et Blöschl, 2004 ; Oudin *et al.*, 2008). Ces méthodes utilisent les paramètres calés sur des bassins jaugés, généralement en très grand nombre. Par exemple, Merz et Blöschl (2004) emploient les données de 308 bassins jaugés pour leur méthode de régionalisation. Donc, dans le cas de ces travaux, nous retenons un modèle hydrologique événementiel, qui semble mieux adapté et plus simple à mettre en place pour les apports latéraux.

Le couplage employé considère le modèle hydrologique SCS-LR, distribué, conceptuel et événementiel, implémenté dans la plateforme de modélisation ATHYS (<http://www.athys-soft.org>), et le code MASCARET de modélisation hydraulique monodimensionnelle, basé sur les équations de Saint-Venant complètes. Les outils de la plateforme ATHYS sont développés par l'IRD⁶. Le code MASCARET est développé par EDF et le CETMEF⁶. Ces deux outils sont open-source. Ils sont présentés dans ce qui suit.

2.3.3. Description des modèles retenus

Dans cette partie, nous décrivons les modèles hydrologique et hydraulique employés.

2.3.3.1. Le modèle hydrologique SCS-LR

Le modèle SCS-LR combine un modèle de production de ruissellement adapté du Soil Conservation Service (SCS), et un modèle de transfert de type Lag&Route (noté LR par la suite). C'est un modèle conceptuel, modélisant le bassin par l'intermédiaire d'un réservoir sol, alimenté par les pluies s'infiltrant, et qui se vidange. C'est également un modèle événementiel et distribué. Le bassin est discrétisé en mailles carrées régulières, définies d'après un Modèle Numérique de Terrain (MNT). Ce modèle a fait l'objet de nombreux travaux en bassins versants méditerranéens, et notamment concernant le bassin versant du Gardon d'Anduze (Bouvier *et al.*, 2004 ; Bouvier *et al.*, 2006 ; Marchandise, 2007 ; Bouvier *et al.*, 2008 ; Marchandise et Viel, 2009 ; Tramblay *et al.*, 2011 ; Coustau, 2011). Il s'avère être performant pour la modélisation des crues typiques de ces bassins, et en particulier comparativement à d'autres modèles (Bouvier *et al.*, 2006 ; Marchandise, 2007 ; Coustau, 2011).

Le fonctionnement du modèle de production SCS est illustré à la figure 15. A chaque maille carrée de la discrétisation du bassin versant, est associé un réservoir sol. La capacité de ce réservoir sol définit le déficit hydrique initial de la maille : ce paramètre est noté S (en mm). Il est fonction de la teneur en eau initiale des sols, et de la capacité maximale de stockage d'eau locale, lorsque les sols sont à sec, ou, tout du moins, très peu humides. Ce paramètre constitue la condition initiale du modèle, et est

variable d'un évènement à un autre. Le modèle SCS-LR est particulièrement sensible à sa valeur, comme l'a montré Coustau (2011).

Le paramètre S conditionne la valeur du coefficient de ruissellement $C(t)$, qui fixe la proportion de pluie alimentant le réservoir sol, et le ruissellement direct. Ce coefficient est variable dans le temps, et dépend aussi du cumul de précipitation $P(t)$ à l'instant t sur la maille :

$$C(t) = \left(\frac{P(t) - 0.2S}{P(t) + 0.8S} \right) \left(2 - \frac{P(t) - 0.2S}{P(t) + 0.8S} \right) \quad (6)$$

avec $P(t)$ et S en mm, $C(t)$ en %.

Le coefficient de ruissellement augmente avec le cumul de pluie. Pour représenter sa diminution durant les périodes sans pluie, une réduction de $P(t)$ est considérée :

$$\frac{dP(t)}{dt} = P_b(t) - ds \cdot P(t) \quad (7)$$

où $P_b(t)$ est la pluie instantanée en mm/h tombant sur la maille, et ds un coefficient de vidange (j^{-1}). Ce coefficient est compris entre 0 (pas de vidange), et $+\infty$ (vidange complète), et peut être assimilé à la pente de la décroissance, représentée en coordonnées logarithmiques.

La quantité $C(t) \cdot P_b(t)$ ruisselle directement, et la quantité $P_b(t) - C(t) \cdot P_b(t)$ alimente le réservoir sol par infiltration.

La quantité d'eau dans le réservoir sol, $stoc(t)$, évolue au cours du temps selon cette alimentation, et une vidange $Vid(t)$:

$$\frac{dstoc(t)}{dt} = P_b(t) - C(t) \cdot P_b(t) - Vid(t) \quad (8)$$

$$Vid(t) = ds \cdot stoc(t) \quad (9)$$

avec $stoc(t)$ en mm, $Vid(t)$ en mm/h, et ds le même coefficient qu'à l'équation 7, ceci afin de limiter le nombre de paramètres du modèle.

Finalement, le ruissellement $R(t)$ de la maille unitaire (mm/h) est exprimé comme :

$$R(t) = C(t) \cdot P_b(t) + w \cdot Vid(t) \quad (10)$$

Avec w un paramètre sans unité compris entre 0 et 1, caractérisant la répartition de la vidange du réservoir sol entre exfiltrations (quantité $w \cdot Vid(t)$) ou percolations en profondeur (quantité $(1-w) \cdot Vid(t)$). L'eau percolant en profondeur ne participe pas à l'écoulement de crue.

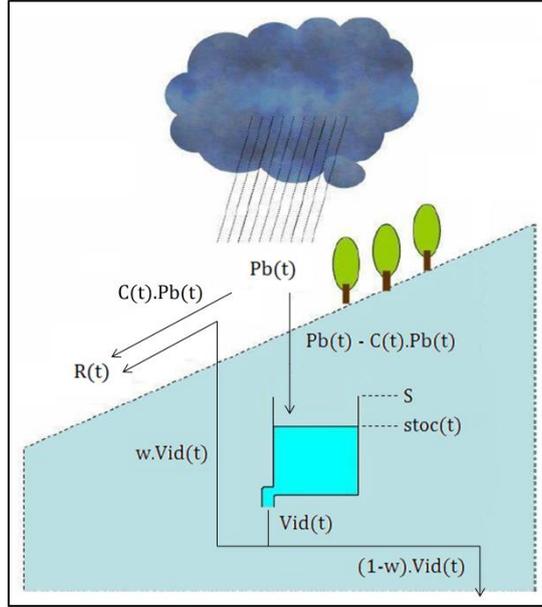


Figure 15 : Modèle de production SCS exécuté sur chaque maille carré régulière du bassin versant (d'après Bouvier *et al.*, 2008).

Le ruissellement $R(t)$ produit sur chaque maille est transféré à l'exutoire du bassin par le modèle LR. Ce modèle est basé sur la définition d'un temps de propagation T_m (s) et d'un temps de diffusion K_m (s) pour chaque maille m , estimés selon les distances maille m – exutoire (notés l_m , en mètres) :

$$T_m = \frac{l_m}{V_0} \quad (11)$$

$$K_m = K_0 T_m \quad (12)$$

où V_0 est la vitesse de propagation (m/s), et K_0 un coefficient sans dimension. Le débit élémentaire $q(t)$ (m^3/s) à l'exutoire, correspondant au transfert du ruissellement $R(\Delta t)$ généré à la maille m entre les temps t_0 et $t_0 + \Delta t$ est :

$$q(t) = 0 \quad \text{si } t < t_0 + T_m \quad (13)$$

$$q(t) = \frac{R(\Delta t)}{K_m} \exp\left(-\frac{t - (t_0 + T_m)}{K_m}\right) B \quad \text{si } t > t_0 + T_m \quad (14)$$

où B est la surface de la maille (m^2).

Finalement, l'hydrogramme de crue complet est obtenu en sommant les contributions des mailles, à chaque pas de temps. La figure 16 reprend le principe du modèle de transfert LR.

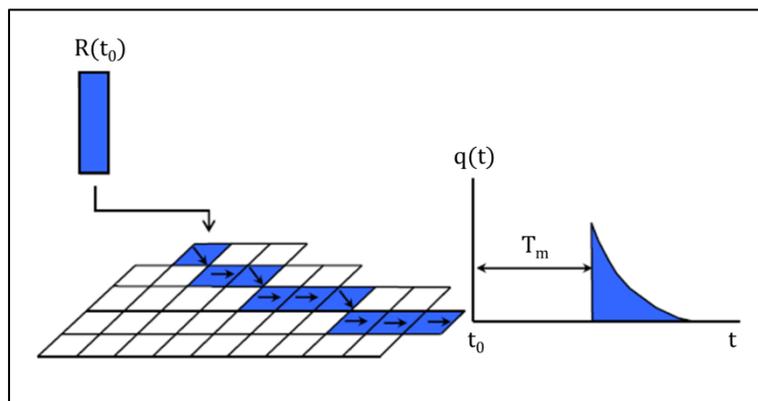


Figure 16 : Modèle de transfert LR (d'après Coustau, 2011).

Les paragraphes précédents ont présenté la version complète du modèle SCS-LR. Dans ces travaux, nous avons en fait retenu une version simplifiée du modèle de production. Nous avons ignoré la contribution des écoulements retardés à la crue, en assumant une valeur du paramètre w égale à 0. Cette simplification revient à considérer pour le modèle de production les seules équations 6, 7 et 10, cette dernière se réduisant à $R(t) = C(t) \cdot P_b(t)$. Ce modèle simplifié a été retenu car ayant donné des résultats satisfaisants dans de précédents travaux (Tramblay *et al.*, 2011). L'objet de cette publication concernait l'impact de la distribution spatiale des pluies sur la modélisation, à l'échelle du bassin du Gardon d'Anduze, sous-bassin du Gardon. Avec une donnée pluviométrique distribuée radar, les auteurs obtiennent de bons résultats pour 16 événements modélisés (Nash médian de 0.81). Outre ce constat, cette version simplifiée a été retenue car paraissant particulièrement adaptée à notre contexte d'étude. Plus précisément, elle a moins de paramètres, ce qui est un avantage indéniable pour la généralisation du modèle à plusieurs bassins versants, et dans une optique de prévision opérationnelle. Au total, le modèle comporte quatre paramètres dont les valeurs doivent être définies : S , ds , V_0 et K_0 . L'ajustement de ceux-ci est détaillé à la section 2.5.2.1.

2.3.3.2. Le modèle hydraulique 1D MASCARET

Le code MASCARET de modélisation monodimensionnelle des écoulements à surface libre est employé pour le développement du modèle hydraulique. Il permet le calcul d'écoulements non-permanents ou permanents, en régime fluvial ou transcritique¹¹. Il est basé sur les équations complètes de Saint-Venant, et sur des lois d'ouvrages hydrauliques et de pertes de charge. Les équations de Saint-Venant, la formulation des pertes de charge du code, ainsi qu'un exemple de loi d'ouvrage, avaient été détaillés à la section 2.2.2.1. Les autres lois d'ouvrages (loi de vannes, relations type $Q = f(Z_{av})$, où Z_{av} est la cote de la surface libre en aval de l'ouvrage...) sont décrites dans EDF-CETMEF (2011), et dans un souci de clarté, ne sont pas détaillées à cette section.

Des techniques numériques sont utilisées pour la résolution des équations. Deux schémas à volumes finis explicite et implicite, sont implémentés dans le code MASCARET, et sont au choix de l'utilisateur. Ces deux schémas sont basés sur la technique de linéarisation de Roe (Roe, 1981), déjà évoquée. Ils diffèrent par les contraintes imposées sur le pas de temps de la modélisation : dans le cas du schéma explicite, le pas de temps de la modélisation est variable ; pour le schéma implicite, le pas de temps est constant, et est au choix de l'utilisateur. Le schéma implicite est plus stable, et, en principe, comme indiqué dans EDF-CETMEF (2011), permet des modélisations plus rapides que le schéma explicite.

¹¹ Un écoulement dit transcritique peut alterner entre un régime fluvial (nombre de Froude inférieur à 1), torrentiel (nombre de Froude supérieur à 1) ou critique (nombre de Froude égal à 1).

Le code dispose d'un module spécifique « CASIERS », permettant l'ajout de casiers dans le lit majeur. Les volumes d'eau dans les casiers sont modélisés à l'aide d'une équation de continuité. Les casiers sont connectés entre eux et au lit mineur, par des lois hydrauliques. Quatre lois sont au choix dans le code, selon la nature de la liaison : seuil, chenal, siphon, ou orifice. Nous reviendrons sur l'ajout de casiers au chapitre suivant, avec un cas d'application à l'évènement de septembre 2002.

Le modèle comporte plusieurs paramètres d'ajustement : le coefficient de Strikler K_s , les valeurs des pertes de charge, et les coefficients des équations des ouvrages hydrauliques.

2.4. La stratégie de couplage appliquée au bassin versant du Gardon

Dans cette partie, nous présentons l'application du couplage de modèles au bassin versant du Gardon (2 040 km²). Une première section porte sur une description du bassin. La seconde section détaille l'application du couplage de modèles.

2.4.1. Présentation du bassin versant du Gardon

Une description complète du bassin versant du Gardon est présentée en annexe 2. A cette section, nous proposons un résumé de cette description.

Le bassin versant du Gardon est situé dans le sud de la France, à cheval sur les départements du Gard et de la Lozère. Sa superficie est d'environ 2 040 km². Il est orienté selon un axe nord-ouest – sud-est. C'est le dernier affluent majeur du Rhône aval. Il prend sa source dans les Cévennes, zone de moyennes montagnes ayant pour point culminant le Pic de Finiels (1 699 m), dans le massif du Mont Lozère. D'une façon schématique, le bassin comporte deux biefs amont principaux, les Gardons dits d'Alès et d'Anduze, et un bief unique aval (voir figure 17). Les Gardons d'Alès et d'Anduze confluent à quelques kilomètres en amont de la commune de Ners, dans la partie intermédiaire du bassin versant. D'après les données de la BD CARTHAGE[®] de l'IGN, le bassin est traversé par un total cumulé de 1 680 km de cours d'eau. Le bief principal, en aval de la confluence des deux Gardons d'Alès et d'Anduze, a une longueur de 69 km jusqu'à l'exutoire.

Le bassin versant du Gardon présente des caractéristiques très contrastées entre ses parties amont et aval. A l'amont, le réseau hydrographique est fortement ramifié, et un paysage de vallées encaissées aux versants à fortes pentes domine. Les pentes atteignent par endroit 65 %. D'un point de vue géologique, cette zone est essentiellement constituée de terrains anciens d'âge primaire, avec une prépondérance de schistes et de granites, et une proportion plus faible de grès. La végétation se compose de chênes, de châtaigniers, et de hêtres, avec une présence marquée de conifères en altitude. A l'aval d'Alès et d'Anduze, les vallées s'élargissent pour donner naissance à des plaines alluviales à dépôts du quaternaire, qui s'étendent par endroit sur plusieurs kilomètres. L'élargissement atteint son paroxysme dans la plaine de la Gardonnenque. Le réseau hydrographique se simplifie, car traversant des formations plus tendres, à dominantes secondaires (calcaires, marnes et grès). Quelques éléments de relief subsistent, dépassant rarement 200 m d'altitude. Le paysage est dominé par la garrigue et les cultures. Cette zone de plaines s'achève par les Gorges du Gardon, profondément creusées dans des calcaires urgoniens (secondaires), par endroit sur près de 100 m de hauteur. Elles s'étendent sur une vingtaine de kilomètres. Les affluents du Gardon y présentent une nature karstique assez marquée. A l'aval des Gorges, le Gardon traverse une zone de dépôts alluviaux du Rhône. Le lit majeur s'élargit, bien que moins que dans la Gardonnenque.

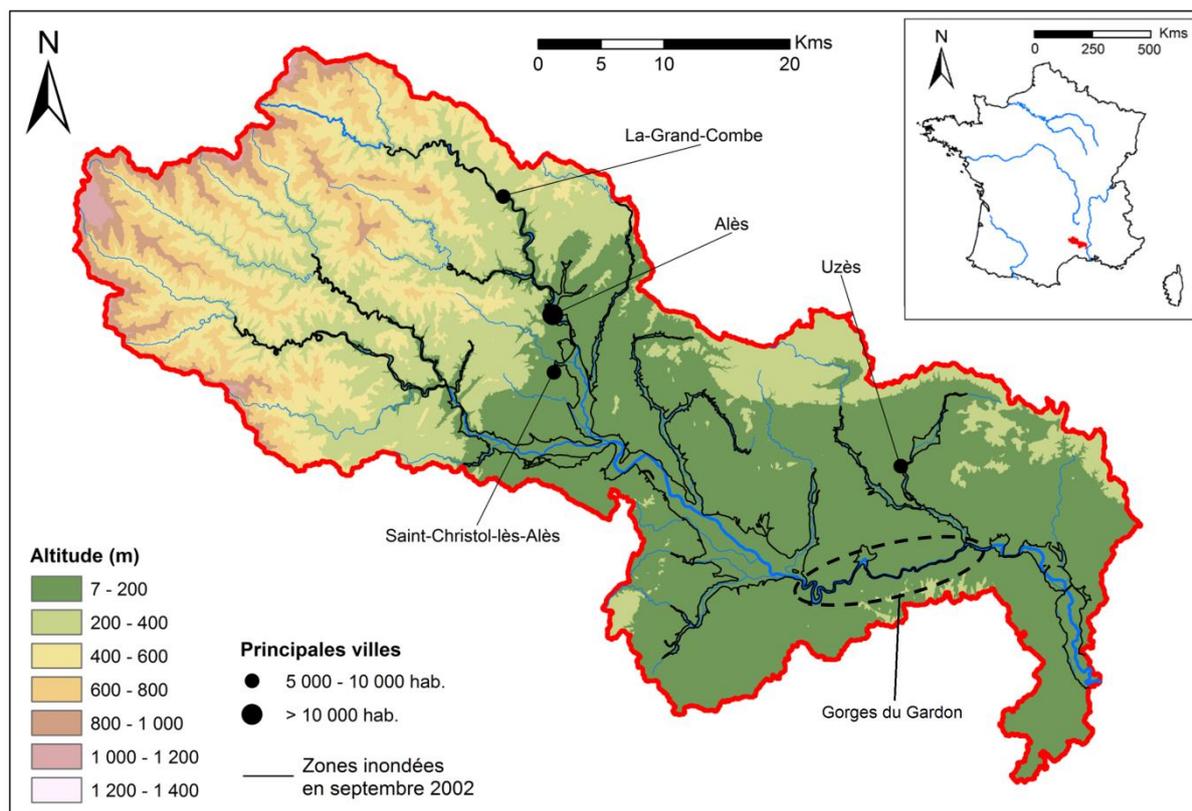


Figure 17 : Relief, principales villes, et zones inondées lors de l'épisode de septembre 2002, à l'échelle du bassin versant du Gardon. Altitudes d'après la BD ALTI[®] à 25 m de l'IGN, version 1. Nombre d'habitants des principales villes d'après le recensement 2011 de l'INSEE¹². Extension de l'inondation de septembre 2002 d'après l'Atlas des zones inondables du bassin versant des Gardons (DREAL-LR, 2003). En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN).

Ce bassin, à dominante rurale, comporte quelques villes de taille modérée. La plus importante est Alès, située dans la partie intermédiaire du bassin, qui comptait environ 40 850 habitants en 2011 (chiffres INSEE¹²). La population totale du bassin a été évaluée à environ 200 000 habitants, d'après les données de la même année. Selon une estimation basée sur le recensement de 1999, près de 25% de la population du bassin habite en zone inondable (DREAL-LR, 2006).

Les crues du bassin sont à cinétique rapide : crues éclair sur les sous-bassins amont des Cévennes, et crues rapides sur le tronçon intermédiaire-aval du Gardon. Elles peuvent engendrer d'importantes inondations. Le dernier événement majeur en date est celui de septembre 2002, évoqué au chapitre 1, et qui a également touché les bassins voisins de la Cèze et du Vidourle (Huet *et al.*, 2003 ; Gaume *et al.*, 2003 ; Sauvagnargues-Lesage et Simonet, 2004 ; Delrieu *et al.*, 2005). Des débits records ont été atteints en aval de la confluence des Gardons, estimés à 7 000 m³/s (SIEE-SOGREAH, 2004). Les secteurs inondés se sont concentrés sur le tronçon à l'aval d'Alès et Anduze jusqu'à l'amont des gorges, et de l'aval de celles-ci jusqu'à la confluence avec le Rhône (voir figure 17). Ces zones de forte expansion de l'inondation correspondent à des secteurs à plaines alluviales larges, où le cours d'eau est peu contraint. A l'inverse, sur les parties amont (parties amont des Gardons d'Alès et d'Anduze, secteur des gorges), les débordements ont été très limités, les cours d'eau étant particulièrement encaissés. Les gorges jouent un rôle canalisateur, un peu à l'image d'un entonnoir : l'eau est ralentie en amont et s'accumule (dans la plaine de la Gardonnenque) ; dans les gorges, l'écoulement, contraint par le brusque rétrécissement du lit, gagne en vitesse et en hauteur, ce qui

¹² INSEE : Institut National de la Statistique et des Etudes Economiques.

amplifie le risque en aval. Ces points sont détaillés plus précisément à l'annexe 2, et l'épisode de septembre 2002 est abordé de façon complète au chapitre suivant.

Outre l'évènement de septembre 2002, plusieurs évènements majeurs ont touché le bassin lors des 150 dernières années. Selon SPC-GD (2013), la crue de septembre 1890 a été majeure, bien que peu d'informations chiffrées permettent de reconstituer précisément les débits du Gardon. Cet évènement constitue la crue de référence du cours d'eau voisin de l'Ardèche. Au Pont d'Arc, le niveau maximal de l'eau a été estimé à environ 21 m (voir section 1.2.1 ; Sheffer *et al.*, 2003 ; Naulet *et al.*, 2005). La crue d'octobre 1907 a été très importante sur l'ensemble du bassin du Gardon. Les débits atteints à Remoulins, à l'aval des gorges, ont été estimés à environ 5 300 m³/s (SPC-GD, 2013). L'épisode de septembre 1958 constitue encore actuellement la crue de référence sur la partie amont du bassin. D'après Ayral (2005), qui cite Davy (1980), le débit de pointe atteint à Anduze a été de l'ordre de 3 000 m³/s. L'épisode a été de moindre importance plus en aval, par rapport aux épisodes de 2002 et de 1907 : à Remoulins, le débit de pointe a été estimé à 4 500 m³/s (Ayral, 2005, d'après Davy, 1980). Enfin, une étude des paléo-crues du Gardon (Sheffer *et al.*, 2008) a montré qu'aux moins cinq crues survenues lors des 500 dernières années, avaient été plus importantes, en termes de cotes et de débits atteints, que celle de septembre 2002, dans le secteur des gorges du Gardon.

Ces épisodes importants sont, en général, automnaux, comme déjà indiqué au chapitre 1. Cette tendance est confirmée par la répartition des lames d'eau écoulés et des cumuls de pluie mensuels moyens présentée en annexe 2. Cependant, les autres mois ne sont pas exempts de risques, comme en témoigne l'épisode survenu dans le sud-est de la France, en juin 2010 dans le Var.

2.4.2. Le couplage appliqué au bassin versant du Gardon

A cette section, nous présentons la stratégie de couplage appliquée au bassin versant du Gardon (figure 18).

Le modèle hydraulique MASCARET est appliqué à partir des stations d'Anduze et d'Alès, jusqu'à la station de Remoulins. Ces tronçons correspondent aux zones les plus fortement inondées lors des évènements majeurs (voir figure 17). Il est très pertinent, pour la prévision, d'avoir un modèle permettant d'estimer l'importance potentielle des débordements (Claudet et Bouvier, 2004) : à cette fin, il est nécessaire d'utiliser un modèle hydraulique. Outre ce constat, l'emploi d'un modèle hydraulique s'impose du fait des limitations des modèles hydrologiques. Ceux-ci sont bien adaptés pour la modélisation des débits à l'échelle des bassins de superficies allant jusqu'à environ 1 000 km². Leurs modèles de transfert (de type Lag&Route, onde cinématique sans modélisation spécifique en lit majeur) sont trop simplifiés pour prendre en compte de façon fine les stockages d'eau dus aux débordements, et les phénomènes de remous (Lian *et al.*, 2007 ; Mejia et Reed, 2011).

Le modèle hydraulique est composé de trois tronçons. Les deux tronçons amont correspondent aux parties aval des Gardons d'Anduze et d'Alès, dont les longueurs sont respectivement de 14.5 et 12.5 km. Le tronçon aval relie la confluence à la station de Remoulins, soit une distance de 55.2 km. L'étendue totale du modèle hydraulique est de 82.2 km. Le tronçon de Remoulins au Rhône n'est pas modélisé, car il n'y a pas de station en aval de Remoulins sur le Gardon. Les apports sont au nombre de 50, se distinguant en deux entrées à l'amont (sous bassins versants d'Anduze et d'Alès), et 48 apports latéraux. Un seuil de superficie minimale d'1 km² a été retenu pour la définition de ces derniers. Les sous-bassins plus petits ne sont ainsi pas pris en compte, ce qui simplifie le couplage. La superficie moyenne des sous-bassins est de 20 km², pour une valeur médiane de 5 km². Les sous-bassins latéraux sont numérotés : les noms des affluents du Gardon correspondant sont renseignés à l'annexe 3. Les bassins des apports latéraux n°2, 20, 26, 28 et 39 ont des superficies supérieures à 50 km², le maximum étant de 203 km² pour l'apport n°39 (Alzon d'Uzès : voir annexe 3). Au total, les

bassins versants des apports latéraux sélectionnés couvrent 92% de la superficie entre les deux stations à l'amont et la station de Remoulins.

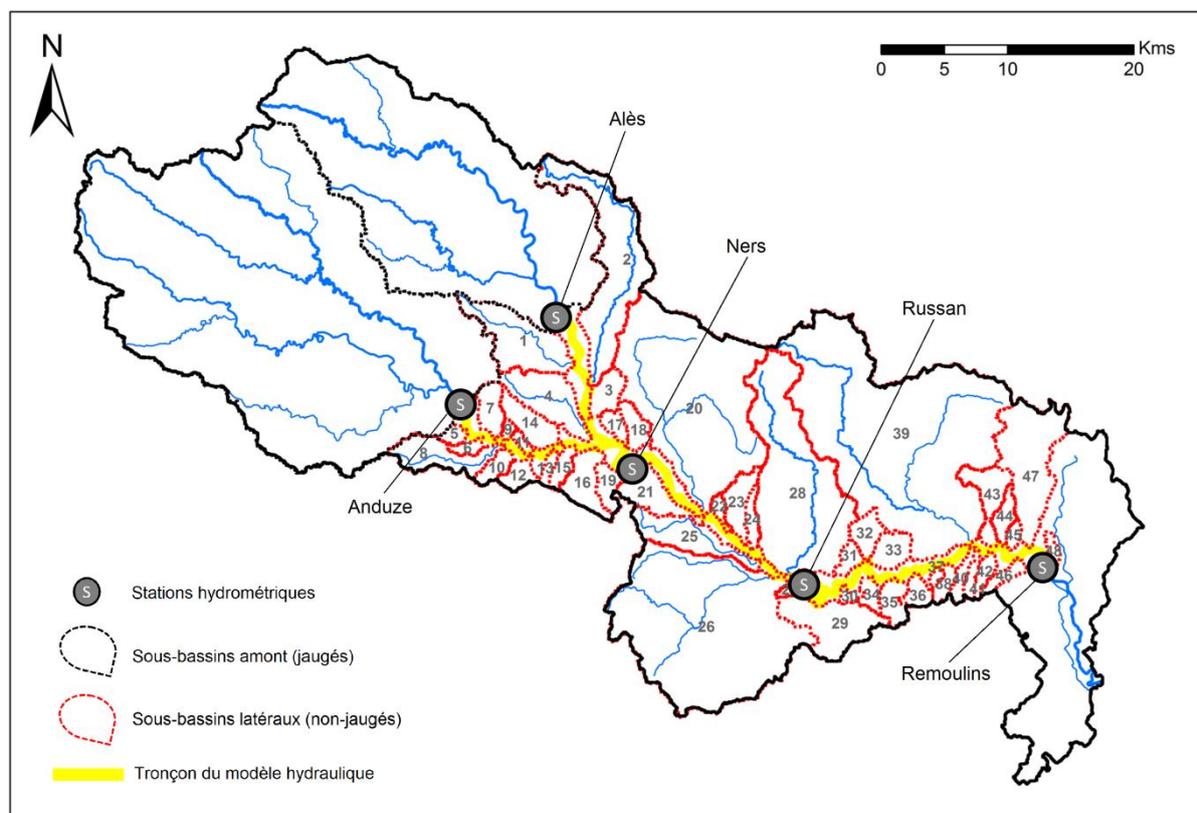


Figure 18 : Couplage de modèles hydrologique et hydraulique appliqué au bassin versant du Gardon. Les sous-bassins en amont et latéraux sont modélisés avec SCS-LR. Le modèle hydraulique est appliqué à partir d'Anduze et Alès, jusqu'à Remoulins. Les données de cinq stations hydrométriques du bassin sont utilisées pour les modélisations. En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN).

Les 50 apports sont modélisés avec le modèle SCS-LR, dans une version simplifiée (voir section 2.3.3.1). Le maillage carré régulier du modèle est construit à partir du MNT de la BD ALTI[®] de l'IGN. La résolution des mailles est de 100 m x 100 m. Cette résolution fine est particulièrement adaptée aux sous bassins versants les plus petits. Les directions d'écoulement entre chaque maille, permettant l'évaluation des distances maille m – exutoire du sous-bassin (l_m), ont été forcées selon les polygones des cours d'eau du bassin versant issus de la BD CARTHAGE[®] de l'IGN. Ce traitement est apparu nécessaire dans la partie aval du bassin versant, où les faibles pentes faussent les directions d'écoulement, et les aires réellement drainées.

Les données bathymétriques en entrée du modèle hydraulique sont des profils en travers. Ce sont ceux employés par Bonnifait *et al.* (2009), pour leurs travaux de modélisation de l'évènement de septembre 2002. Pour la plupart, ils ont été relevés par des cabinets de géomètres, entre 2004 et 2006. Certains profils n'ont cependant pas de date de prise renseignée. Ces données proviennent du SPC-GD et du SMAGE ("Syndicat Mixte d'Aménagement des Gardons"). Etant manquants dans le secteur des Gorges, les auteurs de l'étude ont rajouté des profils, établis à l'aide de cartes au 1:25000. Au total, le modèle hydraulique employé comporte 161 profils en travers. Pour limiter les erreurs de calcul, des sections supplémentaires sont interpolées automatiquement, à l'aide d'un outil intégré au code MASCARET. L'espacement des sections varie de 10 à 50 m selon les zones.

Les ponts et les seuils du Gardon ont été pris en compte dans le modèle hydraulique. Les géométries des ponts qui ont pu être récupérées ont été intégrées aux profils en travers. Ces géométries sont issues de plans numérisés, fournis par le Conseil Général du Gard. Pour quelques cas, elles n'étaient pas disponibles ; les effets du pont sont alors modélisés en intégrant une loi de perte de charge. Des pertes de charge ont également été associées aux ponts à géométrie intégrée. Les seuils du bassin (voir annexe 2) sont modélisés à l'aide d'équations hydrauliques spécifiques (voir EDF-CETMEF, 2011), comportant deux paramètres : la cote de crête du seuil, et un coefficient de débit. Au total, le modèle comporte 15 ponts et 18 seuils.

La condition initiale du modèle hydraulique est une ligne d'eau, caractérisant le débit de base. Pour ces travaux, et dans un souci de simplification, elle est gardée identique, et correspond à un débit constant de $5 \text{ m}^3/\text{s}$, injecté aux deux stations amont.

2.5. Première application : modélisations de sept évènements récents d'importance moyenne

Dans cette partie, une première application du couplage de modèles est présentée. L'objectif est d'évaluer les performances du couplage pour la modélisation des hydrogrammes, d'après les données de cinq stations du bassin (voir figure 18), et pour sept évènements récents d'importance moyenne. Il est à noter que les résultats présentés constituent une partie d'un article soumis, présenté à l'annexe 4.

2.5.1. Données hydrologiques et évènements étudiés

Les données de cinq stations hydrométriques du bassin versant sont employées. Ces stations sont localisées au niveau des communes d'Anduze, d'Alès, de Ners, de Russan et de Remoulins (voir figure 18), et toutes situées sur le Gardon (Gardon d'Anduze et Gardon d'Alès pour les deux stations correspondantes). Le tableau 2 renseigne les superficies drainées à chaque station, et leur distance à l'exutoire du bassin versant.

Stations	Surfaces drainées (km ²)	Distances à l'exutoire (km)
Anduze	545	83.7
Alès	315	81.7
Ners	1100	64.3
Russan	1530	45.3
Remoulins	1900	13.9

Tableau 2 : Superficies drainées aux cinq stations de mesure, et distances à l'exutoire.

Des données pluviométriques radar, sous la forme d'images d'une résolution d' 1 km^2 , alimentent les modèles hydrologiques. Elles proviennent de deux radars Météo-France, situés à proximité du bassin versant, au niveau des communes de Bollène et de Manduel (voir annexe 2). Les images radar brutes ont été au préalable corrigées selon les mesures du réseau de pluviomètres au sol, grâce au logiciel CALAMAR[®] (Ayrat *et al.*, 2005 ; Thierion *et al.*, 2011). Ces données hydrométriques et pluviométriques ont été fournies par le service régional de prévision des crues SPC-GD (« Service de Prévision des Crues Grand Delta »). Elles sont au pas de temps de 5 minutes. Ce pas de temps fin est conservé pour les modélisations, car étant bien adapté à la cinétique rapide des évènements du bassin versant.

Pour cette analyse, sept évènements sont considérés, ayant eu lieu entre 2005 et 2011. Nous avons fait le choix de nous limiter à des évènements récents, et survenus après l'épisode majeur de septembre 2002. Celui-ci a eu un impact fort sur le lit du Gardon, engendrant selon les zones des surélévations par dépôts, ou des creusements. Les profils du modèle hydraulique ont été relevés pour la plupart entre 2004 et 2006, et paraissent donc assez peu adaptés pour la modélisation d'évènements antécédents à la crue de 2002. Outre ce fait, il faut préciser que la station de Russan a été installée en 2003, et que les courbes de tarage à Ners et Alès sont valables depuis respectivement août 2004 et novembre 2006. Pour analyser au mieux les résultats du couplage en termes de débits, il est bénéfique de disposer de données de plusieurs stations hydrométriques. On se limite donc à des épisodes survenant après 2004. Les sept épisodes sélectionnés sont parmi les plus importants dans la partie intermédiaire-aval du bassin. Ils ont été peu débordants. Le tableau 3 résume quelques-unes de leurs caractéristiques aux stations amont d'Anduze et d'Alès, de Ners et de Russan.

Identifiant de l'épisode	Période	Cumuls moyens (mm)			Volumes écoulés (Mm ³)			Débits de pointe (m ³ /s)		
		AM	Ners	Russan	AM	Ners	Russan	Anduze	Ners	Russan
09_05	05-12/09/05	280	300	320	-	63	99	150	460	850
10_06	18-22/10/06	210	170	140	-	91	85	1300	1340	1290
10_08	21-24/10/08	190	180	160	46	52	50	1070	1390	1340
11_08	01-04/11/08	250	230	190	98	118	113	1040	1290	1420
09_10	06-09/09/10	90	120	140	2	15	21	20	560	700
12_10	21-28/12/10	160	150	130	97	126	133	360	730	880
11_11	02-09/11/11	460	430	370	195	222	229	1070	1120	1300

Tableau 3 : Quelques caractéristiques des évènements de l'application. L'abréviation AM regroupe les deux stations d'Anduze et d'Alès.

Les cumuls moyens à l'amont de Russan varient entre 140 mm pour l'évènement de septembre 2010 et 370 mm pour l'épisode de novembre 2011. Les débits de pointe à cette station sont compris entre 700 m³/s (évènement 09_10) et 1 420 m³/s (évènement 11_08). La figure 19 renseigne la répartition des cumuls sur le bassin versant pour chaque évènement.

Deux tendances générales peuvent être distinguées :

- Pour les évènements 09_05 et 09_10, les cumuls sont plus importants dans la partie intermédiaire-aval du bassin versant. Le tableau 3 montre pour ces deux cas une augmentation du volume écoulé aux stations en aval, indiquant une contribution proportionnellement importante des apports latéraux de ces zones.
- Pour les évènements 10_06, 10_08, 11_08, 12_10 et 11_11, les cumuls sont plus importants dans la partie amont du bassin versant. Cette répartition des précipitations est la plus fréquemment observée (Jacq, 1996), le relief des Cévennes amplifiant les pluies. Le volume écoulé augmente entre les stations amont et la station de Ners, de façon cependant assez distincte selon les évènements. Les contributions des apports sont les plus importantes pour les évènements 12_10 et 11_11. Il est à noter des diminutions de volumes entre Ners et Russan, dans le cas des évènements 10_06, 10_08 et 11_08. Elles peuvent s'expliquer par des pertes karstiques dans le lit, et/ou par des imprécisions des courbes de tarage. Cette diminution est également synonyme de contributions négligeables des apports latéraux entre les deux stations.

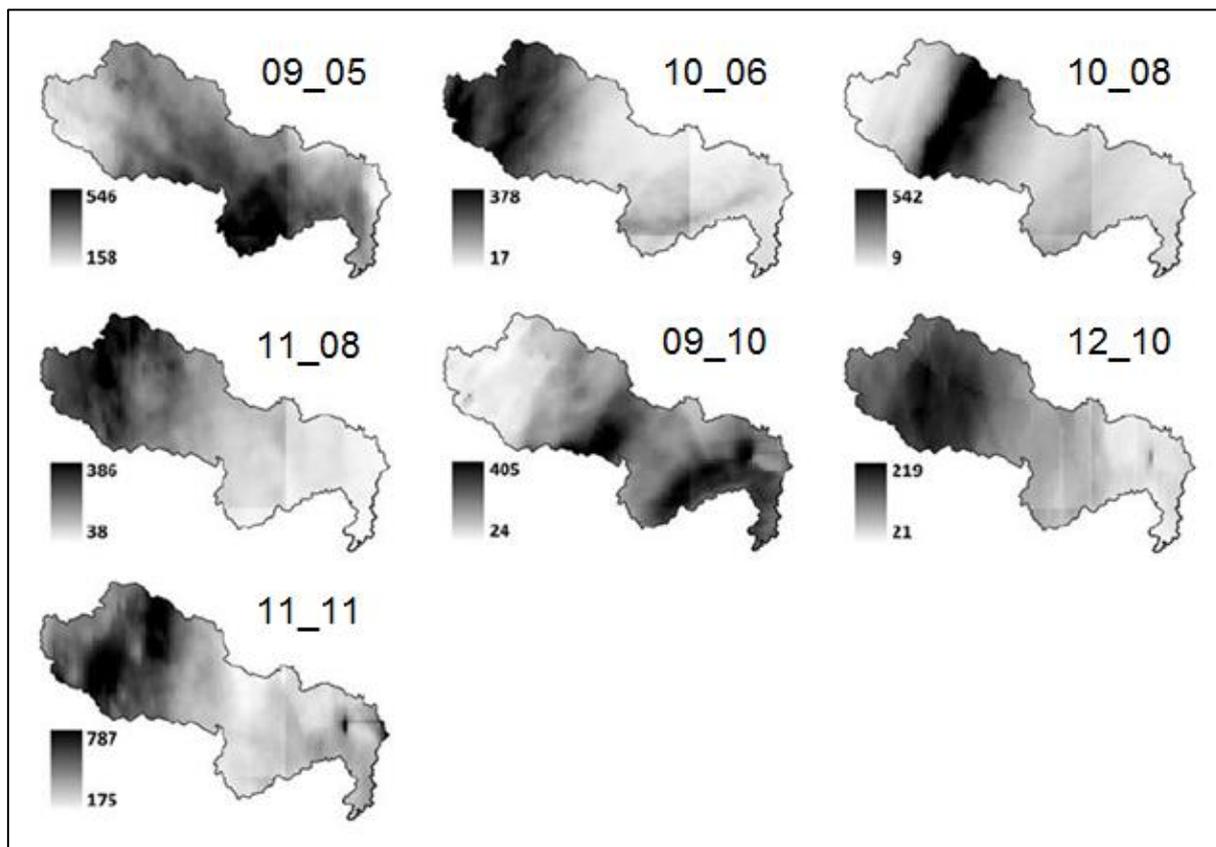


Figure 19 : Répartition spatiale des cumuls totaux (mm), pour les 7 événements étudiés.

Quelques remarques quant aux données hydrologiques de ces événements doivent être faites. Les hydrogrammes à la station d'Alès ne sont pas disponibles pour les événements 09_05 et 10_06, la courbe de tarage de la station n'étant pas valable aux périodes de ceux-ci. La courbe de tarage à Remoulins est très incertaine, et ses données de débits ne sont pas employées dans les analyses présentées. Enfin, dans le cas de l'évènement 12_10, les données pluviométriques radar sont manquantes au début de l'évènement. Elles ont été complétées par les mesures des pluviomètres, interpolées aux pixels radar par inverse distance.

2.5.2. Options retenues pour les modélisations

2.5.2.1. Ajustements des paramètres

Le modèle hydrologique SCS-LR, comme indiqué précédemment, comporte quatre paramètres à ajuster. Une stratégie identique à celle adoptée par Tramblay *et al.* (2011) est retenue : les paramètres S et V_0 sont ajustés pour chaque événement, et les paramètres ds et K_0 sont fixés à une valeur constante. Avec cette approche, Tramblay *et al.* (2011) notaient que les modélisations étaient de bonne qualité (Nash médian de 0.81 à Anduze, pour 16 épisodes modélisés avec des données pluviométriques radar distribuées). Le modèle est particulièrement sensible aux valeurs de S . Ce paramètre constitue la condition initiale du modèle. Le paramètre V_0 influence essentiellement la valeur et le temps d'arrivée du pic (Coustau, 2011). Concernant les paramètres ds et K_0 , les valeurs utilisées par Tramblay *et al.* (2011) sont employées, à savoir : $ds = 0.4 \text{ j}^{-1}$ et $K_0 = 1.5$.

Les paramètres S et V_0 sont calés d'après les hydrogrammes observés à la station d'Anduze. A cette fin, l'algorithme itératif du simplexe (Nelder et Mead, 1965), implémenté dans la plateforme ATHYS, est

utilisé. L'algorithme est basé sur la maximisation d'un critère de qualité de la modélisation. En l'occurrence, le critère de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970) est employé :

$$\text{Nash} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^T (Q_{\text{OBS},i} - Q_{\text{MOD},i})^2}{\sum_{i=1}^T (Q_{\text{OBS},i} - \bar{Q}_{\text{OBS}})^2} \quad (15)$$

avec T la durée de l'évènement [t], $Q_{\text{OBS},i}$ et $Q_{\text{MOD},i}$ (m^3/s) les débits observés et modélisés au pas de temps i.

Le domaine de calage inclut uniquement les débits supérieurs à $50 \text{ m}^3/\text{s}$, pour limiter l'influence des faibles valeurs. Cependant, dans le cas de l'évènement 09_10 dont le pic n'atteint pas ce seuil à Anduze, la procédure de calage est appliquée aux débits supérieurs à $10 \text{ m}^3/\text{s}$. Il est à noter que ce choix d'un calage selon un seuil de débit impacte la valeur du critère Nash. L'indice est plus sensible aux variations de débits, et présente une valeur proche mais le plus souvent moins élevée, que celle obtenue lorsque les paramètres sont calés sur la totalité de l'évènement. Les valeurs des paramètres déduits sont cependant assez proches pour les deux stratégies :

Les valeurs de S et V_0 obtenues après calage sont ensuite conservées pour la modélisation des 49 autres apports (sous-bassin d'Alès et les 48 apports latéraux). Il en est de même pour les valeurs fixées de ds et K_0 . Le tableau 4 indique les valeurs des paramètres S et V_0 calés à Anduze pour les sept évènements étudiés.

Identifiant de l'épisode	Valeur de S	Valeur de V_0
09_05	391	1.6
10_06	238	3.6
10_08	408	3.1
11_08	203	3
09_10	367	1.4
12_10	108	1.6
11_11	227	2.7

Tableau 4 : Valeurs des paramètres S et V_0 du modèle SCS-LR, calées à la station d'Anduze.

Les valeurs du paramètre S suivent une tendance cohérente. Pour les évènements survenant peu de temps après la saison estivale, le paramètre S est élevé, caractérisant un déficit hydrique important. Au contraire, pour les évènements des mois de novembre-décembre, les valeurs sont plus faibles, les évènements pluvieux en début d'automne ayant contribué de façon plus ou moins importante à la recharge du bassin versant. Les valeurs de V_0 sont assez variables, mais cohérentes avec les vitesses classiquement observées (voir par exemple Tramblay et *al.*, 2011). Les performances des modélisations hydrologiques sont détaillées à la section 2.5.3.1.

Les paramètres du modèle hydraulique sont les coefficients de Strickler K_s , les coefficients de perte de charge, et les paramètres des équations hydrauliques associées aux seuils. Les pertes de charge ont été définies d'après des valeurs de la littérature. Les équations des seuils comportent deux paramètres : les cotes de crête et les coefficients de débit. Les cotes de crête utilisées sont issues de la BD TOPO® de l'IGN, et les coefficients de débit proviennent de la littérature.

Les coefficients de Strickler K_s du modèle hydraulique sont ajustés empiriquement. La procédure consiste à réduire au maximum les écarts en temps entre les pics observés et simulés, et entre les débuts de crue observés / simulés, aux trois stations de Ners, Russan et Remoulins. Le début de la crue est assimilé à la première valeur de débit dépassant $50 \text{ m}^3/\text{s}$. Plusieurs jeux du coefficient de Strickler sont évalués, les valeurs variant de 15 à 30 en lit mineur et de 10 à 15 en lit majeur. La

procédure d'ajustement est appliquée à l'évènement 10_08. Les hydrogrammes observés à Anduze et Alès, et les apports latéraux modélisés sont les conditions aux limites du modèle hydraulique. Cet évènement a été retenu car les contributions de ces apports latéraux sont faibles (voir tableau 3), influant peu sur un éventuel décalage du pic.

Le meilleur jeu considère un coefficient de Strickler de 25 dans le lit mineur, sauf dans les gorges où il est de 30, et de 10 en lit majeur. Cette paramétrisation est très satisfaisante en termes de temporalité des pics. Le pic modélisé de l'évènement 10_08 est en retard de 5 minutes à Ners, en avance de 5 minutes à Russan, et est synchrone à Remoulins. Les temps de transfert du pic d'une station à l'autre apparaissent ainsi tout à fait satisfaisants. Les performances sont un peu moins bonnes concernant les écarts des temps de début de crue, avec un retard moyen d'une heure aux trois stations. Ce jeu de paramètres est conservé pour l'ensemble des autres évènements étudiés.

Ainsi, seuls deux paramètres du couplage (S et V_0) sont ajustés pour chaque évènement, à la station d'Anduze. Les autres paramètres et conditions initiales ne varient pas. Ce critère de parcimonie rend le couplage de modèles très intéressant pour un objectif opérationnel.

2.5.2.2. Evaluation des performances

Les performances du couplage de modèles sont évaluées à l'aide des données de débits de cinq stations du bassin, présentées à la section 2.5.1. La qualité des modélisations hydrologiques est estimée selon les hydrogrammes observés à Anduze et Alès, et pour les apports latéraux selon les différences de volumes observées entre deux stations consécutives. Les performances du modèle hydraulique sont évaluées aux trois stations de la partie aval du bassin (Ners, Russan et Remoulins).

Trois indicateurs de qualité sont retenus. Le premier est le coefficient Nash, qui a déjà été mentionné à la section précédente. Il renseigne la qualité globale de l'hydrogramme modélisé. Les deux autres indices sont spécifiques au débit de pointe. Ces coefficients sont l'erreur relative du pic simulé RE_{Qm} (%), et l'écart temporel entre les pics observés et simulés ΔT_{Qm} (min) :

$$RE_{Qm} = \frac{Q_{mMOD} - Q_{mOBS}}{Q_{mOBS}} \times 100 \quad (16)$$

$$\Delta T_{Qm} = T_{mMOD} - T_{mOBS} \quad (17)$$

Avec Q_{mMOD} et Q_{mOBS} les débits de pointe respectivement modélisés et observés, et T_{mMOD} et T_{mOBS} les temps correspondants. Une valeur de RE_{Qm} positive indique une surestimation du pic modélisé, et inversement. L'indice ΔT_{Qm} est positif lorsque le pic modélisé est en retard, négatif s'il est en avance. A la station de Remoulins, seul l'indice ΔT_{Qm} est évalué, la courbe de tarage étant trop incertaine comme indiqué précédemment.

2.5.3. Résultats des modélisations

Les résultats de l'application aux sept évènements récents sont ici présentés. L'analyse s'intéresse uniquement aux hydrogrammes de crue, modélisés aux cinq stations. Dans un premier temps, les résultats des modélisations hydrologiques sont détaillés. Puis, les résultats du couplage, aux stations du tronçon intermédiaire-aval de Ners, Russan et Remoulins, sont analysés. Enfin, une comparaison avec les résultats du modèle hydraulique simple, sans les apports latéraux, est discutée. Cette comparaison doit mettre en lumière l'intérêt d'ajouter les apports latéraux, selon les épisodes. Il est à noter que ces résultats constituent une partie de l'article présenté en annexe 4. Dans cet article, deux

autres comparaisons ont été analysées. Une première compare les résultats issus de l'emploi du modèle hydrologique seul, prolongé dans la partie intermédiaire-aval du bassin du Gardon ; la seconde s'intéresse aux résultats obtenus lorsque les hydrogrammes observés à Alès et Anduze sont injectés au modèle hydraulique, à la place des modélisations hydrologiques. Les résultats complets sont présentés à cette annexe 4.

Le pas de temps des modélisations SCS-LR est de 5 minutes. Dans le cas du modèle hydraulique, le schéma de résolution explicite utilisé nécessite un pas de temps de modélisation très fin, de 0.1s en l'occurrence. Les sorties du modèle sont ensuite échantillonnées au pas de 5 minutes.

2.5.3.1. Modélisations hydrologiques des entrées amont et des apports latéraux

Les résultats des modélisations hydrologiques SCS-LR sont évalués aux deux stations d'Anduze et d'Alès, et pour les apports latéraux d'après les différences de volumes observées entre les stations à l'aval du bassin versant. Le tableau 5 présente les résultats des modélisations à Anduze (station du calage) et à Alès. Les indices des évènements 09_05 et 10_06 ne sont pas renseignés à la seconde station, la courbe de tarage n'étant pas valable aux périodes de ceux-ci (voir section 2.5.1). Les indices Nash ont été calculés pour les débits supérieurs à 50 m³/s (sauf dans le cas de l'évènement 09_10, où cette valeur n'est pas atteinte aux deux stations : dans ce cas, les débits supérieurs à 10 m³/s sont pris en compte pour le calcul).

Identifiant de l'épisode	Anduze			Alès		
	Nash	RE _{Qm} (%)	ΔT _{Qm} (min)	Nash	RE _{Qm} (%)	ΔT _{Qm} (min)
09_05	0.72	-11	-15	-	-	-
10_06	0.87	-10	10	-	-	-
10_08	0.91	-25	5	0.89	2	25
11_08	0.90	-20	-5	0.57	-3	25
09_10	0.53	-6	-5	-4.57	17	30
12_10	0.68	15	705	-0.50	24	45
11_11	0.80	-15	1415	-0.25	69	1180

Tableau 5 : Résultats des modélisations hydrologiques SCS-LR à Anduze et Alès.

Les performances sont globalement satisfaisantes à Anduze, les Nash variant de 0.53 à 0.91. Une étendue de valeurs similaire est observée par Trambly *et al.* (2011) avec la même version du modèle, pour un jeu de 16 évènements à Anduze. A la station d'Alès, les valeurs des Nash sont très différentes d'un évènement à l'autre, indiquant des qualités variant de très mauvaise à très bonne. Une diminution de l'indice Nash est observée pour tous les évènements par rapport aux valeurs à Anduze. Les Nash sont parfois négatifs, ce qui peut traduire une très mauvaise adaptation des paramètres calés à Anduze. Une autre explication est liée à la non-prise en compte dans le modèle du barrage écrêteur de Sainte-Cécile-d'Andorge (décrit à l'annexe 2), dans la partie amont du sous-bassin du Gardon d'Alès. Ainsi, on voit que l'épisode 10_08 est très bien modélisé à Alès : cela peut s'expliquer par le fait que les pluies se sont concentrées en aval du barrage, et donc, que le rôle de celui-ci a certainement été d'une faible importance lors de l'épisode (voir figure 19, et la figure 64 en annexe 2). En revanche, les autres modélisations sont peu satisfaisantes. La valeur du Nash à -4.57 dans le cas de l'évènement 09_10 est à relativiser par le fait que les débits écoulés lors de cet épisode ont été très peu importants aux deux stations en amont (débits de pointe de 20 m³/s à Anduze, et d'environ 25 m³/s à Alès). La valeur moyenne des débits observés utilisée pour le calcul du Nash est dans ce cas faible (voir équation 15), et les écarts entre débits observés et simulés sont assez proches de cette valeur moyenne : la valeur du Nash résultante est très sensible à ces faibles variations.

Les indices d'évaluation du pic sont cependant plutôt satisfaisants aux deux stations. L'erreur sur le pic est comprise entre 0 et $\pm 25\%$, et l'indice ΔT_{Qm} entre 0 et ± 30 minutes, pour 5 évènements. Seuls les évènements 12_10 et 11_11 présentent de larges erreurs. Ces deux cas comportent plusieurs pics, et un pic en réalité secondaire est identifié par le modèle comme étant le principal. Quelques hydrogrammes modélisés à Anduze et Alès sont représentés à la figure 20. La décrue est d'une façon générale assez mal représentée, particulièrement pour les évènements de fin d'automne ou d'hiver. Ce constat est directement imputable au choix d'une version simplifiée du modèle SCS-LR. L'impact de la non-prise en compte du barrage sur les résultats à Alès semble être particulièrement visible dans le cas de l'épisode de novembre 2011 : le second pic est largement surestimé par le modèle. Une surestimation est également visible à Anduze, étant cependant d'une importance moindre.

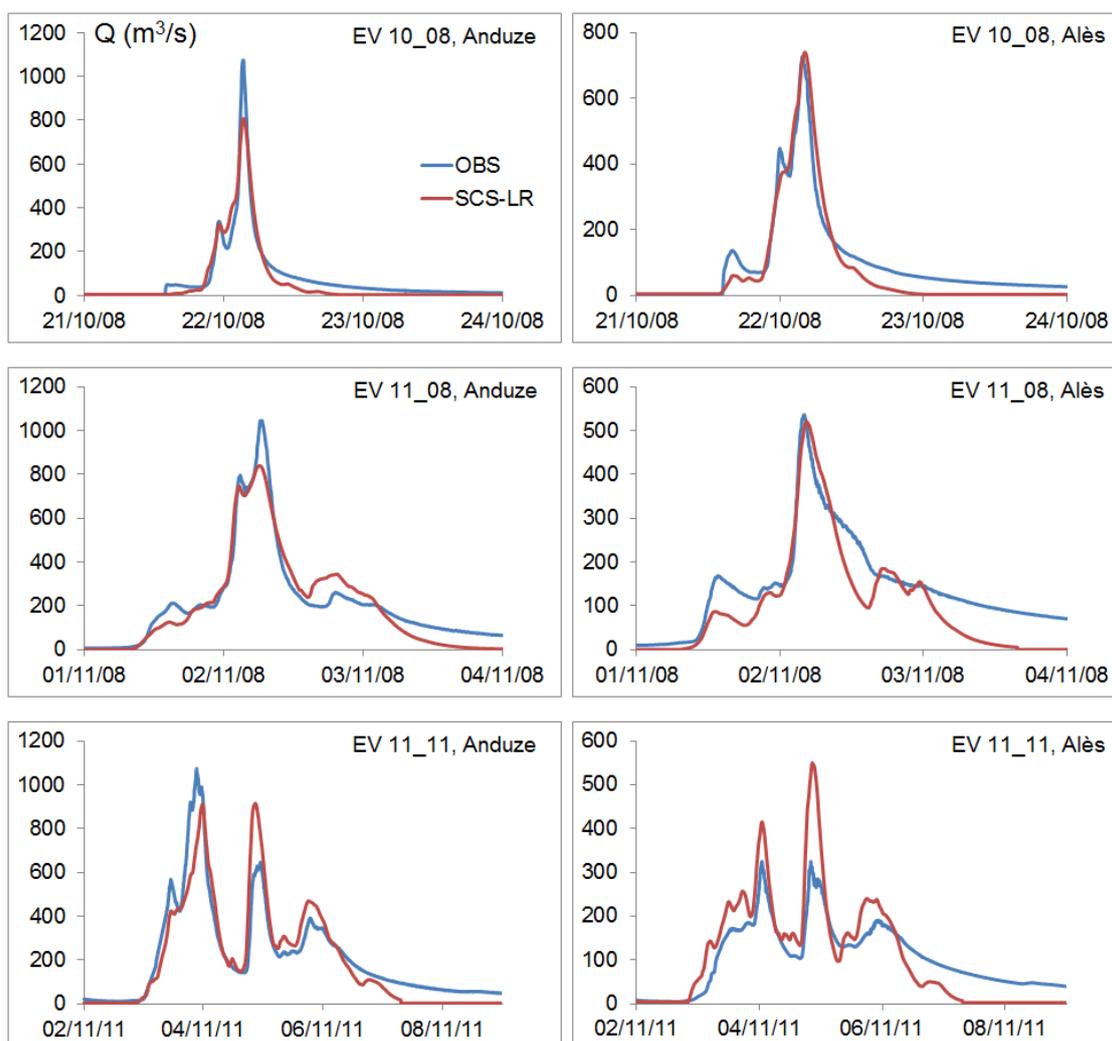


Figure 20 : Hydrogrammes modélisés avec SCS-LR à Alès et Anduze. Cas des évènements 10_08, 11_08 et 11_11.

Le tableau 6 compare les différences de volumes observées entre les stations à l'aval, avec les volumes générés par les apports latéraux compris entre ces stations, estimés avec SCS-LR. Les différences de volumes à Ners ne peuvent pas être évaluées pour les évènements 09_05 et 10_06, les hydrogrammes à Alès étant manquants comme indiqué précédemment.

Identifiant de l'épisode	AM - Ners		Ners – Russan	
	V _{OBS}	V _{SCS-LR}	V _{OBS}	V _{SCS-LR}
09_05	-	15.0	35.7	39.9
10_06	-	0.2	0	0.2
10_08	5.6	2.4	0	0
11_08	19.4	5.1	0	1.2
09_10	12.9	9.2	5.7	11.1
12_10	28.9	7.5	6.4	6.3
11_11	27.7	18.2	7.1	19.4

Tableau 6 : Comparaison des différences de volumes ($\times 10^6$ m³) observées entre les stations (V_{OBS}), avec les volumes des apports latéraux estimés avec SCS-LR (V_{SCS-LR}), aux tronçons Alès/Anduze (AM) – Ners, et Ners-Russan. Sur le tronçon Ners-Russan, les valeurs de V_{OBS} négatives (voir tableau 3) sont remplacées par 0.

Il apparait une tendance à la sous-estimation des volumes modélisés des apports latéraux du tronçon Alès/Anduze – Ners, et à l'inverse une tendance à la surestimation de ceux du tronçon Ners – Russan. Il y a ainsi une compensation en volume à la station de Russan, où le volume total modélisé des apports depuis Alès et Anduze est plus proche des différences de volumes observées, qu'à la station de Ners. Il est difficile de proposer une interprétation physique de ces différences d'apports entre les deux tronçons. Le fonctionnement karstique marqué des sous-bassins à l'aval, pour lesquels le modèle hydrologique est en théorie moins bien adapté, les incertitudes liées aux courbes de tarage, ou encore une mauvaise adaptation des paramètres calés à Anduze, sont des explications possibles.

2.5.3.2. Performances du couplage aux stations à l'aval

Les résultats du couplage de modèles aux stations de Ners, Russan et Remoulins sont indiqués au tableau 7.

Identifiant de l'épisode	Ners			Russan			Remoulins
	Nash	RE _{Qm} (%)	ΔT_{Qm} (min)	Nash	RE _{Qm} (%)	ΔT_{Qm} (min)	ΔT_{Qm} (min)
09_05	0.77	-23	-30	0.86	1	-260	-210
10_06	0.61	4	25	0.72	-4	5	20
10_08	0.92	3	15	0.97	-3	10	10
11_08	0.80	1	-20	0.86	-11	-35	-25
09_10	0.68	-30	-15	0.88	-12	-20	-10
12_10	0.64	0	90	0.73	-11	55	70
11_11	0.75	39	1270	0.79	15	1275	1300

Tableau 7 : Résultats du couplage de modèles. Performances aux stations de Ners, Russan et Remoulins.

Les coefficients sont globalement bons pour la gamme d'évènements sélectionnés. L'indice Nash est compris entre 0.61 et 0.92 à la station de Ners, et entre 0.72 et 0.97 à la station de Russan. L'évènement 10_08 présente les valeurs les plus élevées aux deux stations, et à l'opposé l'évènement 10_06 les plus faibles. L'indice RE_{Qm} a des valeurs satisfaisantes comprises entre 0 et $\pm 15\%$ pour une majorité d'évènements. Les pics des épisodes 09_05, 09_10 et 11_11 à la station de Ners présentent cependant des erreurs plus importantes, avec au maximum une surestimation du pic de 39% pour l'évènement 11_11. L'indice ΔT_{Qm} est égal ou inférieur à 30 minutes pour 5 évènements à Ners, pour 4 à Russan et Remoulins, ce qui caractérise une bonne temporalité du pic, et valide le paramétrage du modèle hydraulique détaillé à la section 2.5.2.1. Ce coefficient est toutefois très élevé aux trois stations pour l'évènement 11_11, le retard du pic modélisé étant supérieur à une vingtaine d'heures. Ce cas particulier s'explique par les erreurs des modélisations hydrologiques injectées à Alès et Anduze : pour cet épisode, le second pic est largement amplifié aux deux stations en amont. Cette erreur se propage à l'aval, où le second pic, survenant environ 20 h après le pic principal, est identifié comme étant le plus important.

Les résultats indiqués au tableau 7 mettent également en lumière une amélioration des valeurs des Nash à Russan, par rapport à celles à Ners, pour tous les évènements. La hausse moyenne est de 13% entre les deux stations. Ce constat a une double explication. Premièrement, les améliorations des modélisations des évènements 10_06, 10_08 et 11_08 (variant de +0.05 à +0.11) pour lesquels les apports latéraux sur le tronçon Ners-Russan sont insignifiants ou peu importants, indiquent une meilleure adaptation du modèle hydraulique à Russan, et/ou une validité plus certaine de la courbe de tarage de cette station. Il est également possible que les profils transversaux du modèle hydraulique soient plus précis au voisinage de Russan. La seconde explication concerne les autres évènements, et particulièrement ceux pour lesquels les contributions latérales sont proportionnellement importantes (évènements 09_05 et 09_10). Il a été noté précédemment que le volume total des apports depuis Alès et Anduze est plus satisfaisant à Russan qu'à Ners, une compensation s'exerçant à la station la plus en aval. Cette estimation plus correcte semble également être à l'origine de l'amélioration des résultats du couplage à Russan. Les valeurs des Nash sont ainsi en hausses pour ces évènements 09_05 et 09_10, de respectivement +0.09 et +0.20. Il est à noter que si cette tendance à l'amélioration est nette pour l'indice Nash, elle est cependant peu évidente concernant les indices relatifs au débit de pointe.

2.5.3.3. Comparaison avec les résultats du modèle hydraulique simple

A cette section, nous comparons les résultats du couplage de modèles aux stations de Ners, Russan et Remoulins, à ceux du modèle hydraulique sans apports latéraux. Les entrées en amont du modèle hydraulique sont également les hydrogrammes modélisés à Anduze et Alès. La seule différence entre les deux options concerne la prise en compte, ou non, des affluents latéraux. Il s'agit d'évaluer si le couplage est pertinent pour tous les évènements, ou si, pour certains, l'injection des apports latéraux n'est pas nécessaire. Les résultats du modèle hydraulique simple sont renseignés au tableau 8. Les symboles à la droite des valeurs des indices renseignent des dégradations (↓ ou ↓↓), améliorations (↑ ou ↑↑) ou équivalences (=), des modélisations issues du modèle hydraulique simple, par rapport à celles du couplage.

Identifiant de l'épisode	Ners			Russan			Remoulins
	Nash	RE _{Qm}	ΔT _{Qm}	Nash	RE _{Qm}	ΔT _{Qm}	ΔT _{Qm}
09_05	0.14 ↓↓	-41 ↓↓	140 ↓↓	-0.10 ↓↓	-69 ↓↓	-2510 ↓↓	-2330 ↓↓
10_06	0.61 =	3 =	25 =	0.72 =	-5 =	5 =	20 =
10_08	0.92 =	-5 =	25 =	0.96 =	-11 =	-15 =	20 =
11_08	0.75 ↓	-2 =	-15 =	0.83 =	-14 =	-25 =	-10 =
09_10	-1.05 ↓↓	-91 ↓↓	255 ↓↓	-0.73 ↓↓	-93 ↓↓	420 ↓↓	-1380 ↓↓
12_10	0.52 ↓	-8 =	135 ↓	0.51 ↓	-25 ↓↓	135 ↓↓	175 ↓↓
11_11	0.81 ↑	27 ↑	1315 =	0.88 ↑	3 ↑↑	1310 =	1320 =

Tableau 8 : Résultats du modèle hydraulique simple sans apports latéraux, aux stations de Ners, Russan et Remoulins. ↓↓ : détérioration de plus de 50 % par rapport à l'indice obtenu avec le couplage ; ↓ : détérioration entre 5 et 50 % ; ↑↑ : amélioration de plus de 50 % ; ↑ : amélioration comprise entre 5 et 50 % ; = : indices proches, à ± 5 %. Dans le cas des faibles valeurs d'indices, symbole = également attribué à RE_{Qm} si les différences sont inférieures à ± 10 ; et à ΔT_{Qm}, si les différences sont inférieures à ± 15 minutes.

Les performances du modèle hydraulique simple sont très variables selon les évènements. Les indices Nash sont plutôt bons pour les évènements 10_08, 11_08 et 11_11, moyens pour 10_06 et 12_10, et très mauvais pour 09_05 et 09_10. De la même façon, les indices RE_{Qm} et ΔT_{Qm} sont très mauvais pour ces deux derniers épisodes, mais aussi pour l'évènement 11_11 (sauf l'indice RE_{Qm} à Russan), et, dans une moindre mesure cependant, pour 12_10. Ils sont assez satisfaisants pour les trois épisodes restants.

La comparaison avec le couplage renseigne des différences marquées selon les évènements. Il semble que les écarts entre les deux options dépendent des répartitions spatiales des cumuls de pluie (voir figure 19). Les indices obtenus pour les épisodes 10_06, 10_08 et 11_08, sont assez peu distincts de ceux issus du couplage. Une amélioration légère du Nash à Ners est notée dans le cas de l'évènement 11_08, lorsque les apports latéraux sont ajoutés (0.75 vs 0.80). Ces trois évènements présentent des pluies marquées à l'amont, et des contributions assez peu importantes des affluents latéraux (voir tableau 6). Ce fait explique l'absence d'écarts notables entre les deux options.

A l'opposé, pour les évènements 09_05, 09_10, et dans une moindre mesure pour l'épisode 12_10, des différences importantes sont observées : les résultats du couplage sont bien plus satisfaisants que ceux du modèle hydraulique sans apports latéraux, et ce pour tous les indices. Par exemple, les Nash de l'épisode 09_10 évoluent de -1.05 à Ners et -0.73 à Russan, à respectivement 0.68 et 0.88 lorsque les apports sont pris en compte. Ainsi, l'ajout de ceux-ci apparaît nécessaire pour la bonne modélisation de ces trois évènements. Ce constat peut là encore s'expliquer par la répartition spatiale des pluies lors de ces évènements : pour les épisodes 09_05 et 09_10, les pluies les plus fortes ont été mesurées dans la partie intermédiaire-aval du bassin, entraînant des réactions très importantes des affluents latéraux proportionnellement aux volumes écoulés à Anduze et Alès (voir tableaux 3 et 6) ; dans le cas de l'épisode 12_10, les cumuls les plus élevées sont observés à l'amont du bassin, mais les apports de la partie intermédiaire-aval réagissent de façon conséquente.

Enfin, dans le cas de l'évènement 11_11, les modélisations se dégradent lorsque les affluents latéraux sont ajoutés. Les indices Nash obtenus avec le modèle hydraulique simple sont supérieurs de +0.06 à Ners, et de +0.09 à Russan, par rapport aux résultats du couplage. Cette qualité moindre des résultats du couplage s'explique par les erreurs du modèle hydrologique à Alès et Anduze : le second pic de cet évènement est assez largement surestimé aux deux stations (voir figure 20). L'ajout des apports amplifie cette erreur à l'aval, et en conséquence les modélisations sont de moins bonne qualité. Ce cas de dégradation est le seul observé lorsque les apports sont ajoutés. Les indices ΔT_{Qm} restent assez proches selon les deux options, étant très mauvais : c'est là aussi la conséquence des erreurs à l'amont.

La figure 21 détaille les hydrogrammes observés, modélisés avec le couplage, et modélisés avec le modèle hydraulique simple à Russan, pour les épisodes 09_05, 10_08, 12_10 et 11_11.

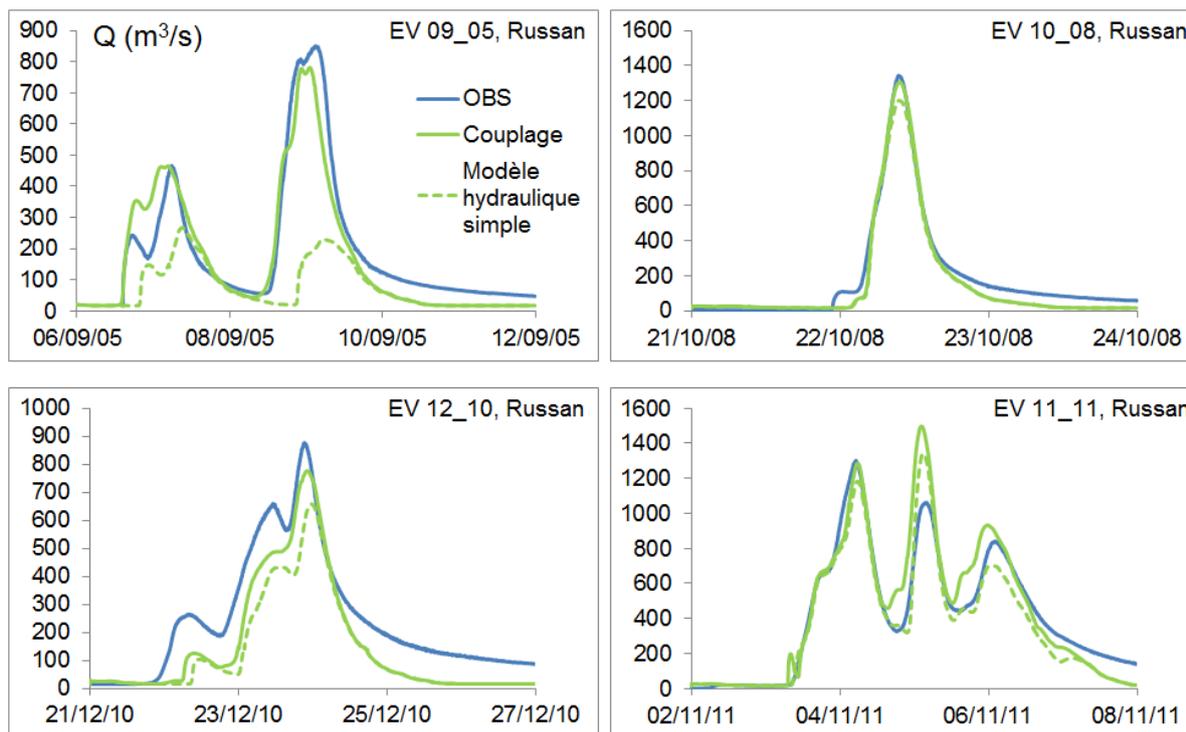


Figure 21 : Hydrographes observés et modélisés avec le couplage et le modèle hydraulique simple à Russan, dans les cas des évènements 09_05, 10_08, 12_10 et 11_11.

Les différences entre les deux options de modélisation sont peu visibles dans le cas de l'évènement 10_08, les Nash étant très proches (tableaux 7 et 8). Le couplage estime cependant plus finement le pic. A l'inverse, les différences sont visuellement très importantes pour l'épisode 09_05. L'option du modèle hydraulique sans apports latéraux sous-estime assez largement l'évènement. Les montées sont très retardées (retard d'environ 4h pour la première crue ; décalage d'environ 8h pour la seconde), et les pics largement sous-évalués (pour le second : 780 m³/s avec le couplage, contre environ 270 avec le modèle hydraulique simple). Une sous-estimation, moins marquée, est également observée pour l'épisode 12_10. Enfin, dans le cas de l'évènement 11_11, l'option du modèle hydraulique simple est la plus satisfaisante. L'ajout des apports, surestimés sur le tronçon Ners-Russan (voir tableau 6), explique les hausses trop précoces précédant les deux derniers pics, et les valeurs plus importantes de ceux-ci, dans le cas du couplage.

2.6. Résumé et conclusions

Ce chapitre a permis de définir les notions de couplage de modèles hydrologique et hydraulique, ainsi que les choix effectués dans le cadre de ces travaux. Le couplage combine le modèle hydrologique SCS-LR de la plateforme ATHYS, et le code hydraulique de modélisation monodimensionnelle MASCARET. Un modèle hydraulique 1D plutôt que 2D ou 3D a été retenu, du fait de la longueur du tronçon d'application (82.2 km), et pour satisfaire la perspective d'emploi de l'outil en prévision opérationnelle. Le modèle hydrologique est distribué, conceptuel et évènementiel. Notamment, l'emploi d'un modèle distribué paraît pertinent dans un contexte de crues méditerranéennes : les pluies associées sont très variables temporellement et spatialement, et seul un modèle distribué est à même de prendre en compte cette variabilité.

Le couplage de modèles est appliqué au bassin versant du Gardon (2 040 km²), un bassin du sud de la France à crues à cinétique rapide. Le modèle hydraulique est employé sur le tronçon Alès/Anduze – Remoulins (82.2 km). Il est alimenté par 2 apports en amont, et 48 apports latéraux ponctuels. Les apports sont modélisés avec SCS-LR.

Dans ce chapitre, un premier emploi du couplage de modèles, pour la modélisation de 7 évènements récents, d'importance moyenne, a été présenté. Les résultats obtenus montrent que le couplage permet de reproduire de manière satisfaisante les hydrogrammes de crue observés. Aux stations en aval du bassin, les valeurs de l'indice Nash sont comprises entre 0.61 et 0.97, traduisant des qualités variant d'assez bonnes à excellentes. Les indices spécifiques au débit de pointe sont également bons. Pour la plupart des évènements étudiés, l'erreur sur le pic (RE_{Q_m}) est comprise entre $\pm 15\%$, et le décalage temporel (ΔT_{Q_m}) est inférieur ou de l'ordre de 30 minutes.

Les résultats du couplage ont été comparés à ceux du modèle hydraulique sans les apports latéraux. Il s'agissait de donner un premier avis sur la nécessité d'emploi du couplage de modèles. Il apparaît que les conclusions sont différentes selon les évènements. La répartition spatiale de la pluie lors de l'épisode est un élément clé. Lorsque les cumuls sont plus importants dans la partie intermédiaire-aval du bassin (cas des évènements 09_05, 09_10, et dans une moindre mesure pour l'épisode 12_10), l'ajout des apports est nécessaire : le couplage est nettement plus performant que le modèle hydraulique. En revanche, lorsque les pluies sont plutôt centrées sur les sous-bassins en amont du modèle hydraulique, les écarts entre les deux options sont assez faibles (cas des évènements 10_06, 10_08 et 11_08). Le modèle hydraulique simple peut alors suffire. Le cas de l'épisode 11_11 constitue une particularité intéressante : c'est le seul évènement pour lequel le couplage est moins performant. Ce fait s'explique par une aggravation des erreurs des deux modélisations en entrées en amont du modèle hydraulique, lorsque les apports sont ajoutés.

Si la description dans ce chapitre s'est intéressée à des évènements d'importance intermédiaire, le chapitre suivant porte sur une application à l'évènement majeur de septembre 2002. Il va être notamment question de l'ajout de casiers au modèle hydraulique, qui semble pertinent pour la bonne modélisation des évènements majeurs, fortement débordants.

**Chapitre 3 : Application du couplage
de modèles à l'évènement de
septembre 2002 – Ajout de casiers
au modèle hydraulique**

3.1. Introduction

Le chapitre précédent a montré l'utilité du couplage de modèles pour la reconstitution d'hydrogrammes observés durant des évènements récents, d'importance intermédiaire. Les résultats ont été analysés d'après les données de cinq stations hydrométriques du bassin versant du Gardon. Ils sont plutôt satisfaisants : par exemple, les indices Nash calculés varient entre 0.61 et 0.97, aux stations de la partie intermédiaire-aval du Gardon.

Dans ce chapitre, le couplage est employé pour modéliser l'évènement des 8 et 9 septembre 2002, évoqué aux chapitres précédents. Cet évènement, majeur, fut largement débordant. Il a fait 24 victimes, et généré des dégâts de l'ordre d'1.2 milliards d'euros, sur l'ensemble des zones touchées (Huet *et al.*, 2003 ; Gaume *et al.*, 2003 ; Sauvagnargues-Lesage et Simonet, 2004 ; Delrieu *et al.*, 2005). A ce jour, il constitue l'évènement de référence de la partie intermédiaire-aval du bassin du Gardon. Sur les parties en amont, c'est l'épisode de septembre 1958, plus important en ces zones, qui est la référence (SPC-GD, 2013).

Le modèle hydraulique considéré jusqu'à présent pour le couplage, est un modèle unidimensionnel. Cette approche est *a priori* moins bien adaptée à la modélisation des évènements fortement débordants, que des modèles hydrauliques de dimensions supérieures (Tayefi *et al.*, 2007). En effet, les écoulements dans le lit majeur sont multidirectionnels, du fait de la présence de nombreux affluents, d'obstacles, et des faibles pentes ; de plus, des zones de stockage, au-delà de digues ou talus, sont généralement présentes. Un modèle hydraulique 2D est intéressant pour notre tronçon d'étude. Cependant, et comme évoqué au chapitre précédent, cette option est peu adaptée à la finalité souhaitée du couplage : pour rappel, nous souhaitons un outil utilisable dans une optique de prévision opérationnelle. Les temps de calcul d'un modèle 2D, importants, ainsi que les nombreuses données en entrée nécessaires à celui-ci, paraissent assez peu compatibles avec cette optique, comme déjà indiqué au chapitre 2.

Il convient donc d'améliorer le modèle hydraulique considéré jusqu'à présent. A cette fin, l'ajout de casiers au modèle apparaît nécessaire. Ceux-ci constituent des zones de stockage d'eau, et de par leurs liaisons, permettent de tenir compte de la nature multidirectionnelle des débordements (Besnard et Goutal, 2011). L'ajout des casiers au modèle hydraulique décrit au chapitre précédent, et l'analyse des résultats, sont présentés dans ce chapitre. Plus précisément, l'analyse portera sur les points suivants :

- Quelle est la précision du modèle hydrologique SCS-LR du couplage, pour la modélisation des débits de pointe aux sous-bassins non-jaugés, estimés lors du retour d'expérience (REX) mené quelques semaines après l'épisode (Gaume *et al.*, 2003 ; Delrieu *et al.*, 2005) ? Cette question sera abordée à la section 3.4.1.2.
- Quelle est la performance du couplage pour la modélisation des hydrogrammes du Gardon, dans la partie intermédiaire-aval du bassin ? Les résultats du couplage sont comparés à ceux de précédentes modélisations (modélisations des bureaux d'études SIEE et SOGREAH : voir SOGREAH, 2002 ; SIEE-SOGREAH, 2004 et SOGREAH, 2005). De plus, une comparaison des résultats du modèle hydraulique avec et sans casiers, est également menée. Cette analyse est détaillée à la section 3.4.2.1.
- Quelles sont les performances du couplage pour la modélisation des zones inondées, et pour la modélisation des cotes des Plus Hautes Eaux (PHE), relevées à la suite de l'épisode (Ayrat, 2005) ? Concernant la modélisation des PHE, les résultats du modèle hydraulique simple et avec casiers seront, comme précédemment, comparés. Ces points sont décrits aux sections 3.4.2.2 et 3.4.2.3.

Les résultats sont analysés sur un tronçon du Gardon légèrement plus court que celui considéré au chapitre précédent, s'étendant d'Alès et Anduze en amont, jusqu'au début des gorges en aval (vers Russan). Cette zone, qui comprend notamment le secteur de plaines de la Gardonnenque, fut très largement inondée lors de l'épisode (voir figure 17 et annexe 2).

Le chapitre s'organise de la façon suivante. La partie 3.2 s'attache à détailler les caractéristiques hydro-pluviométriques de l'évènement, ainsi que les nombreuses données collectées et estimées à la suite de celui-ci, utiles à l'évaluation des résultats du couplage de modèles. La section 3.3 décrit la méthodologie d'ajout des casiers et des liaisons associées, au modèle hydraulique. La partie 3.4 présente les résultats. Enfin, une conclusion clôture le chapitre.

3.2. L'évènement extrême de septembre 2002

Les 8 et 9 septembre 2002, les régions Languedoc-Roussillon et Provence-Alpes-Côte-d'Azur, et plus particulièrement le département du Gard, ont été frappés par un évènement hydro-pluviométrique d'ampleur exceptionnelle. Son bilan fut tragique : 24 victimes ont été dénombrées, dont 22 pour le seul département du Gard ; le coût total des dégâts a été estimé à 1.2 milliards d'euros ; 85% des communes du Gard ont été déclarées en état de catastrophe naturelle (Huet *et al.*, 2003 ; Gaume *et al.*, 2003 ; Sauvagnargues-Lesage et Simonet, 2004 ; Ayrat, 2005 ; Delrieu *et al.*, 2005).

A la suite de la catastrophe, des analyses pluviométriques, un retour d'expérience, une collecte des Plus Hautes Eaux (PHE), et des travaux de modélisations hydrologiques et hydrauliques ont été menés. Ces études ont permis de quantifier l'importance de l'épisode, et d'acquérir de nombreuses données hydrologiques, d'un intérêt certain pour la modélisation (voir par exemple : Gaume *et al.*, 2003 ; Braud *et al.*, 2010). Les paragraphes suivants présentent les principales conclusions de ces travaux.

3.2.1. Chronologie de l'évènement et valeurs pluviométriques atteintes

L'évènement a présenté un déroulement en trois phases distinctes (Delrieu *et al.*, 2005 ; Ruin *et al.*, 2008 ; Bonnifait *et al.*, 2009) :

- 1) Phase 1 (8 septembre, 8h – 22h UTC¹³) : Cette première phase débute par des pluies modérées touchant l'ensemble du Gard. Puis, un système convectif de méso-échelle (MCS) en forme de V (Rivrain, 1997) se met en place, d'orientation sud-ouest – nord-est, et déverse plus de 200 mm sur les parties intermédiaires des bassins versants du Vidourle et du Gardon. Ce système reste stationnaire pendant près de 12h.
- 2) Phase 2 (8 septembre, 22h – 9 Septembre, 4h UTC¹³) : Le MCS pivote pour atteindre une orientation sud-nord, et se déplace vers les parties amont des bassins versants du Gardon et de la Cèze. Il devient stationnaire au-dessus des premiers reliefs cévenols, et produit une quantité de pluie du même ordre qu'au cours de la première phase.
- 3) Phase 3 (9 septembre, 4h – 12H UTC¹³) : Après une accalmie d'environ 1h, un front froid chasse le MCS vers l'est. Les parties intermédiaires et aval des bassins gardois sont à nouveau touchées. L'interaction du front froid avec le MCS produit de fortes intensités, et les quantités déversées sont de l'ordre de 100 mm. Quelques pluies modérées perdurent encore en fin de journée, à la limite Gard-Vaucluse.

¹³ UTC: Temps Universel Coordonné.

La figure 22 montre les cumuls de pluie atteints lors de l'évènement. Ponctuellement, des valeurs très importantes ont été relevées, notamment dans les secteurs d'Anduze (697 mm) et de Cardet (690 mm en 24h) (Neppel, 2003 ; Delrieu *et al.*, 2005). Ces valeurs sont parmi les plus élevées mesurées dans le sud de la France, étant cependant inférieures aux records de Valleraugue (940 mm en 24h le 28 Septembre 1900) et de Saint-Laurent-de-Cerdans (840mm en 24h le 17 octobre 1940) (Neppel, 2003). Outre les cumuls, les superficies touchées sont impressionnantes. Les isohyètes 200, 400 et 600 mm, couvrent respectivement 5 500, 1 600 et 170 km² (Delrieu *et al.*, 2005 ; Ruin *et al.*, 2008). Neppel (2003) indique que ces superficies touchées sont supérieures à celles des évènements majeurs de l'Aude en novembre 1999 et du Gard en septembre-octobre 1958, et qu'elles sont proches de celles de l'Aiguat des Pyrénées-Orientales en octobre 1940. Ce même auteur estime que la période de retour de la superficie touchée par plus de 300 mm (3 120 km²) est de 140 ans.

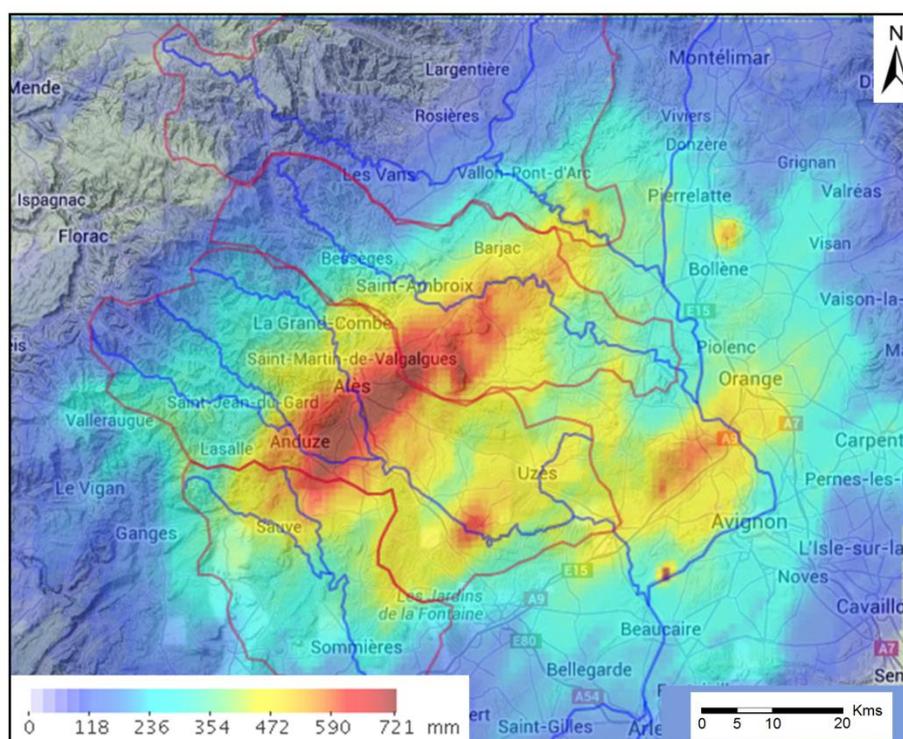


Figure 22 : Cumul pluviométrique du 08/09/02 6h UTC au 10/09/02 6h UTC. Les bassins versants de l'Ardèche, de la Cèze, du Gardon et du Vidourle sont indiqués en rouge ; les principaux cours d'eau du secteur sont indiqués en bleu – la cartographie est la réanalyse pluviométrique proposée par l'OHM-CV, donnée disponible sur le SEVNOL (sevnol.ohmcv.fr).

Les intensités pluviométriques atteintes trahissent également le caractère exceptionnel de l'évènement. Le pluviomètre d'Anduze a relevé une intensité maximale de 140 mm/h pendant une heure, atteinte au début de la phase 3 (Delrieu *et al.*, 2005). Des intensités horaires supérieures à 100 mm/h ont été enregistrées par 7 pluviomètres (Neppel, 2003).

3.2.2. Réaction hydrologique des cours d'eau du Gard

Le dispositif de mesure hydrologique du Service d'Annonce des Crues (aujourd'hui Service de Prédiction des Crues Grand-Delta – SPC-GD) n'a pas pu enregistrer de façon complète le déroulement de la crue, quelques stations hydrométriques ayant été arrachées. D'autre part, les hauteurs d'eau atteintes ont été très souvent au-delà du domaine de validité des courbes de tarage existantes,

entraînant une incertitude très importante sur les hydrogrammes de crue mesurés. Plusieurs études ont permis de grandement compléter ces données manquantes. Un retour d'expérience, initié par l'Observatoire Hydro-Météorologique Méditerranéen Cévennes Vivarais (OHM-CV), a été mené dans les semaines suivant l'évènement. Il a permis l'estimation des débits de pointe atteints en de nombreux secteurs, et la reconstitution de la dynamique de crue grâce à des interviews de témoins. Une collecte des Plus Hautes Eaux (PHE) a également été organisée par la DDE du Gard. Enfin, des travaux de modélisation hydrologique (Gaume *et al.*, 2003) et hydraulique (SIEE-SOGREAH, 2004 ; SOGREAH, 2005) ont permis de reconstituer les hydrogrammes et volumes écoulés. Les valeurs hydrologiques estimées lors de ces travaux sont détaillées dans les paragraphes suivants.

3.2.2.1. Retour d'expérience initié par l'Observatoire Hydro-Météorologique Méditerranéen Cévennes Vivarais (OHM-CV)

La méthodologie du retour d'expérience combine des estimations de débits de pointe atteints en des sections des cours d'eau, et des interviews de témoins, qui permettent de détailler le déroulement de la crue (heure du débit de pointe, heure de la montée de crue...) (Gaume, 2002 ; Gaume *et al.*, 2003 ; Delrieu *et al.*, 2005 ; Gaume et Borga, 2008). Les débits ont été évalués sur 93 sections, et 143 interviews ont été effectuées (Gaume *et al.*, 2003 ; Delrieu *et al.*, 2005). Là encore, la nature exceptionnelle de l'évènement ressort. Des débits de pointe spécifiques supérieurs à $30 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ ont été observés dans les zones présentant les cumuls de pluie les plus importants, valeurs parmi les plus élevées jamais observées pour des bassins de superficies équivalentes (Delrieu *et al.*, 2005), et la plupart des affluents du Gardon et du Vidourle ont présenté des débits de pointe spécifiques supérieurs à $5 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$. La figure 23 détaille les débits spécifiques à l'échelle du bassin versant du Gardon estimés lors du retour d'expérience.

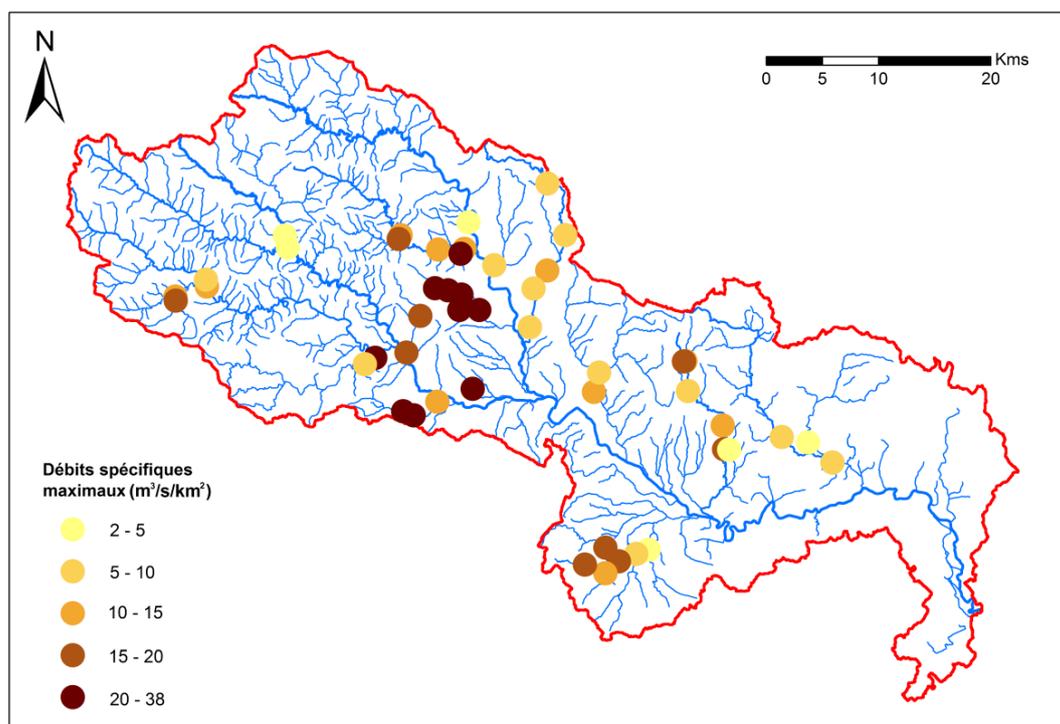


Figure 23 : Débits de pointe spécifiques probables estimés lors du retour d'expérience de la crue de 2002 – cas du bassin versant du Gardon. En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN).

Ces débits de pointe ont été évalués à l'aide de formules empiriques, telle l'équation de Manning-Strickler, et ne sont pas exempts d'incertitudes. Gaume (2002) et Lumbroso et Gaume (2012) estiment ainsi que les débits sont probablement connus à $\pm 50\%$ près. Plusieurs facteurs expliquent une telle valeur : le mauvais repérage du niveau maximal, la difficulté d'estimation de la pente maximale de la ligne d'eau, ou encore la difficulté du choix des coefficients des formules (coefficient de Strickler notamment). Cependant, la nécessité des retours d'expérience est reconnue par la littérature, les données récoltées étant d'un intérêt certain pour la modélisation (Gaume *et al.*, 2003 ; Braud *et al.*, 2010). En effet, l'absence de données reste bien plus pénalisante que l'existence de valeurs dont on connaît les incertitudes.

3.2.2.2. Collecte des Plus Hautes Eaux (PHE)

Le Service d'Annonce des Crues du Gard a organisé la collecte des marques des Plus Hautes Eaux. 780 PHE ont ainsi été relevées dans l'ensemble du département (Ayrat, 2005). Elles ont permis d'établir la carte des zones inondées (voir à la figure 24, l'illustration du Gardon). Plusieurs secteurs ont été particulièrement touchés : les plaines à l'aval d'Anduze et d'Alès, la plaine de la Gardonnenque en amont des gorges, et la partie aval à proximité de la confluence avec le Rhône. La quasi-totalité des lits moyens et majeurs a été occupée, soit 8.3 % de la superficie totale du bassin (environ 170 km²). Les hauteurs d'eau les plus importantes ont été relevées dans les gorges du Gardon, et ont été comprises entre 16 et 18 m (Bonnifait *et al.*, 2009).

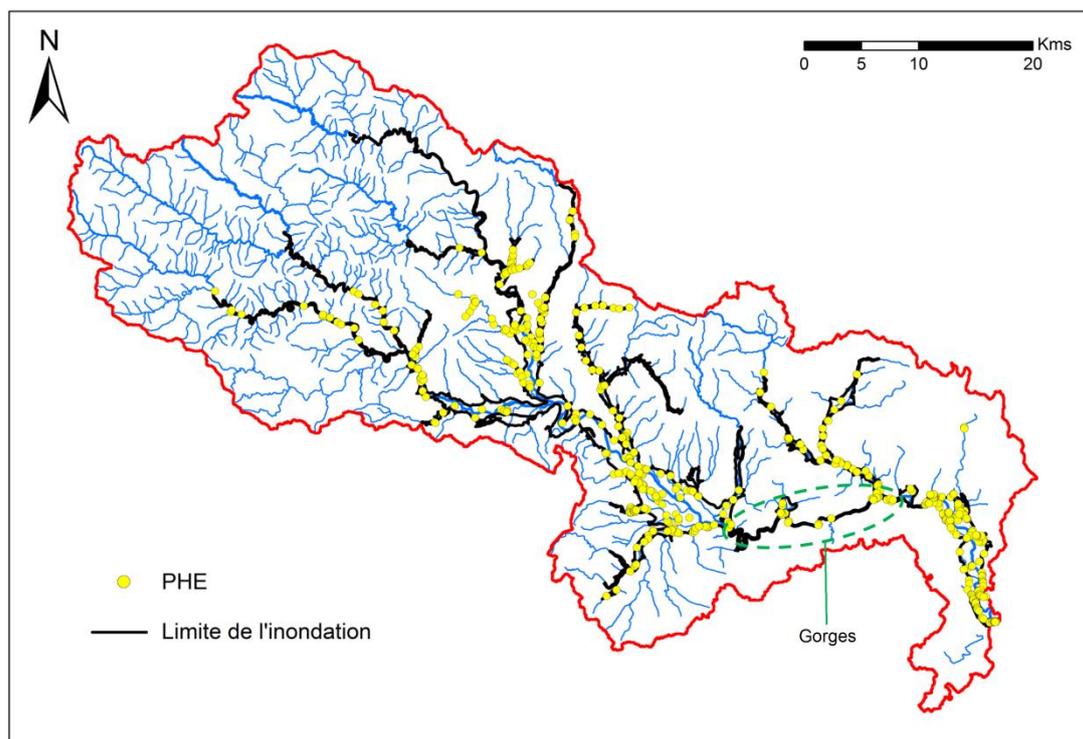


Figure 24 : Plus Hautes Eaux collectées lors de la crue de 2002 (donnée fournie par le SPC-GD), et limite de la zone inondée en noir (donnée DREAL-LR) – cas du bassin versant du Gardon. En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN).

3.2.2.3. Travaux de modélisations

Cette partie détaille les principaux résultats des modélisations hydrologiques de Gaume *et al.* (2003), et des modélisations hydrauliques menées par la Société d'Ingénierie Eau et Environnement (SIEE) et

la Société Grenobloise d'Etudes et d'Applications Hydrauliques (SOGREAH, actuellement ARTELIA) (SOGREAH, 2002 ; SIEE-SOGREAH, 2004 ; SOGREAH, 2005).

Gaume *et al.* (2003) ont utilisé un modèle hydrologique basé sur une fonction de production dérivée de SCS et sur l'onde cinématique, avec pour objectif d'analyser la réponse hydrologique de plusieurs sous-bassins du Vidourle et du Gardon. De façon très succincte, leurs principales conclusions sont :

- la mise en lumière de la variété des réponses hydrologiques des sous-bassins. Les auteurs distinguent deux grands types de réactions, selon l'importance des écoulements souterrains. Ainsi, les coefficients d'écoulement à l'échelle du Gardon d'Anduze semblent avoir été modérés (de l'ordre de 50 % au paroxysme de la crue selon les auteurs), contrairement à certains bassins d'affluents du Vidourle, tels ceux du Rieu Massel et du Criulon (valeurs atteintes proches de 100 %).
- l'existence d'un coefficient d'écoulement très élevé au paroxysme de l'évènement, proche de 100% pour beaucoup de bassins, caractérisant une saturation complète des sols et un ruissellement généralisé (cas de la majeure partie des sous-bassins du Vidourle, de l'Alzon, un sous-bassin du Gardon...)
- le rôle majeur des forts cumuls de pluie sur l'importance de la réaction hydrologique. Les auteurs notent qu'un processus de saturation progressive (saturation par le bas, évoquée au chapitre 1), plutôt que le dépassement des capacités d'infiltration des sols (ruissellement hortonien), semble dominer la dynamique de réponse des bassins.

Parallèlement à cette étude, les travaux de SIEE et de SOGREAH ont quantifié les débits atteints et volumes écoulés dans les cours d'eau principaux (Gardon et Cèze). Ces études avaient été commandées par la DDE du Gard. Selon les secteurs, des modèles 1D (EcoPerm, HEC-RAS) ou 2D (TELEMAC) ont été employés. Le tableau 9 résume quelques-unes des valeurs calculées.

Cours d'eau et localisation	Débits de pointe (m ³ /s)			Volumes écoulés (×10 ⁶ m ³)	Étude
	Min	Probable	Max		
Gardon à Ners		6 250		231	SOGREAH, 2002
	6 500	7 000	7 200	210	SIEE-SOGREAH, 2004
Gardon à Moussac	6 800	7 400	8 000		SIEE-SOGREAH, 2004
		7 720			SOGREAH, 2005
Gardon à Russan	6 000	6 400	6 800	350	SIEE-SOGREAH, 2004
		6 050			SOGREAH, 2005
Gardon à Remoulins	6 400	6 800	7 000	425	SIEE-SOGREAH, 2004
Cèze à Bagnols	3 100	3 300	3 500	240	SIEE-SOGREAH, 2004

Tableau 9 : Débits de pointe et volumes écoulés en différents points du Gardon et de la Cèze, calculés par modélisations hydrauliques 1D et 2D (études SOGREAH, 2002 ; SIEE-SOGREAH, 2004 et SOGREAH, 2005)

Les débits maximaux estimés sont compris entre 6 000 m³/s et 8 000 m³/s dans la partie intermédiaire – aval du Gardon. Sur ce même cours d'eau, le volume écoulé double quasiment entre les stations de Ners (superficie drainée à la station : 1 100 km²) et de Remoulins (1 900 km²), indiquant de fortes contributions des bassins versants intermédiaires, et notamment de la Braune, du Bourdic, de l'Alzon et de la Droude (voir les localisations aux annexes 2 et 3).

Ces valeurs sont cohérentes avec celles obtenues lors de travaux plus récents. Sheffer *et al.* (2008) proposent des reconstitutions par modélisation hydraulique 1D de paléo-crues du Gardon, et déterminent des débits de pointe compris entre 6 400 et 6 700 m³/s dans les gorges pour la crue de

2002. Ces auteurs notent d'ailleurs qu'au cours des 500 dernières années, au moins 5 crues lui ont été supérieures, la plus forte ayant atteint environ 8 000 m³/s dans le même secteur. Des approches similaires ont été testées sur la rivière voisine Ardèche (Sheffer *et al.*, 2003 ; Naulet *et al.*, 2005). Bonnifait *et al.* (2009) appliquent un modèle hydraulique 1D à casiers au Gardon pour la crue de 2002. Ils estiment un débit de pointe à Remoulins compris entre 5 200 et 6 500 m³/s, valeurs plus faibles que celles calculées dans l'étude SIEE-SOGREAH (2004). Quoi qu'il en soit, ces valeurs très importantes de débits, et les volumes écoulés impressionnants au regard de la durée, montrent le caractère exceptionnel de l'évènement.

3.3. Ajout des casiers au couplage de modèles

Les paragraphes précédents ont rappelé à quel point la crue de septembre 2002 fut importante. Dans cette partie, l'ajout de casiers au modèle hydraulique du couplage est détaillé.

Le modèle hydraulique utilisé jusqu'alors est unidimensionnel, et donc *a priori* peu adapté pour la modélisation des phénomènes de stockage et des écoulements multidirectionnels en lit majeur. Il doit être complété de casiers hydrauliques, pour envisager une application à un évènement fortement débordant comme celui de septembre 2002. Les casiers hydrauliques sont généralement disposés aux zones endiguées ou dans les zones où l'hypothèse d'écoulement unidimensionnel n'est pas adaptée. C'est le cas aux nombreuses confluences du Gardon, et plus généralement dans le lit majeur. Le modèle à casiers constitue un intermédiaire entre le modèle 1D simple, et les modèles 2D, plus réalistes mais aussi plus gourmands en temps de calcul et en données d'entrée.

Dans le cas du modèle ici développé, 64 casiers reliés entre eux ou au bief (Gardon) par 269 liaisons hydrauliques, ont été ajoutés au modèle hydraulique. La mise en place de ces casiers et des liaisons associées est définie à la section 3.3.2. Nous avons fait le choix de limiter l'étude au tronçon Alès/Anduze – Russan, où les débordements ont été particulièrement importants. Le tronçon d'application est donc plus court qu'au chapitre précédent (jusqu'à Remoulins). Les casiers couvrent la zone de plaines en aval d'Alès et d'Anduze, ainsi que la Gardonnenque. Les options de modélisation retenues au chapitre 2 sont globalement conservées :

- Le couplage de modèles hydrologique et hydraulique est unidirectionnel : les deux codes restent indépendants, et les modélisations hydrologiques des sous-bassins alimentent le modèle hydraulique (pas d'interactions de l'hydraulique vers l'hydrologie). Du fait de la diminution du tronçon d'application, le nombre de sous-bassins d'apports latéraux au modèle hydraulique est moins important. Seuls les sous-bassins n°1 à 28 présentés à la figure 18 sont injectés.
- Le modèle hydrologique est une version simplifiée du modèle SCS-LR implémenté dans la plateforme ATHYS, et se base sur un MNT (Modèle Numérique de Terrain) dérivé de la BD ALTI[®] de l'IGN, et un fichier des directions de drainage forcées selon les polygones des cours d'eau de la BD CARTHAGE[®] (distribuée par l'IGN). Ces données sont à une résolution de 100 m.
- Le code hydraulique 1D MASCARET est employé. Les résultats du modèle sont analysés sur le tronçon Alès/Anduze – Russan. Le modèle hydraulique est cependant toujours appliqué jusqu'à Remoulins, afin de prendre en compte au mieux l'effet des gorges du Gardon sur l'inondation de la plaine de la Gardonnenque. Les résultats en aval de Russan ne sont cependant pas analysés. Il aurait fallu ajouter des casiers sur le tronçon compris entre la sortie des gorges et Remoulins. Cela n'a pas été fait, mais la démarche de mise en place des casiers présentée par la suite pourrait tout à fait être reproduite sur ce tronçon plus en aval.

- Les paramètres S et V_0 du modèle hydrologique SCS-LR sont calés à la station hydrométrique d'Anduze, puis transposés aux bassins non-jaugés. Cette stratégie, rudimentaire, permet des modélisations satisfaisantes des hydrogrammes observés aux stations du tronçon intermédiaire-aval du Gardon, dans le cas de crues d'importance intermédiaire (voir le chapitre précédent).
- Les coefficients de Strickler établis au chapitre 2 sont conservés, à savoir : $K_s = 25$ en lit mineur et $K_s = 10$ en lit majeur. Une valeur de K_s à 30 en lit mineur est retenue dans les gorges (les résultats du modèle hydraulique dans ce secteur ne sont cependant pas analysés).

Dans un premier temps, nous définissons les principes du modèle à casiers. Puis, les caractéristiques des casiers, leur localisation, les données topographiques nécessaires, et leurs apports en eau, sont détaillés.

3.3.1. Principes du modèle à casiers

Le code MASCARET comporte un module « CASIERS », permettant de compléter un modèle 1D simple avec des casiers (voir chapitre 2 et EDF-CETMEF, 2011). Dans cette partie, les hypothèses et équations associées aux casiers, détaillées dans EDF-CETMEF (2011), sont reprises.

La modélisation à casiers implique les hypothèses suivantes : la cote de la surface libre de l'eau dans les casiers est horizontale ; la vitesse d'écoulement dans les casiers est nulle ; le débit des liaisons d'échange ne dépend que de la cote de la surface libre. Chaque casier est modélisé par une équation de continuité, s'écrivant à chaque pas de temps t :

$$\frac{dV_i(Z_i)}{dt} = \sum_j Q_{ij}(Z_i, Z_j) + \sum_k Q_{ik}(Z_i, Z_k) + Q_{\text{apport},i} \quad (18)$$

Avec $V_i(Z_i)$ le volume du casier i (m^3) correspondant à la cote dans le casier Z_i ; Z_i et Z_j les cotes (m) de la surface libre dans les casiers respectifs i et j ; Q_{ij} le débit s'écoulant du casier j vers le casier i , inconnu (m^3/s) ; Q_{ik} le débit s'écoulant de la section de calcul k vers le casier i , inconnu (m^3/s) ; et $Q_{\text{apport},i}$ le débit des apports (pluie, affluent), donné par l'utilisateur (m^3/s). Cette équation est résolue suivant un schéma aux différences finies implicite.

Les débits d'échange sont variables selon les types de lois d'échanges sélectionnés (liaisons casier-casier et casier-bief). Le code propose quatre lois distinctes :

- La liaison seuil :

$$Q = Cml\sqrt{2gh^3} \quad (19)$$

Avec C un coefficient correcteur sans unité, m le coefficient de débit (sans unité), l la largeur du seuil (m), g la gravité (m/s^2), et h la hauteur d'écoulement au-dessus du seuil (m).

- La liaison chenal, dérivée de la formule de Manning-Strickler :

$$Q = CK_s lh^3 \sqrt{\frac{\Delta Z}{L}} \quad (20)$$

Avec C un coefficient correcteur sans unité, K_s le coefficient de Strickler ($m^{1/3}/s$), l la largeur du chenal (m), L sa longueur (m), h la hauteur d'eau dans le chenal (m) et ΔZ le dénivelé entre les casiers ou entre le casier et le bief (m).

- La liaison siphon :

$$Q = C \sqrt{\frac{2g}{\alpha L} \Delta Z} \times A_s^{\frac{5}{4}} \quad (21)$$

Avec C un coefficient correcteur sans unité, α le coefficient de perte de charge relatif aux parois du tunnel, ΔZ le dénivelé entre les casiers ou entre le casier et le bief (m), g la gravité (m/s^2), L la longueur du siphon (m), et A_s la section du siphon (m^2).

- La liaison orifice : le calcul du débit d'échange dépend du type d'écoulement. Si l'écoulement est à surface libre, l'orifice se comporte comme un seuil (voir la liaison seuil ci-dessus). Si l'écoulement est en charge, l'expression pour un écoulement noyé est la suivante :

$$Q = m e A_o \sqrt{2g(h_{am} - h_{av})} \quad (22)$$

Et pour un écoulement dénoyé :

$$Q = m e A_o \sqrt{2g(h_{am} - \frac{a}{2})} \quad (23)$$

Avec m le coefficient de débit (sans unité), e le coefficient de contraction verticale (sans unité), A_o la section de l'orifice (m^2), h_{am} et h_{av} les hauteurs d'eau en amont et en aval de la liaison (m), g la gravité (m/s^2) et a la hauteur de l'orifice (m).

Dans le modèle construit, les liaisons retenues sont de type seuil, chenal et orifice. Les choix de ces liaisons sont précisés à la section suivante.

Le noyau de calcul du système des casiers nécessite de connaître, pour chaque cote Z de la surface libre dans un casier, la surface au miroir $A(Z)$ et le volume correspondant $V(Z)$. Pour cela, il est nécessaire de définir des lois $A(Z)$ et $V(Z)$ associant à une cote donnée la surface et le volume correspondant. Ces lois sont définies automatiquement par le code, après renseignements des points intérieurs (abscisses x, y et cote du point) et de points frontières (de même : x, y et cote du point), définissant les limites des casiers. Ces informations peuvent être issues d'un MNT ou de toute autre donnée renseignant l'altitude de la zone d'intérêt.

Le système des casiers est couplé au modèle 1D simple par un algorithme itératif, exécuté à chaque pas de temps de la modélisation. L'algorithme repose sur un principe de convergence des variations de la cote d'eau dans la rivière. A chaque itération, l'algorithme calcule les débits d'apport des casiers à la rivière ; il en résulte une nouvelle cote à la section d'intérêt. Lorsque la variation de cote calculée à la section est égale à la variation de cote estimée par l'algorithme, il y a convergence, et la procédure passe au pas de temps suivant. Cet algorithme est détaillé dans EDF-CETMEF (2011).

3.3.2. Mise en place et caractéristiques des casiers et des liaisons

Les casiers sont placés dans les zones pouvant potentiellement stocker l'eau, et au niveau des confluences du Gardon, où les hypothèses d'écoulement 1D sont très incertaines. Les limites des casiers sont définies au regard de structures hydrauliques naturelles (lignes d'arbres, talus...) ou artificielles (digues, voies de circulation surélevées...) (Hostache, 2006). Dans le cas de cette étude, les casiers sont uniquement placés en lit majeur. Autrement dit, en lits mineur et moyen, l'hypothèse d'écoulement unidimensionnel est considérée comme valable. Les éléments suivants ont été employés pour définir les délimitations des casiers :

- La limite lit moyen – lit majeur, définie dans l'Atlas des Zones Inondables (AZI) constitué par la DREAL-Languedoc-Roussillon (DREAL-LR, 2003). Cette limite correspond souvent à la présence d'un talus. Le casier est placé en lit majeur, en lits mineur et moyen les équations unidimensionnelles sont donc employées ;
- Deux types d'obstacles artificiels : les routes et les voies ferrées. Elles sont très souvent situées sur des talus artificiels, qui conditionnent l'écoulement dans le lit majeur (voir annexe 2). Les polygones des voies ferrées et routes utilisés sont issus de la BD TOPO[®] version 2.1 (IGN). Dans ce cas d'étude, seules les routes les plus importantes sont considérées comme frontières (routes d'importances inférieures ou égales à 3 d'après le classement de l'IGN, correspondant aux départementales) (IGN, 2011). Les données ultérieures à la crue de 2002 n'ont pas été prises en compte (et notamment la portion de la RN106 au sud de Boucoiran) ;
- Des obstacles naturels : les ruptures de pente, et les délimitations des sous bassins versants d'affluents du Gardon. Les ruptures de pente marquent la présence d'un relief ou d'un versant, pouvant potentiellement empêcher la circulation de l'eau. Elles ont été identifiées à partir des données de la BD ALTI[®] à 25 m, et d'après la couche « versants » de la base de données de l'AZI de la DREAL-LR. Les limites des sous-bassins constituent souvent un de ces éléments de relief. Nous avons fait le choix de limiter à un au maximum le nombre d'affluent traversant le casier.
- Un seuil de superficie : nous avons fait le choix de limiter la superficie des casiers. Cette stratégie est nécessaire sachant les hypothèses faites par le modèle. Notamment, il faut rappeler que le modèle hydraulique calcule une cote unique par casier, à chaque pas de temps de la modélisation. Il convient donc, pour que la modélisation soit satisfaisante, d'avoir un nombre de casiers relativement important. Celui-ci ne doit pas non plus être trop élevé, pour que les temps de calcul restent limités, et afin de limiter la complexité du modèle, et des traitements des données d'entrée et de sortie. Comme on le verra par la suite, le casier le plus important a une superficie de 4.4 km².

Au total, le modèle comporte 64 casiers, connectés entre eux ou au bief par 269 liaisons hydrauliques. Les localisations des casiers et des liaisons du modèle sont renseignées à la figure 25.

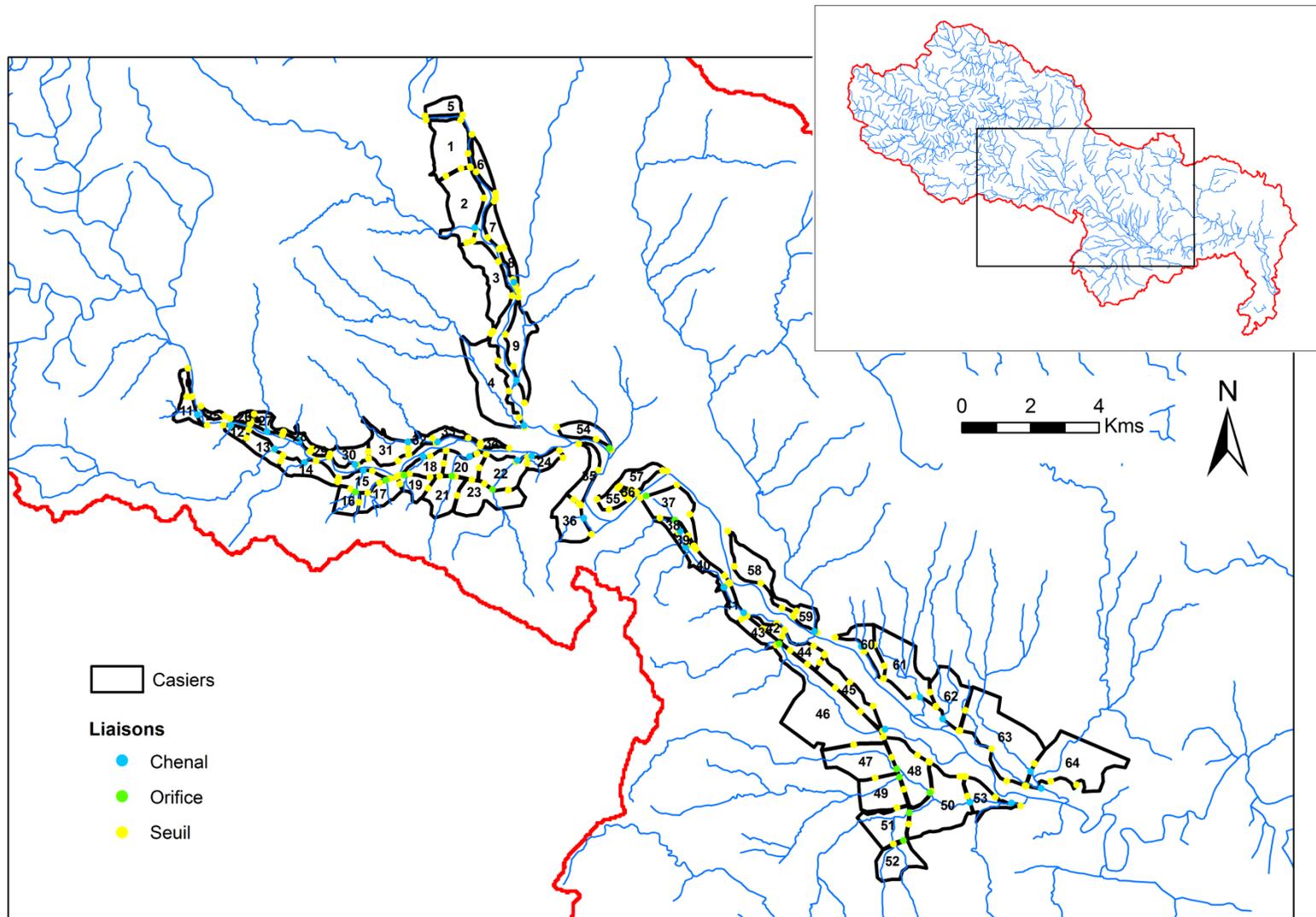


Figure 25 : Casiers et liaisons ajoutés au modèle hydraulique 1D, sur le tronçon étudié Alès/Anduze - Russan. En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN).

La figure 26 illustre la définition des limites de quelques casiers, dans le secteur de la Gardonnenque, juste en amont des gorges du Gardon.

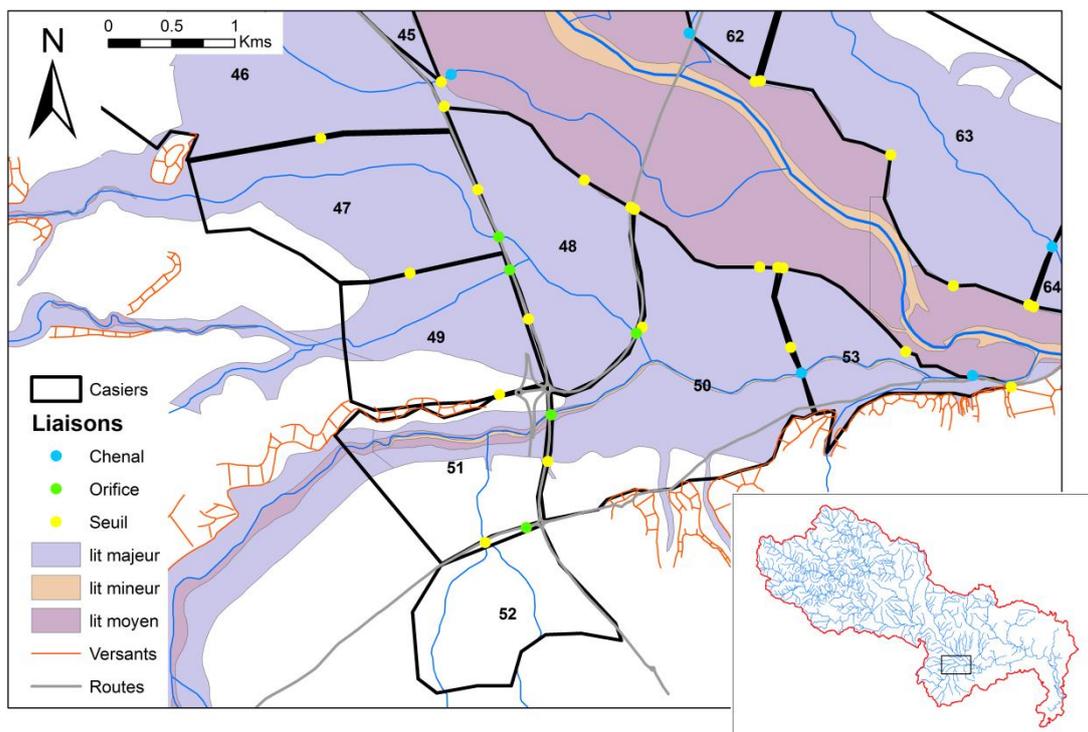


Figure 26 : Illustration des limites de quelques casiers dans la Gardonnenque. En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN). Limites des lits et versants : données DREAL-LR ; Routes (d'importances inférieures à 3) : données BD TOPO[®], version 2.1 (IGN).

Les casiers ont une superficie restreinte, pour la pertinence des résultats, le modèle évaluant une unique cote horizontale pour chaque casier à chaque pas de temps de calcul. Les superficies des casiers varient ainsi de 0.1 (casier n°56) à 4.4 km² (casier n°46). Elles ne sont pas trop affinées pour limiter la complexité du modèle, un seuil minimal de 0.1 km² étant retenu.

Les casiers sont reliés entre eux ou au bief (Gardon) par 269 liaisons hydrauliques. Elles sont de type seuil, orifice ou chenal. Les liaisons seuil sont les plus nombreuses (223). Les liaisons orifice et chenal sont respectivement aux nombres de 14 et 32. Une liaison chenal est placée lorsqu'un affluent connecte deux casiers, ou lie un casier au bief. Une liaison orifice est ajoutée en présence d'un ouvrage à la limite du casier (pont au-dessus d'un affluent, d'une route...). Les paramètres des liaisons (longueur, largeur...) sont renseignés à partir des données de la BD TOPO[®] et de la BD ORTHO[®] (IGN). Les coefficients des équations sont ceux proposés par défaut dans le code MASCARET.

Les lois $V(Z)$ et $A(Z)$ sont établies automatiquement par le code en renseignant les points intérieurs et frontières des casiers à l'aide d'un MNT corrigé, dérivé de la BD ALTI[®] à 25m. Cette étape de correction est l'objet de la section suivante.

Les paramètres et coefficients des liaisons hydrauliques sont renseignés à l'annexe 5.

3.3.3. Renseignement des cotes utiles aux casiers et aux liaisons

Cette partie détaille les données topographiques employées pour les casiers, permettant au modèle d'établir les relations $V(Z)$ et $A(Z)$. La section suivante évoque les effets de la précision des données topographiques et bathymétriques sur les résultats des modèles hydrauliques, qui ont été décrits dans la littérature.

3.3.3.1. Effets de la précision des données topographiques et bathymétriques sur un modèle hydraulique

La qualité des données bathymétriques renseignant le lit mineur d'un cours d'eau, et topographiques, dans le lit majeur, impacte les résultats d'un modèle hydraulique, au même titre que le choix des valeurs des coefficients de Strickler et de débits, ou encore le choix du modèle en lui-même (1D, 2D, équations simplifiées type onde cinématique...). Les données bathymétriques du lit se présentent sous la forme de sections transversales pour un modèle hydraulique 1D, d'un maillage continu pour un modèle 2D. S'il est assez aisé d'acquérir des sections, le maillage du modèle 2D est en général plus complexe à établir. Des techniques fines, telle la bathymétrie par sonar, sont maintenant au point mais restent lourdes en termes de personnel, de temps et de coût (Merwade *et al.*, 2008). Des alternatives ont été développées. Ils existent notamment des algorithmes créant des modèles numériques, à partir d'interpolations de sections transversales relevées, croisées à un MNT du lit majeur (Tate *et al.*, 2002 ; Merwade *et al.*, 2008 ; Schäppi *et al.*, 2009). De plus, des techniques récentes, tels les levés laser LIDAR (*Light Detection and Ranging*), permettent une connaissance fine du relief (Maréchal, 2011) du lit majeur. Cette technique est particulièrement intéressante pour la modélisation hydraulique (Marks et Bates, 2001 ; Raber *et al.*, 2007), bien que non adaptée aux zones immergées, et donc au lit mineur.

Les données bathymétriques et topographiques utilisées exercent un double impact sur la qualité des résultats du modèle hydraulique.

Premièrement, les résultats des calculs seront différents, selon la résolution des données (nombre de sections transversales pour un modèle 1D, résolution des mailles pour un modèle 2D) ainsi que la précision altimétrique de celles-ci. Cook et Merwade (2009) évaluent la sensibilité de modèles 1D (HEC-RAS) et 2D (FESWMS-2DH), de deux rivières américaines. Ils constatent une décroissance significative des surfaces inondées lorsque la topographie du lit mineur est finement décrite (selon la méthode de Merwade *et al.*, 2008), et montrent qu'un nombre élevé de sections transversales intégrées au modèle 1D produit des inondations plus importantes. Mejia et Reed (2011), et Saleh *et al.* (2013), s'intéressent à l'ajout de sections fictives à leurs modèles hydrauliques 1D, de formes simplifiées (triangulaires pour le premier article ; triangulaires, rectangulaires et trapézoïdales pour le second). Cette démarche est nécessaire pour les cours d'eau à zones sans sections renseignées, ce qui est souvent le cas pour les longs biefs. Mejia et Reed (2011) montrent que les hydrogrammes de crue d'une rivière des États-Unis peuvent être reproduits de façon satisfaisante par un modèle basé sur des sections triangulaires, les résultats s'approchant du modèle à sections réelles. Toutefois, ils notent que des simplifications trop importantes (sections à forme constante, rugosité identique en lit mineur et en lit majeur) faussent les modélisations. S'intéressant aux limnigrammes, Saleh *et al.* (2013) montrent l'importance de la conservation de la pente du fond sur le linéaire, qui a un impact plus fort selon ces auteurs, que les variations des formes des sections. Leur cas d'application concerne la rivière Serein, un affluent de la Seine (France). Enfin, les travaux d'Horritt *et al.* (2006) peuvent être cités. Ces auteurs s'intéressent aux effets de différentes résolutions et descriptions topographiques des mailles d'un modèle 2D d'une rivière anglaise. Ils notent une plus grande sensibilité du modèle à la résolution des mailles, qu'à la topographie échantillonnée en celles-ci.

Deuxièmement, la qualité des données bathymétriques et topographiques impactent la cartographie de la zone inondée, dans le cas d'un modèle hydraulique 1D. Celle-ci est obtenue en soustrayant les cotes d'eau modélisées à la topographie. Selon la qualité de cette dernière, les zones inondées diffèrent. Cook et Merwade (2009) constatent ainsi, pour un même calcul, une diminution de la surface inondée et donc des hauteurs d'eau, pour des données topographiques de plus hautes résolutions.

Enfin, Cook et Merwade (2009) notent une plus grande sensibilité à ces données d'un modèle 1D par rapport au modèle 2D, bien que, comme ils l'indiquent, leurs résultats devront être confirmés sur d'autres zones d'étude.

Tous ces constats suggèrent, pour notre cas d'étude, la nécessité d'un choix précautionneux des données topographiques définissant les casiers hydrauliques. Plus précisément, il s'agit d'optimiser les données existantes, et notamment la BD ALTI[®].

3.3.3.2. Précision altimétrique des données disponibles pour les casiers

Les données topographiques et bathymétriques suivantes sont disponibles dans les zones où les casiers sont ajoutés (c'est-à-dire dans le lit majeur du tronçon Alès/Anduze – Russan).

Plusieurs MNT libres et gratuits existent. Les MNT de la BD ALTI[®] ont des résolutions horizontales variant de 25 à 1 000 m. Ils sont calculés à partir de courbes de niveaux, et des points cotés de la BD TOPO[®] ancienne génération. Dans le cas du MNT de la BD ALTI[®] à 25 m, la précision altimétrique annoncée dans le secteur des casiers est de 5 m (voir figure 27, issue d'IGN - 2011). Des écarts similaires sont observés par comparaison avec les sections transversales disponibles (voir un exemple à la figure 27). Le MNT à la résolution de 25 m a été employé pour créer les données d'entrée du modèle SCS-LR (voir chapitre 2). Le MNT de l'ASTER GDEM¹⁴ est une autre donnée disponible. Ce MNT est issu de mesures satellitaires menées par le METI¹⁵ et la NASA¹⁶, et couvre l'ensemble du globe à une résolution horizontale de 30 m. Sa précision altimétrique est de 20 m, pour 95 % des points (<http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp>). Ainsi, ces deux types de données, MNT de la BD ALTI[®] et de l'ASTER GDEM, paraissent trop imprécis pour définir directement la topographie des casiers.

Le MNT du RGE ALTI[®] (Référentiel à Grande Echelle) est un produit développé tout récemment par l'IGN (IGN, 2013). Sa mise à disposition à l'échelle de la France entière est annoncée pour 2014. Il combine les données de la BD ALTI[®] à 25 m, à des levés LIDAR aériens. Le MNT est à une résolution horizontale d'1 m, et a une précision altimétrique de 50 cm (IGN, 2013). Cette donnée est clairement la plus intéressante pour les casiers, mais n'est pas encore à disposition sur la zone étudiée.

Outre les MNT, les points des profils transversaux relevés sont utiles aux casiers, ceux-ci débordant en effet souvent dans le lit majeur. La précision altimétrique des points des profils peut être considérée comme très bonne (centimétrique).

¹⁴ ASTER GDEM : Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer - Global Digital Evaluation Model. Voir : <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp>.

¹⁵ METI : Ministère de l'économie, du commerce extérieur et de l'industrie du Japon.

¹⁶ NASA : Administration nationale de l'aéronautique et de l'espace, Etats-Unis.

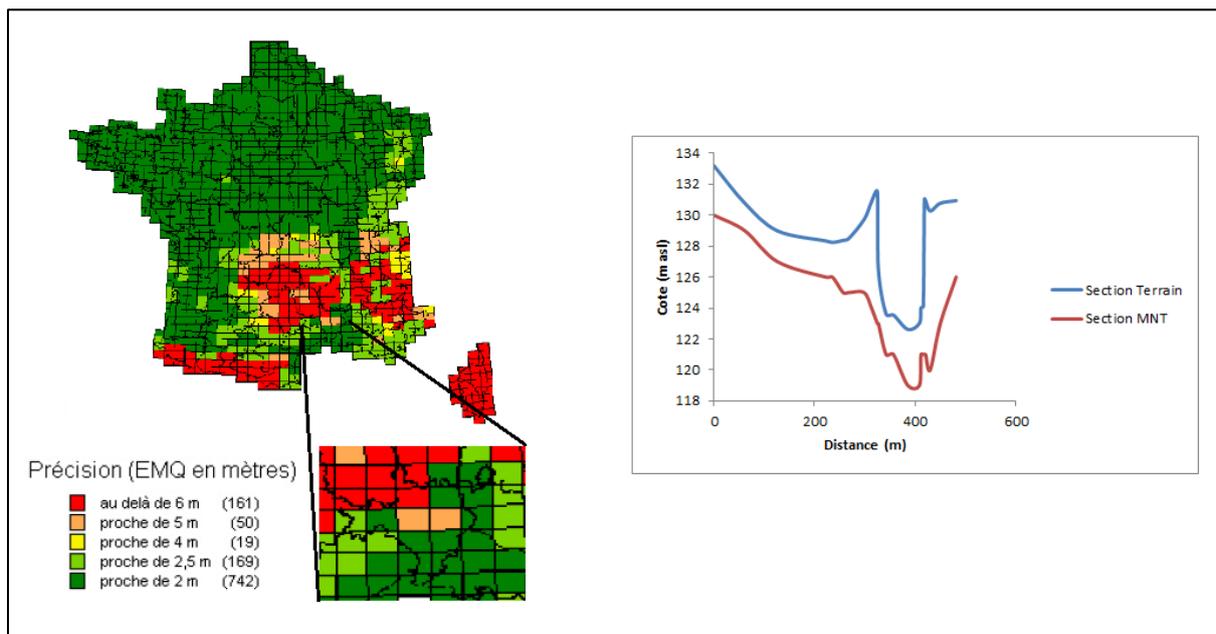


Figure 27 : Illustrations des imprécisions altimétriques du MNT de la BD ALTI® à une résolution horizontale de 25 m, version 1. A gauche, est renseignée la précision altimétrique du MNT selon l'IGN (tiré d'IGN, 2011). Dans le secteur d'intérêt, elle est proche de 5 m ; L'illustration à droite montre la différence entre une section terrain (en bleu), et la même section reconstituée selon les cotes correspondantes issues du MNT de la BD ALTI® à 25 m (en rouge) (cas de la section PT_GAR_800_114, sur le Gardon d'Alès).

Enfin, les points cotés de la BD TOPO®, et notamment ceux des couches « réseau routier » et « voies ferrées » de la base de données, sont intéressants. Ces données présentent une précision altimétrique très souvent inférieure à 1 m dans le lit majeur du Gardon (IGN, 2013b). Elles ont essentiellement été acquises par photogrammétrie.

Ainsi, pour que le code établisse des relations $V(Z)$ et $A(Z)$ réalistes pour chaque casier, la donnée altimétrique la plus fine possible doit être considérée. La plus intéressante est sans doute le MNT de la RGE ALTI®, qui n'est pas encore disponible. En conséquence, une méthode combinant les données du MNT de la BD ALTI® à 25 m, aux points des sections transversales et aux points cotés de la BD TOPO®, a été établie. Elle est décrite à la section suivante.

3.3.3.3. Correction altimétrique du MNT à 25 m de la BD ALTI®

La topographie des casiers est renseignée en combinant les données du MNT à 25 m de la BD ALTI®, trop imprécis pour être directement employé, à des données plus fines, que sont les points des profils transversaux en lit majeur et les points cotés de la BD TOPO®. Ces derniers ne sont pas suffisamment nombreux pour être directement employés, certains casiers n'en comportant pas. Ainsi, une stratégie de correction du MNT de la BD ALTI® a été privilégiée.

La méthode définie comporte trois étapes, effectuées à l'aide des outils du SIG ARCGIS® :

- 1) Les différences d'altitudes entre les points cotés issus des profils transversaux et des couches « réseau routier » et « voies ferrées » de la BD TOPO®, et les points correspondants du MNT de la BD ALTI® à 25 m, sont calculées ;
- 2) Les différences obtenues sont krigées à l'ensemble de la surface couverte par les casiers, selon un modèle de variogramme sphérique. Ce modèle est détaillé à l'annexe 6 (voir

également : Baillargeon, 2005). La résolution du krigeage est identique à celle de la BD ALTI® (25 m) ;

3) Le MNT de la BD ALTI® est corrigé par addition des différences précédemment krigées.

Au final, le fichier corrigé a une résolution identique à celle de la BD ALTI® (25 m). La figure 28 présente les points cotés employés, et les corrections d'altitudes moyennées par casier.

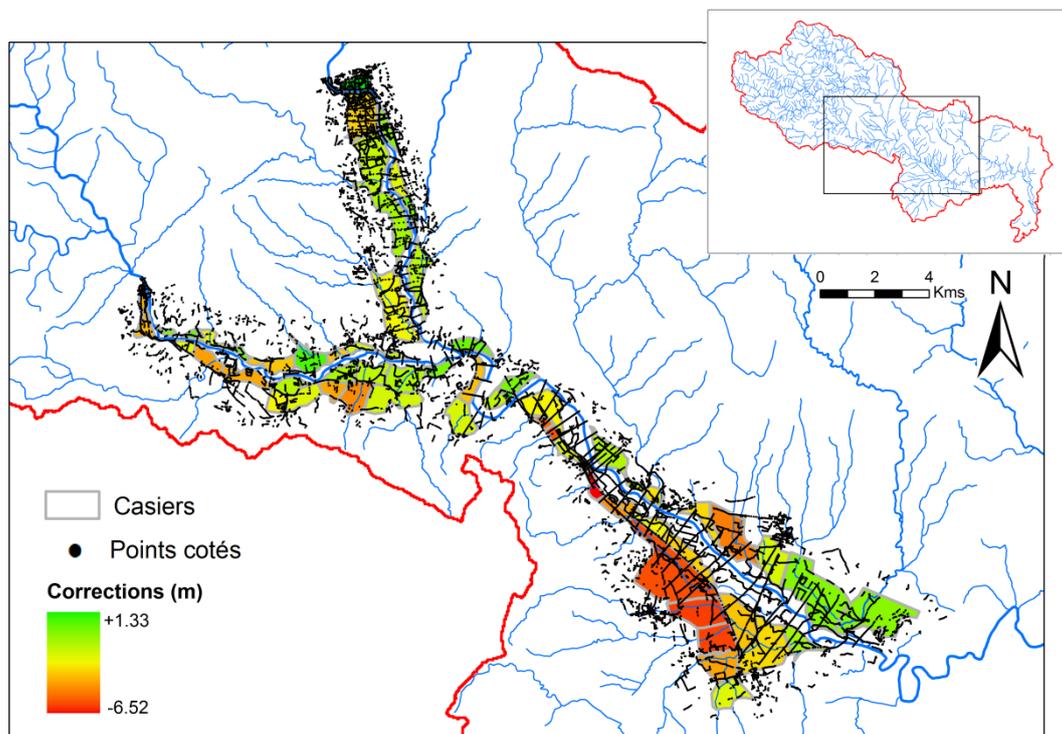


Figure 28 : Points cotés issus des profils et des couches « réseau routier » et « voies ferrées » de la BD TOPO® version 2.1 de l'IGN, utilisés pour la correction, et différences d'altitudes entre le MNT corrigé et le MNT initial de la BD ALTI® version 1, moyennées par casier. Une valeur positive indique une augmentation de la cote moyenne du casier après correction, et inversement. En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN).

Les casiers de la Gardonnenque sont les plus fortement corrigés. La correction maximale correspond à un abaissement moyen de 6.5 m (cas du casier n°41). Les valeurs de correction sont cohérentes avec la précision annoncée par l'IGN pour la BD ALTI® dans le secteur étudié (de l'ordre de 5 m ; voir figure 27).

3.3.4. Apports en eau aux casiers

Les casiers sont alimentés en eau par le Gardon, la présence éventuelle d'un affluent, ainsi que la pluie tombant directement sur le casier. La figure 29 présente les points d'injections des apports latéraux aux casiers. Ceux-ci sont obtenus par modélisation SCS-LR, selon la méthode définie au chapitre 2. Pour rappel, les paramètres S et V_0 du modèle sont calés à Anduze, puis directement transposés aux sous-bassins. A défaut d'une donnée observée, l'hydrogramme moyen reconstitué à Anduze lors de l'étude SIEE-SOGREAH (2004) est employé pour le calage.

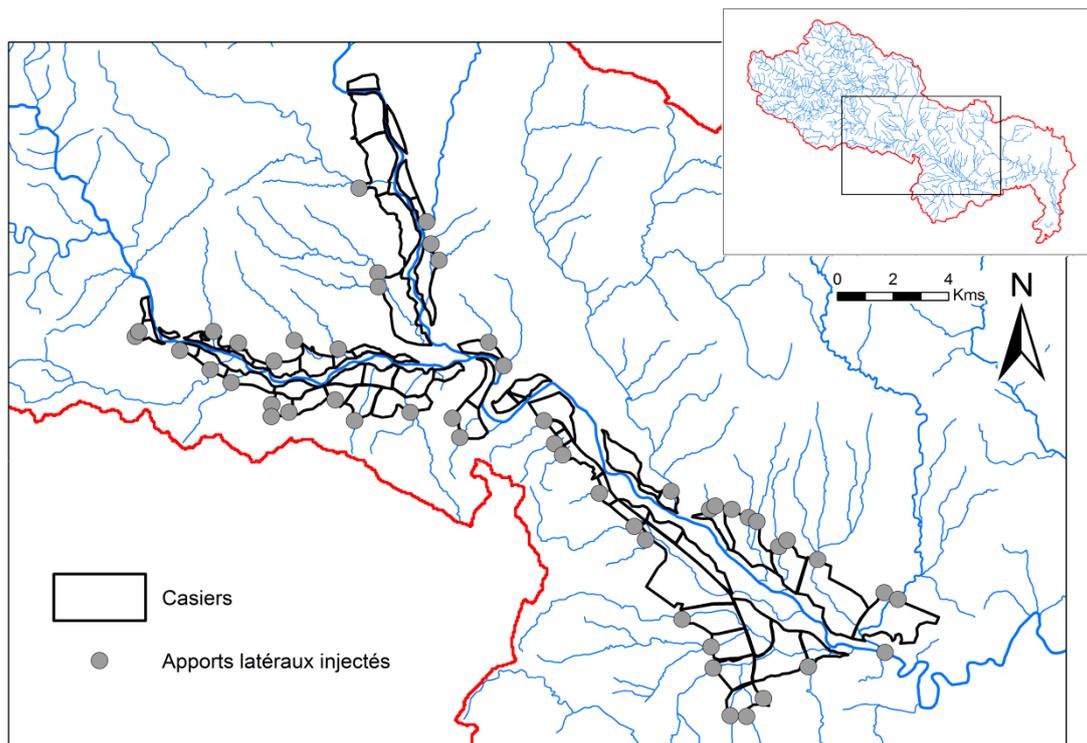


Figure 29 : Localisations des apports latéraux injectés au modèle à casiers. En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN).

La donnée de pluie en entrée des modèles hydrologiques des apports est la réanalyse pluviométrique spatialisée disponible sur le SEVNOL (sevnol.ohmcv.fr ; voir figure 22). Cette donnée est au pas de temps de 15 minutes, et se présente sous la forme d'une carte de pixels d'une superficie d'1 km². Elle a été établie d'après les données radar et pluviométriques observées, selon la méthodologie ici résumée en trois étapes (www.ohmcv.fr ; Delrieu *et al.*, 2009 ; Bonnifait *et al.*, 2009) :

- 1) Utilisation de l'algorithme de traitement des données radar TRADHy (développé par le Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, LTHE) pour le contrôle, la correction des erreurs dépendant de la distance au radar (correction des échos fixes et des masques...) et l'estimation de la réflectivité au sol.
- 2) Optimisation de la relation réflectivité mesurée / intensité pluvieuse Z-R par comparaison radar / pluviomètres.
- 3) Prise en compte de l'advection et contrôle final pour les échos fixes résiduels.

Les apports de pluie tombant sur les casiers sont estimés à partir de la réanalyse pluviométrique. La pluie est pondérée par un coefficient de ruissellement, pour estimer les volumes contribuant à l'inondation. Un coefficient de ruissellement de 0.65 est retenu. Il correspond à la valeur moyenne issue des modélisations SCS-LR des apports latéraux et des sous-bassins en amont, détaillées à la section 3.4.1. Cette donnée de pluie pondérée est injectée aux casiers sous la forme d'un hydrogramme Q(t).

3.4. Résultats des modélisations

Dans cette partie, les résultats des modélisations de l'évènement de 2002 sont présentés. Les premiers paragraphes détaillent les résultats du modèle hydrologique SCS-LR, qui sont notamment comparés aux données issues du retour d'expérience. Ensuite, les résultats du modèle hydraulique sont analysés, au regard des données existantes sur le tronçon Alès/Anduze – Russan (hydrogrammes reconstitués lors d'études antérieures, données des Plus Hautes Eaux, et surfaces inondées). Des comparaisons avec les résultats du modèle hydraulique sans casiers sont également effectuées.

3.4.1. Modélisations des apports en amont et latéraux

3.4.1.1. Résultat du calage à Anduze

Les paramètres S et V_0 du modèle SCS-LR sont calés d'après l'hydrogramme modélisé à Anduze par SIEE-SOGREAH (2004) avec un K_s intermédiaire, compris entre 18 et 20 selon les zones. Cet hydrogramme a été obtenu par modélisation hydraulique 1D (code HEC-RAS). Il comporte deux pics : le premier est atteint le 9/09/2002 à 2h45 (UTC) (environ $1\,500\text{ m}^3/\text{s}$), et le second qui est le pic principal, le 9/09/2002 à 6h (UTC), d'une valeur estimée d'environ $3\,500\text{ m}^3/\text{s}$, mais un intervalle d'incertitude compris entre $3\,100$ et $4\,200\text{ m}^3/\text{s}$.

Les deux paramètres sont calés à l'aide de l'algorithme itératif du simplexe, intégré à la plateforme ATHYS (évoqué au chapitre 2), les paramètres ds et K_0 du modèle étant fixés à respectivement 0.4 j^{-1} et 1.5 . Le calage porte sur les débits supérieurs à $50\text{ m}^3/\text{s}$, pour limiter l'influence des basses eaux. Le pas de temps est de 15 minutes. La figure 30 présente les hydrogrammes modélisés à Anduze, les valeurs des paramètres calés, ainsi que les valeurs calculées de quatre critères. Trois des critères avaient été définis au chapitre 2 :

- L'indice Nash, calculé pour les débits supérieurs à $50\text{ m}^3/\text{s}$;
- L'indice RE_{Q_m} , caractérisant l'écart relatif au débit de pointe (en %) ;
- L'indice ΔT_{Q_m} , définissant l'écart en temps entre les débits de pointe modélisés et observés, en minutes.

Un critère supplémentaire est employé : le coefficient RE_V (%). Ce coefficient quantifie l'écart entre les volumes, tel que :

$$RE_V = \frac{V_{MOD} - V_{OBS}}{V_{OBS}} \times 100 \quad (24)$$

Avec V_{MOD} et V_{OBS} les volumes écoulés (m^3) respectivement modélisés avec SCS-LR et reconstitués d'après SIEE-SOGREAH (2004) lors de l'évènement. Une valeur positive indique une surestimation du volume écoulé modélisé.

Un premier calage est effectué sur la totalité de l'évènement. La valeur de l'indice Nash associée est très bonne (0.87), mais il apparaît que le débit de pointe modélisé est très fortement sous-estimé ($2\,490\text{ m}^3/\text{s}$). En conséquence, un second calage est effectué, portant cette fois-ci uniquement sur la pointe de crue. Le débit maximum égalise la valeur moyenne de l'étude SIEE-SOGREAH (2004), mais le volume écoulé modélisé est trop important (surestimation de plus de 57 %). La montée de crue est anticipée, et la décrue amplifiée. De plus, l'indice Nash est mauvais (0.45). Dans les deux cas, les indices ΔT_{Q_m} sont équivalents, et renseignent une bonne synchronisation des pics modélisés (en avance d'un quart d'heure).

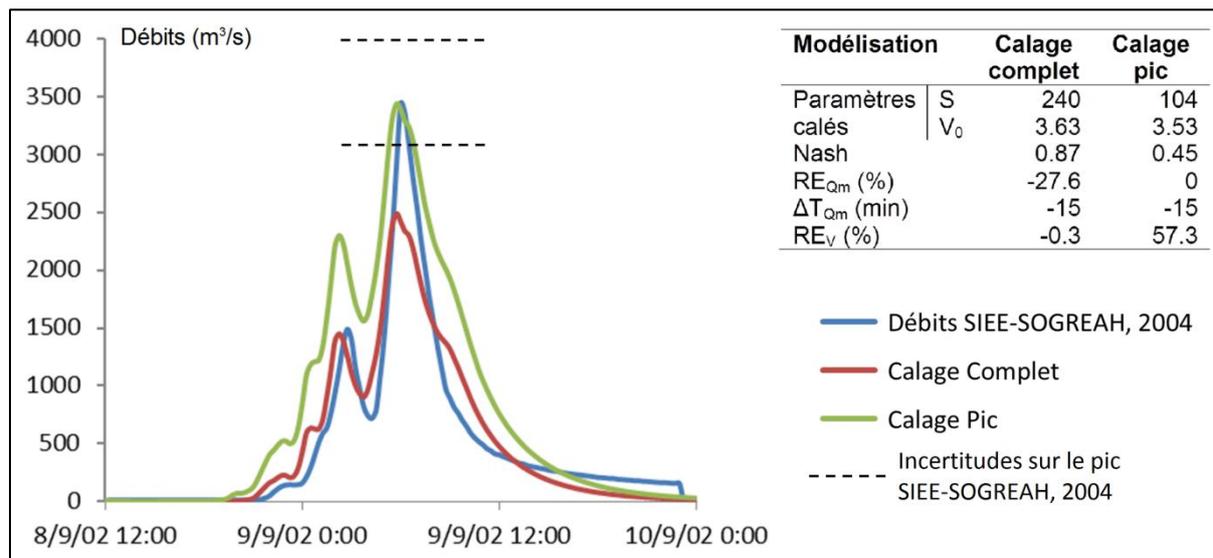


Figure 30 : A gauche : hydrogramme reconstitué à Anduze d'après SIEE-SOGREAH (2004), et hydrogrammes modélisés par calage sur la totalité de l'évènement (rouge), uniquement sur le pic (vert). En haut à droite : paramètres calés selon les deux options, et indicateurs de qualité.

Ces deux jeux calés sont retenus et appliqués à l'ensemble des apports au modèle hydraulique.

3.4.1.2. Comparaison avec les débits de pointe estimés lors du retour d'expérience

Lors du retour d'expérience, les débits de pointe atteints ont été évalués en 48 sous-bassins du Gardon (figure 23). Ces estimations (débits dits probables) ont été assorties d'un intervalle de confiance, fonction des différentes laisses de crue relevées au secteur d'intérêt, et du choix des coefficients de Strickler. En certains points, l'incertitude sur la valeur du débit atteint est de l'ordre de 50 %, confirmant les valeurs annoncées par Gaume (2002) et Lumbroso et Gaume (2012). Les débits de pointe probables estimés lors du REX, ainsi que les intervalles de confiance, sont indiqués en annexe 7.

Les débits de pointe modélisés aux points du REX selon les deux jeux de paramètres calés à Anduze sont également détaillés à l'annexe 7. Le tableau 10 renseigne les proportions des débits modélisés, étant dans l'intervalle de confiance établi lors du REX, ou en dehors de celui-ci (débits sous-estimés ou surestimés).

Débits modélisés	Calage complet	Calage pic
Dans l'intervalle	36 %	36 %
Sous-estimés	31 %	10 %
Surestimés	33 %	55 %

Tableau 10 : Pourcentages des débits modélisés, selon les deux options de modélisation, surestimant, sous-estimant, ou étant dans l'intervalle de confiance des observations (voir annexe 7).

Deux tendances se distinguent. Concernant les débits de pointe obtenus avec le modèle à paramètres calés sur la totalité de l'évènement à Anduze, une répartition équivalente entre débits satisfaisants, surestimés ou sous-estimés est observée. Concernant l'option à calage sur le pic, une tendance assez nette à la surestimation des débits maximaux est à noter. Près de 55 % des débits sont ainsi surévalués. La surestimation est de l'ordre de 40% en moyenne, par rapport à la valeur probable du

pic estimé lors du REX. Enfin, une proportion assez moyenne de débits satisfaisants est constatée dans les deux cas (36 %). Si la proportion est identique, ce ne sont cependant pas les mêmes points qui donnent satisfaction, selon les deux options de calage (voir figure 31).

La figure 31 renseigne la répartition des débits modélisés satisfaisants, surestimés ou sous-estimés.

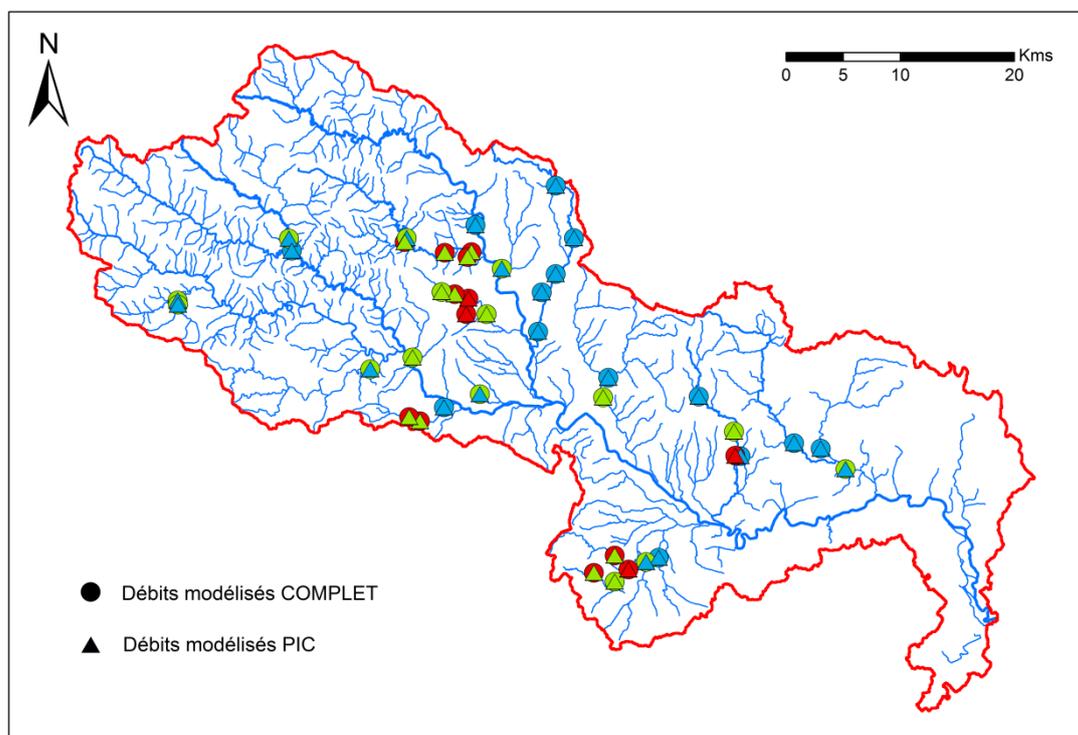


Figure 31 : Débits modélisés dans l'intervalle de confiance évalué lors du REX (vert), en deçà (rouge), ou au-delà (bleu), selon les deux options de modélisation testées. En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN).

En certains points, le débit de pointe probable est sous-estimé à plus de 60 %. Les sous-estimations se concentrent aux points de l'Alzon d'Alès (sous-bassin n°1, voir figure 18 et annexe 3), de l'Ourne (sous-bassin n°8) et de la Braune (sous-bassin n°26). Les surestimations peuvent être encore plus importantes. Dans le cas de l'option à calage sur le pic, 9 points présentent une surestimation du débit probable de plus de 100 %. Une valeur maximale de près de 400 % est observée concernant un petit sous-bassin (1 km²) ayant généré une réaction estimée à environ 8 m³/s, que le modèle amplifie nettement (de l'ordre de 40 m³/s pour les deux options).

La figure 31 montre également qu'il est difficile de dégager une tendance claire concernant la répartition géographique des surestimations et des sous-estimations. Il semble que les sous-estimations soient localisées aux points où les réactions hydrologiques avaient été particulièrement importantes. C'est notamment le cas pour certains points de l'Alzon d'Alès, où les débits spécifiques estimés sont supérieurs à 20 m³/s/km² (figure 23), de l'Ourne, et de la Braune. Cependant, sur ces mêmes bassins, certains débits modélisés sont satisfaisants. Très peu de sous-bassins présentent une tendance unique. Ainsi, seuls les points de l'Avène (sous-bassin n°2), et de l'Alzon d'Uzès (sous-bassin n°39) pour les modélisations selon l'option à calage sur le pic, présentent une même tendance à la surestimation.

La figure 32 compare les débits de pointe modélisés avec les deux options, aux débits de pointe observés. La comparaison porte sur les valeurs probables estimées lors du REX.

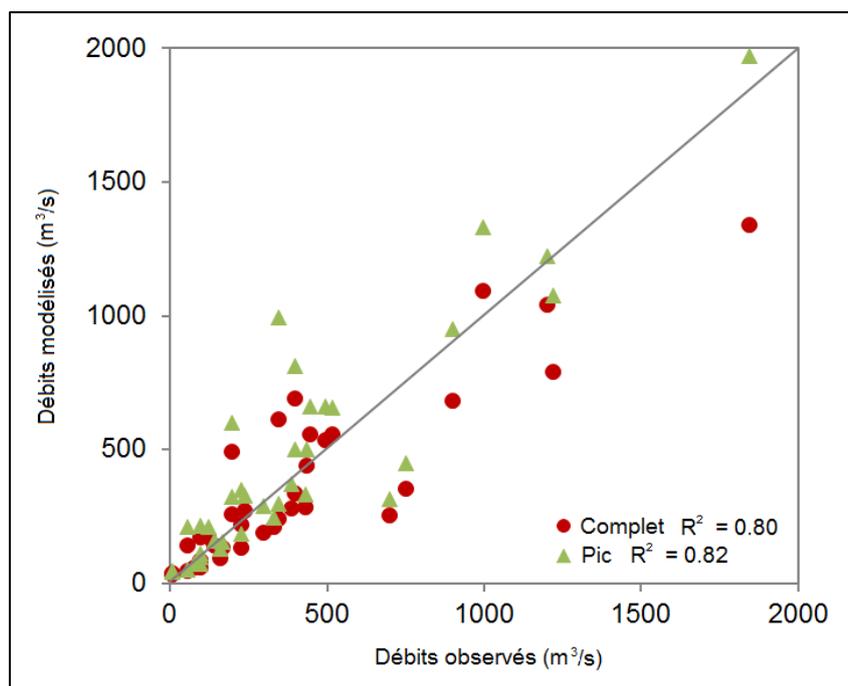


Figure 11 : Graphique des débits modélisés avec les options COMPLET et PIC, versus débits observés probables, évalués lors du REX.

Les qualités des deux régressions sont évaluées à l'aide du coefficient de détermination R^2 :

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad (25)$$

Avec y_i et \hat{y}_i les valeurs de débits respectivement observés et modélisés, et n le nombre d'estimations de débits. Plus les valeurs du coefficient sont proches de 1, meilleure est la régression. A l'inverse, celle-ci est de mauvaise qualité lorsqu'il tend vers 0.

Les résultats montrent des corrélations satisfaisantes. Dans le cas de l'option PIC, l'indice R^2 est de 0.82 ; il est légèrement plus faible pour l'option COMPLET (0.80). La tendance à la surestimation précédemment évoquée dans le cas de l'option PIC est bien visible. Les écarts entre les deux options semblent augmenter lorsque les débits sont importants, ce qui est logique car les sous-bassins concernés sont plus grands, et les différences entre les deux options accentuées. Anquetin *et al.* (2010) proposent une analyse assez similaire sur le Gardon. Les auteurs renseignent un indice R^2 de moindre qualité (0.60), dont ils expliquent la valeur, peu satisfaisante, par leur stratégie simplifiée de paramétrisation du modèle, et par des incertitudes sur les données de pluie en entrée. Le modèle CVN employé a tendance à surestimer les débits. A l'inverse, Braud *et al.* (2010) obtiennent des coefficients très intéressants. Pour leurs deux modèles testés (CVN et MARINE), les indices sont respectivement de 0.95 et 0.92. Il faut préciser qu'un nombre moins important de points REX est analysé dans cette étude (18), ce qui peut expliquer, en partie, les différences avec nos résultats.

Ainsi, seulement 36 % des débits modélisés, quelle que soit l'option de calage retenue, se situent dans les intervalles d'incertitudes estimés lors du REX. C'est une illustration des limites de ce modèle

hydrologique, dont les paramètres ont été calés à Anduze, et ne sont pas forcément adaptés aux autres sous-bassins. Toutefois, il est difficile de quantifier l'impact réel de cette stratégie, tant les facteurs influant sont multiples : imprécisions éventuelles des évaluations du REX et des données pluviométriques, modèle hydrologique *a priori* mal adapté aux zones karstiques...

3.4.2. Modélisations du tronçon Alès/Anduze – Russan du Gardon

Les modélisations hydrologiques des sous-bassins en amont et latéraux, obtenues après calages des paramètres S et V_0 à Anduze selon les deux options décrites précédemment, sont injectées dans le modèle hydraulique. Les résultats de ce dernier sont détaillés dans cette partie. L'analyse porte sur les comparaisons suivantes :

- (1) Comparaisons des hydrogrammes modélisés à Ners et Russan avec les débits de pointe obtenus dans les études SIEE-SOGREAH (2004), et SOGREAH (2005) (voir section 3.2.2.3) ;
- (2) Comparaisons des surfaces inondées observées et modélisées par le modèle hydraulique à casiers. Pour cela, les cotes maximales modélisées dans les casiers sont intersectées avec le MNT corrigé (voir section 3.3.3.3) ;
- (3) Comparaisons des hauteurs d'eau simulées avec les PHE collectées (voir section 3.2.2.2).

De plus, pour les points (1) et (3), les performances du modèle hydraulique à casiers sont comparées à celles du modèle sans casiers. Les profils en travers, couvrant l'ensemble du lit majeur, n'ont pas eu besoin d'être prolongés pour cette dernière option. La présence ou non des casiers, ainsi que les hydrogrammes injectés au modèle, sont les seules différences entre les deux approches. Les apports au modèle à casiers ont été décrits au paragraphe 3.3.4. Ils se composent des apports pluviométriques, pondérés par un coefficient de ruissellement, et d'un éventuel affluent. Les apports au modèle hydraulique sans casiers sont les sous-bassins complets, directement connectés au Gardon (voir chapitre 2). Dans les deux cas, deux sous-bassins amont alimentent le modèle hydraulique. L'hydrogramme SIEE-SOGREAH (2004) à Anduze, et la modélisation SCS-LR à Alès, sont ces entrées amont.

3.4.2.1. Hydrogrammes modélisés à Ners et Russan

Les hydrogrammes modélisés, obtenus à Ners et Russan selon les deux options de calage hydrologique, et selon le modèle hydraulique complété ou non des casiers, sont analysés dans cette section. La figure 33 renseigne les hydrogrammes en question.

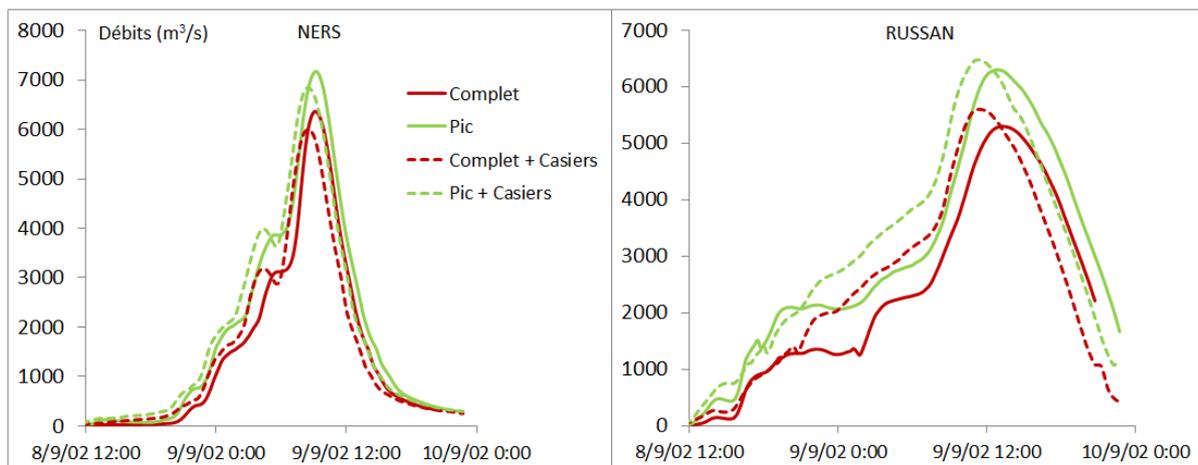


Figure 33 : Hydrogrammes modélisés à Ners et Russan, selon les deux options de calage hydrologique, et avec ou sans casiers.

Les débits maximaux et volumes écoulés sont cohérents avec ceux estimés lors des travaux SIEE-SOGREAH (2004) et SOGREAH (2005) (voir section 3.2.2.3). A Ners, le débit de pointe modélisé varie entre 6 100 m³/s (option à calage complet, modèle hydraulique avec casiers) et 7 200 m³/s (option à calage sur le pic, modèle hydraulique simple). Les estimations SIEE-SOGREAH (2004) donnent un débit probable compris entre 6 500 et 7 200 m³/s. Les volumes écoulés estimés sont compris entre 185 (option à calage complet) et 235 millions de m³ (option à calage sur le pic), contre 210 millions de m³ pour SIEE-SOGREAH (2004). A Russan, les débits de pointe présentent des différences un peu plus importantes, évoluant de 5 300 m³/s (option à calage complet, modèle hydraulique simple) à 6 500 m³/s (option à calage sur le pic, modèle hydraulique à casiers). Dans SOGREAH (2005), le débit maximal est évalué à 6 050 m³/s.

Des différences notables sont constatées entre les résultats des modèles. L'option de modélisation retenue des apports a un impact assez clair. Les hydrogrammes des modèles basés sur l'option à calage sur le pic sont supérieurs, les volumes estimés des apports latéraux étant plus élevés. A Ners, le débit de pointe est environ 13 % plus élevé avec les paramètres modélisés sur le pic, contre environ 16 % à Russan.

L'ajout des casiers impacte également les modélisations. Premièrement, un décalage temporel sur la montée de crue et le pic est observé, d'environ 45 minutes à Ners, un peu plus élevé à Russan (1h15-1h30), quelle que soit la modélisation des apports. Ce sont les modèles à casiers qui sont en avance. Ce constat peut paraître surprenant, dans la mesure où les casiers sont censés jouer un rôle de stockage. Cependant, cette avance peut s'expliquer par le fait que le modèle ne prend pas en compte le temps de transfert de l'eau dans les casiers. Ainsi, un apport injecté à un casier peut rejoindre le Gardon au pas de temps suivant, si la cote de la surface libre dans le casier est suffisamment importante. Enfin, la valeur du débit de pointe semble différer, de façon assez légère cependant. A Ners, le débit maximal est diminué lorsque les casiers sont ajoutés ; c'est l'inverse à Russan. Les valeurs atteintes sont tout de même assez proches : l'écart est d'environ 4 % aux deux points.

Ainsi, les casiers, et l'option de modélisation des apports, ont un impact notable sur les hydrogrammes modélisés en aval. Les valeurs atteintes de débits, et la temporalité de l'évènement, sont en bonne cohérence avec les résultats de précédentes études (SIEE-SOGREAH, 2004 ; SOGREAH, 2005).

3.4.2.2. Reconstitution des zones inondées

Le modèle à casiers permet de reconstituer la zone inondée lors de l'évènement. Elle est évaluée en croisant, à l'aide d'un SIG, les cotes maximales de l'eau dans les casiers avec le MNT corrigé, dérivé de la BD ALTI®. Le résultat est comparé à la limite d'inondation observée, issue de la collecte des PHE (donnée de l'Atlas des Zones Inondables du Gardon – DREAL-LR, 2003 ; et voir section 3.2.2.2). La figure 34 renseigne ces zones inondées, déterminées selon les deux options de calage du modèle hydrologique.

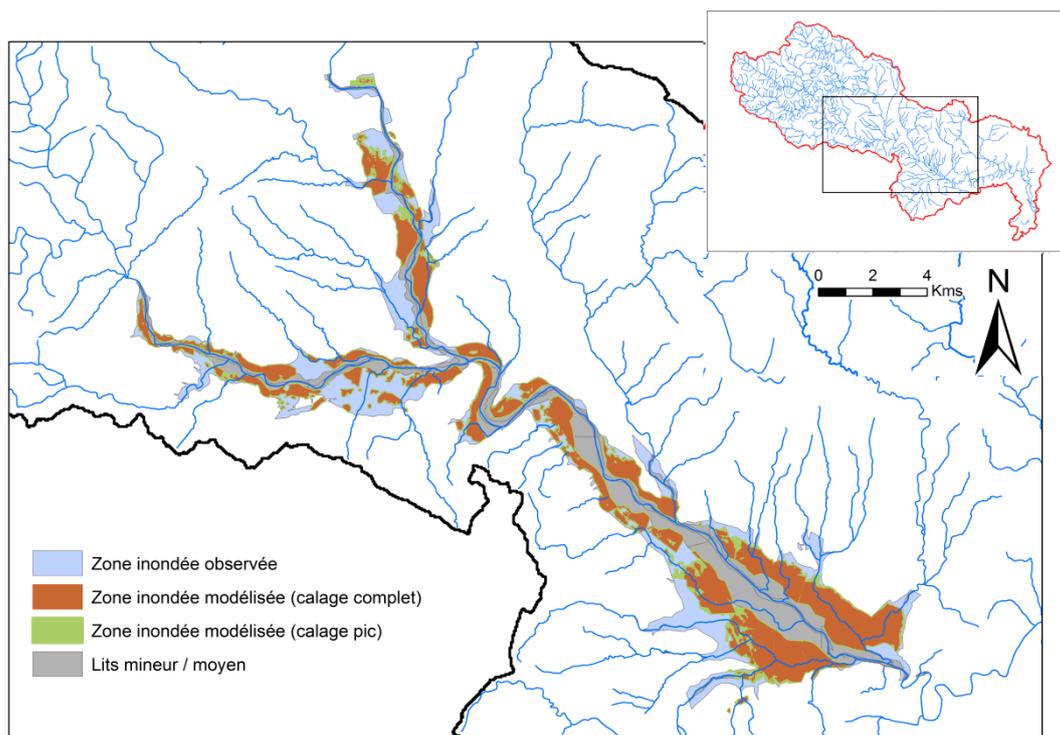


Figure 34 : Zones inondées observée, et modélisée avec le modèle hydraulique à casiers, dont les apports sont obtenus selon les deux options de calage. En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN).

L'indice F (Bates et De Roo, 2000 ; Horritt et Bates, 2002 ; Tayefi *et al.*, 2007 ; Cook et Merwade, 2009) est employé pour quantifier la qualité des zones inondées modélisées, tel que :

$$F = 100 \times \frac{A_{om}}{A_o + A_m - A_{om}} \quad (26)$$

Avec A_o la superficie inondée observée (km²), A_m la superficie inondée modélisée (km²), et A_{om} la superficie inondée à la fois observée et modélisée (intersection des deux, en km²). L'indice F est un pourcentage. Plus sa valeur est proche de 100 %, plus la modélisation est de bonne qualité.

La figure 34 indique une reconstitution moyenne de la zone inondée, pour les deux options. Les résultats semblent un peu meilleurs à l'aval de la confluence des deux gardons cévenols. Les superficies modélisées avec l'option à calage sur le pic sont plus importantes que celles modélisées avec l'option basée sur le calage complet, ce qui était attendu, les modélisations des apports étant plus importantes dans ce cas. L'indice F, moyen, varie de 52,3 % pour la première option, contre 48 % pour la seconde. Certains casiers paraissent avoir joué un rôle de stockage très limité : c'est le cas

par exemple du casier n°4 (voir figure 25), sur le Gardon d'Alès, juste en amont de la confluence. Ce casier est alimenté par un affluent, ne disposant cependant pas de points REX. L'affluent en question est voisin de l'Alzon d'Alès, dont les réactions ont été sous-estimées par les deux options de modélisation hydrologique (voir section 3.4.1.2). Il est possible que ce soit également le cas pour celui-ci, expliquant, au moins en partie, la faiblesse de la superficie inondée restituée. La qualité des données topographiques renseignant le casier, bien qu'affinées, est aussi une piste explicative.

3.4.2.3. Modélisation des PHE

Les PHE évaluées à la suite de l'évènement sont comparées aux cotes issues du modèle hydraulique à casiers et du modèle hydraulique simple. L'analyse distingue les cotes dans les lits mineurs et moyens, et les cotes dans le lit majeur, où les casiers sont implantés. Au préalable, les PHE les plus incertaines ont été supprimées, au regard des commentaires renseignés dans la base de données. Au total, sur le tronçon étudié, 25 PHE se situent dans les lits mineur et moyen, contre 97 dans le lit majeur. Les PHE des lits mineur et moyen sont comparées aux cotes maximales calculées aux sections les plus proches ; les PHE du lit majeur sont comparées aux cotes maximales aux sections pour le modèle simple, aux cotes maximales des casiers correspondants pour le modèle à casiers. Les différences moyennes de cotes sont présentées au tableau 11, pour les différentes options de modélisation testées. Les résultats complets sont détaillés à l'annexe 8.

	Calage complet	Calage pic	Calage compl. + Casiers	Calage pic + Casiers
Lits mineur / moyen	0.9	0.6	0.7	0.6
Lit majeur	1.3	0.9	1.9	1.5

Tableau 11 : Ecart moyens (m) entre les PHE et les cotes modélisées selon les options de modélisation testées.

Dans les lits mineurs et moyens, les précisions moyennes sont inférieures à 1 m pour toutes les options. Les modèles dont les apports sont déterminés selon l'option à calage sur le pic, sont les plus satisfaisants (écarts moyens aux PHE de 60 cm), confirmant les résultats du paragraphe précédent. Des différences plus importantes sont à noter dans le lit majeur entre les différentes options. L'option à calage sur le pic y est la plus convaincante. Enfin, l'impact certain des casiers est à noter. Dans les lits mineur / moyen, les résultats du modèle basé sur l'option à calage complet sont particulièrement améliorés lorsque les casiers sont ajoutés. En revanche, dans le lit majeur, les écarts moyens sont plus faibles avec le modèle simple (90 cm et 1 m 30, contre 1 m 50 et 1 m 90). Il semble ainsi que les casiers dégradent les modélisations des PHE du lit majeur.

La figure 35 renseigne les écarts entre les cotes modélisées et les PHE, pour le cas du modèle hydraulique à casiers le plus performant, avec apports latéraux selon l'option à calage sur le pic.

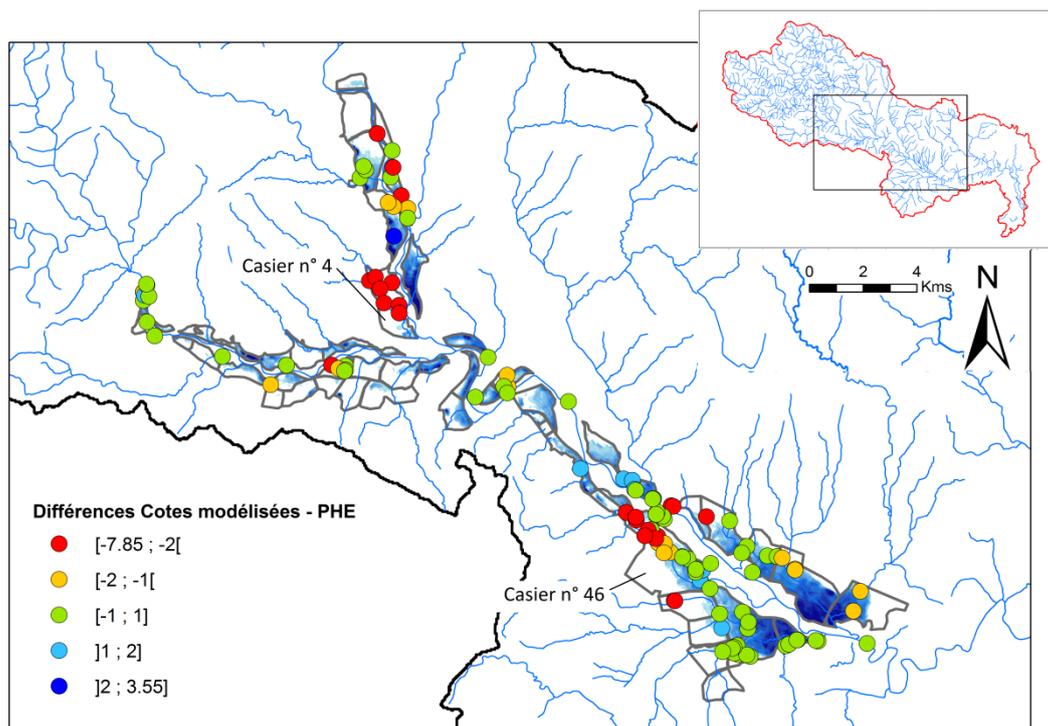


Figure 35 : Différences (m) entre les cotes issues du modèle hydraulique à casiers aux apports modélisés selon l'option à calage sur le pic, et les PHE. En vert, les résultats sont corrects (± 1 m de la PHE), les points en bleu indique une surestimation, les points en rouge ou orange une sous-estimation. La surface inondée modélisée est représentée en bleu. En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En gris : casiers ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN).

Une majorité de points est correctement modélisée (écarts compris entre ± 1 m). Cependant, de nombreuses PHE sont très fortement sous-estimées (plus de 2 m). C'est le cas sur le Gardon d'Alès juste en amont de la confluence, et dans la partie amont de la Gardonnenque. Le cas du casier n°46, en amont de la Gardonnenque et ayant la superficie la plus importante, est intéressant. Si les PHE de sa partie aval sont correctement modélisées, celles de sa partie amont présentent de larges sous-estimations. Il faut préciser que les PHE situées dans l'emprise de ce casier présentent des différences marquées (écart de 9 m entre la PHE la plus haute et la PHE la plus basse). Or, le modèle estime une cote maximale unique à l'échelle de chaque casier (le niveau d'eau étant considéré horizontal). Il est donc logique que le modèle ne soit pas performant pour toutes les PHE. Il conviendrait de revoir le découpage de ce casier, pour en réduire sa taille.

Les modélisations sont également très fortement sous-estimées au casier n°4, qui avait été évoqué précédemment (section 3.4.2.2). Cette fois-ci, toutes les PHE sont concernées : bien que celles-ci présentent entre elles des différences amont / aval assez importantes, laissant suggérer que ce casier aurait pu également être scindé, il semble que l'apport alimentant le casier ait été sous-estimé, et/ou que les cotes définissant les liaisons casier – bief soient trop basses. La différence avec la cote d'eau maximale modélisée dans le casier n°9, sur l'autre rive et juste en face du casier n°4, est flagrante : 100,2 m pour le casier n°4, contre 108,8 m pour le casier n°9.

Enfin, il est à noter qu'il y a très peu de PHE surestimées (figure 35). Ce constat est étonnant, dans la mesure où les modélisations hydrologiques des apports selon cette option sont très souvent surestimées (section 3.4.1.2). Il peut indiquer un rôle important de la précision des données topographiques et bathymétriques définissant le modèle, peut-être plus encore que la qualité des apports.

Les résultats relevés sont en bonne cohérence avec ceux obtenus par Bonnifait *et al.* (2009). Ces auteurs, qui ont également employé un modèle 1D à casiers (modèle CARIMA, voir section 2.2.3 du chapitre 2), constatent de la même façon une tendance à la sous-estimation des valeurs modélisées des PHE. Cette sous-estimation est de l'ordre d'1.50 m à 2 m entre Ners et Russan. Ils l'expliquent par des modélisations hydrologiques sous-estimées des apports au tronçon, et par une possible capacité de stockage trop importante de la plaine, du fait de l'imprécision des données topographiques définissant leurs casiers.

La figure 36 illustre les améliorations / détériorations des modélisations des PHE lorsque les casiers sont ajoutés, dans le cas du modèle hydraulique aux apports modélisés par calage sur le pic.

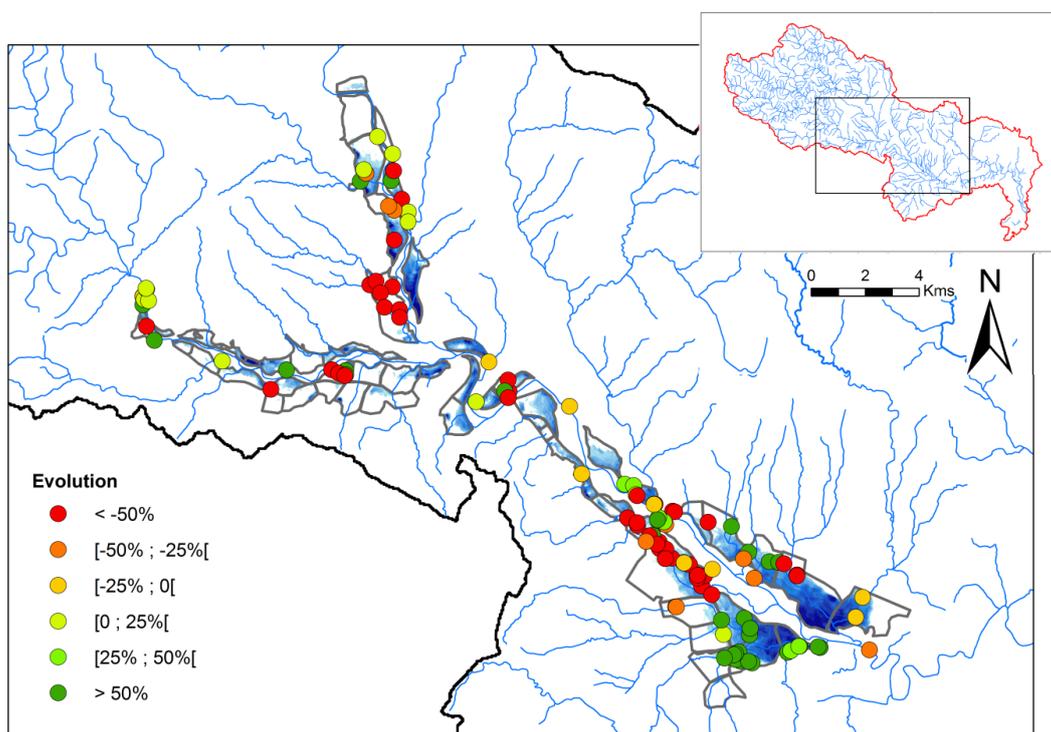


Figure 36 : Amélioration (vert) ou détérioration (rouge) des modélisations aux PHE lorsque les casiers sont pris en compte – Comparaison du modèle hydraulique simple et avec casiers, dont les apports sont modélisés selon l'option du calage sur le pic. La surface inondée modélisée est représentée en bleu. En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En gris : casiers ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN).

Le modèle à casiers est plus performant à proximité de l'entrée des gorges. A l'inverse, les PHE reconstituées avec le modèle hydraulique simple sont de meilleures qualités dans la partie amont de la Gardonnenque, et à proximité de la confluence Gardon d'Alès – Gardon d'Anduze (casier n°4 notamment). Dans les autres zones, il est plus difficile de conclure. D'une façon plus globale, les modélisations des PHE sont plus précises avec le modèle hydraulique simple. Cependant les casiers paraissent être recommandés dans certaines zones, notamment dans la partie aval de la Gardonnenque, à proximité des gorges. Il est très probable que de meilleurs résultats du modèle à casiers auraient *a priori* pu être obtenus, à l'aide d'une donnée topographique plus fine que le MNT issu de la BD ALTI®, donnée qui aurait également permis d'affiner le découpage des casiers et la définition des cotes des liaisons.

3.5. Résumé et conclusions

Ce chapitre a évalué la capacité du couplage de modèles, pour la reconstitution de l'évènement extrême de septembre 2002, à l'échelle du bassin versant du Gardon. Le modèle hydraulique a été complété de casiers, qui sont *a priori* particulièrement adaptés au lit majeur du cours d'eau, car permettant une représentation plus réaliste des transferts d'eau, et notamment des écoulements transverses. La définition de la topographie des casiers, et des paramètres des liaisons connectant ceux-ci entre eux, ou avec le bief principal (Gardon), est obtenue à l'aide d'un MNT corrigé, dérivé de la BD ALTI® à 25m, de l'IGN. Les résultats des modélisations ont été comparés aux nombreuses données collectées et analysées à la suite de l'évènement : points des Plus Hautes Eaux, zonage d'inondation, débits estimés lors du retour d'expérience, et modélisations hydrologiques et hydrauliques effectuées par des bureaux d'études. Enfin, la prise en compte des casiers a été évaluée, en comparant les résultats du modèle hydraulique avec et sans casiers.

Les principaux résultats obtenus sont les suivants :

- Le modèle hydrologique, dont les paramètres ont été calés à Anduze d'après l'hydrogramme modélisé proposé par SIEE-SOGREAH (2004), fournit des modélisations moyennes des débits estimés lors du REX sur différents sous-bassins versants du Gardon. Pour les deux jeux de paramètres testés, 36 % des débits modélisés se situent dans les intervalles d'incertitudes. L'option du calage sur le pic à Anduze, surestime une grande majorité des débits du REX (près de 55 % des points, avec en moyenne, une surestimation de 40 % de la valeur du pic probable issu du REX).
- Les hydrogrammes modélisés à Ners et Russan sont satisfaisants, au regard des modélisations proposées par SIEE-SOGREAH (2004) et SOGREAH (2005). Les débits maximaux varient, selon les options, entre 6 100 et 7 200 m³/s à Ners, et entre 5 300 et 6 500 m³/s à Russan, valeurs cohérentes avec celles des deux études citées. Il est à noter des différences de résultats entre le modèle hydraulique à casiers, et le modèle hydraulique simple. Notamment, un décalage temporel est observé, l'option à casiers renseignant un début de pointe atteint environ 45 minutes plus tôt à Ners, environ 1h15 – 1h30 plus tôt à Russan, par rapport au modèle hydraulique simple.
- Le modèle à casiers permet une reconstitution moyenne des zones inondées (indices F proches de 50 %, selon les deux jeux de paramètres hydrologiques testés). Le modèle hydraulique dont les modélisations des apports sont basées sur les paramètres calés sur le pic à Anduze, est le plus satisfaisant. Ce résultat était inattendu, dans la mesure où le calage surestimait une majorité des débits estimés lors du REX (55 %). Il peut indiquer un rôle important de la précision des données topographiques définissant les casiers, peut-être plus encore que la précision des modélisations des apports latéraux.
- Enfin, le modèle hydraulique a été évalué pour la reconstitution des PHE observées (123 sur la totalité du tronçon d'étude). L'analyse a distingué les PHE des lits mineurs et moyens, des PHE du lit majeur. Les modélisations de ces dernières, correspondent aux cotes maximales des casiers dans le cas du modèle à casiers, aux cotes maximales aux sections les plus proches dans le cas du modèle hydraulique simple. Les PHE du bief sont reconstituées de manière assez satisfaisante (écart moyen de 60 cm pour le modèle hydraulique avec l'option du calage sur le pic). Les résultats dans le lit majeur sont moins bons, notamment concernant ceux des modèles à casiers.

Il semble que les données topographiques définissant les casiers, le découpage de ceux-ci, ainsi que les imprécisions des modélisations des apports latéraux, soient les principales causes des

représentations moyennes des zones inondées, et des erreurs sur les PHE modélisées. Les données topographiques, ici corrigées au préalable, impactent le calcul hydraulique, puis l'estimation de la zone inondée lorsque les cotes maximales sont croisées avec le MNT. Une donnée plus fine, tel le MNT du RGE ALTI® prochainement disponible (au cours de l'année 2014), devrait permettre, *a priori*, des modélisations plus précises. De plus, la superficie de certains casiers devra être diminuée. En effet, quelques casiers incluent des PHE présentant des différences importantes, de l'ordre de plusieurs mètres. Une cote unique étant modélisée en chaque casier, il conviendrait de découper ces casiers, sans pour autant se rapprocher d'un maillage d'un modèle 2D. Enfin, la modélisation des apports latéraux doit être améliorée. Ce point fait l'objet du chapitre suivant.

Chapitre 4 : Démarche de régionalisation et d'initialisation des paramètres du modèle hydrologique

4.1. Introduction

Les chapitres précédents ont confirmé l'utilité d'un couplage de modèles hydrologique et hydraulique pour la reconstitution d'évènements passés à l'échelle du bassin versant du Gardon. Les résultats, pour des évènements d'importance intermédiaire, ou extrême comme celui de septembre 2002, sont globalement satisfaisants. La démarche adoptée proposait un calage des deux paramètres du modèle hydrologique, S et V_0 , d'après les données observées à la station d'Anduze (données modélisées par SIEE-SOGREAH, 2004, dans le cas de l'épisode de 2002). Les paramètres calés diffèrent d'un évènement à un autre, et sont appliqués à l'ensemble des apports au modèle hydraulique 1D MASCARET. Dans ce chapitre, nous proposons d'affiner cette méthodologie.

Cette option de calage à Anduze n'est évidemment pas adaptée à la finalité souhaitée du couplage, qu'est pour rappel la prévision opérationnelle des crues. Il convient de disposer de valeurs des deux paramètres avant le début de l'épisode. A cette fin, et dans le cas du modèle SCS-LR, la littérature propose des régressions entre le paramètre S du modèle et des indicateurs d'état d'humidité initial du bassin (données de sondes TDR¹⁷, indices de pluies antérieures...) (Marchandise, 2007 ; Marchandise et Viel, 2009 ; Tramblay *et al.*, 2010 ; Coustau, 2011 ; Tramblay *et al.*, 2011).

De plus, l'adaptation des paramètres calés à Anduze pour les modélisations des autres sous-bassins du couplage, peut être remise en cause. Le paramètre S caractérise le déficit hydrique initial du bassin versant. Ce déficit est à la fois fonction de l'état d'humidité initial du bassin, mais également de la capacité maximale de stockage des sols, lorsque ceux-ci sont à sec ou très peu humide. Ces deux caractéristiques diffèrent d'un bassin à un autre, et il semble peu pertinent d'employer directement le paramètre calé à Anduze comme cela a été fait jusqu'alors. Des méthodes, dites de régionalisation, ont été développées ces dernières années. Elles proposent des adaptations des paramètres, initialement calés sur des bassins jaugés, pour les bassins non-jaugés. La littérature distingue trois grandes approches : les méthodes régressives, les approches par proximité spatiale, et les méthodes dites par similarité physique. Elles concernent généralement des modèles continus, dont les paramètres restent constants dans le temps.

Dans ce chapitre, nous proposons de développer une méthode pour satisfaire ce double-objectif évoqué. La méthode doit permettre d'évaluer un jeu de paramètres pour un évènement à venir ; et les paramètres évalués doivent être adaptés pour la modélisation des apports au modèle hydraulique. Il s'agira à la fois d'initialiser le modèle, et de proposer une régionalisation de ses paramètres.

Le plan du chapitre est le suivant. La partie 4.2 détaille le concept de régionalisation en hydrologie. On distinguera plus particulièrement les techniques pour l'estimation des débits de référence aux bassins non-jaugés, des approches de régionalisation des modèles hydrologiques. La section 4.3 décrit l'approche régressive d'initialisation du paramètre S du modèle, précédemment évoquée, détaillée dans la littérature. La section 4.4 décrit la méthode adoptée. Les résultats sont présentés à la partie 4.5. Enfin, la partie 4.6 propose une discussion de l'approche et des résultats obtenus.

4.2. La régionalisation en hydrologie

Le concept de régionalisation en hydrologie fait référence à la détermination de variables hydrologiques à des endroits où les données manquent ou sont fausses (Garambois, 2012). Ces variables d'intérêt sont généralement la pluie et/ou le débit. Concernant les débits, la littérature

¹⁷ TDR : Time Domain Reflectometry. Une sonde TDR permet la mesure de l'humidité d'un sol par réflectométrie temporelle. L'humidité est déduite indirectement, par mesure de la permittivité du sol (Tramblay *et al.*, 2010).

distingue les méthodes permettant d'évaluer des débits de référence (voir par exemple : Lang et Lavabre, 2007), des méthodes permettant d'adapter un modèle hydrologique à un bassin versant non-jaugé (voir par exemple : Merz et Blöschl, 2004 ; Parajka *et al.*, 2005 ; Oudin *et al.*, 2008).

4.2.1. Estimations des débits de référence aux bassins non-jaugés

L'estimation des débits de référence d'un bassin versant, correspondant à différentes périodes de retour, est nécessaire à l'élaboration des Plans de Prévention du Risque Inondation, au dimensionnement de digues pour la protection des zones à enjeux, ou encore au dimensionnement des ouvrages hydrauliques. En présence d'un bassin non-jaugé, des méthodes régressives, utilisant les données observées aux bassins jaugés, sont généralement employées. Lang et Lavabre (2007) décrivent les nombreuses formules existantes. Parmi celles-ci, les formules de Bressand-Golossof (1995) sont particulièrement adaptées aux bassins versants méditerranéens. Elles ont été élaborées d'après les débits atteints lors des plus forts événements du Gard, de l'Hérault et des Pyrénées-Orientales (Lang et Lavabre, 2007). Ces formules sont valables pour des bassins de superficies comprises entre 20 et 400 km² :

$$Q_{\text{rare}} = 30 \times S^{0.75} \text{ et } Q_{\text{exc}} = 50 \times S^{0.75} \quad (27)$$

Où Q_{rare} et Q_{exc} donnent respectivement un ordre de grandeur du débit centennal et millénal (m³/s), avec S la superficie du bassin versant (km²).

D'autres régressions considèrent en plus des informations relatives aux pluies. Par exemple, la méthode Crupedix intègre, pour l'évaluation des débits décennaux, la pluie journalière décennale sur le bassin en plus de sa superficie (Lang et Lavabre, 2007). Toutefois, ces approches classiques sont limitées par le nombre d'événements observés. Ainsi, des méthodes plus sophistiquées ont été développées. La méthode Shyreg (Aubert, 2012) est l'adaptation aux bassins non-jaugés de la méthode Shypre, élaborée par l'IRSTEA (anciennement CEMAGREF). La méthode Shypre combine un générateur aléatoire de pluies horaires, permettant de générer de très longues chroniques de pluies (plusieurs milliers d'années), et un modèle pluie – débit, évaluant les débits associés. Des débits de référence pour une large gamme de périodes de retour en sont déduits (Arnaud et Lavabre, 2001). La méthode Shypre a été modifiée pour être adaptée à l'échelle de la France entière, par régionalisation des paramètres du générateur de pluies, et modification du modèle hydrologique : c'est la méthode Shyreg (Aubert, 2012). Les débits de référence sont cartographiés à une résolution d'1 km².

4.2.2. Régionalisation d'un modèle hydrologique

Comme le note Ambroise (1998), la modélisation hydrologique est basée sur une image plus ou moins simplifiée de la réalité. Ainsi, si les paramètres du modèle peuvent être reliés à des caractéristiques physiques mesurables du bassin, ils sont en réalité dans la plupart des cas obtenus par calage. Cette procédure de calage nécessite cependant une donnée d'ajustement, qui est souvent un hydrogramme de crue. Sur un bassin non-jaugé, cette donnée n'est bien évidemment pas disponible.

En conséquence, des méthodes de régionalisation des paramètres des modèles hydrologiques ont été développées. Ces méthodes utilisent les paramètres calés aux bassins jaugés. Oudin *et al.* (2008) identifient trois grandes stratégies de régionalisation des paramètres :

- Les approches régressives. Des régressions entre les paramètres calés aux bassins jaugés et des descripteurs physiques et climatiques de ceux-ci sont établies. Le jeu de paramètres au bassin non-jaugé est connu selon la valeur du descripteur associé. Cette méthode nécessite

un grand nombre de bassins versants jaugés, pour couvrir une large gamme de valeurs des descripteurs.

- Les approches basées sur la proximité spatiale. Les paramètres calés aux bassins jaugés les plus proches sont moyennés puis directement transférés au bassin non-jaugé cible. Cette approche se base sur l'hypothèse que les bassins voisins ont des réactions hydrologiques similaires, du fait de la relative homogénéité des caractéristiques physiques et climatiques. Elle se rapproche de la stratégie employée jusqu'alors (voir chapitres 2 et 3), les paramètres étant calés à la station d'Anduze puis directement transférés aux autres sous-bassins du Gardon.
- Les approches dites par similarité physique, qui sont une combinaison des deux approches précédentes. Les jeux calés aux bassins jaugés les plus proches, mais cette fois-ci au sens des caractéristiques physiques et climatiques, sont moyennés puis considérés pour le bassin non-jaugé. Un indice de similarité entre les bassins jaugés et non-jaugés est employé.

De nombreuses études se sont attelées à comparer ces grandes stratégies de régionalisation. Comme l'indiquent Oudin *et al.* (2008), des résultats différents ont été observés. Merz et Blöschl (2004), Parajka *et al.* (2005), et Oudin *et al.* (2008) constatent que l'approche de transfert par proximité spatiale est souvent la plus satisfaisante. Parajka *et al.* (2005) notent également de bonnes performances des méthodes basées sur la similarité physique. D'après cette même étude, les approches régressives semblent moins efficaces. McIntyre *et al.* (2005), et Garambois (2012), montrent que des approches par similarité physique peuvent être satisfaisantes. La méthodologie proposée par Garambois (2012) est appliquée à des bassins de l'arc méditerranéen français. L'auteur montre que l'utilisation de descripteurs des caractéristiques des sols des bassins (hauteurs de sol moyennes, conductivités hydrauliques moyennes...) s'avère pertinente pour la définition de l'indice de similarité entre bassins. Enfin, Viviroli *et al.* (2009) constatent, dans un cas d'application à des bassins versants suisses, que les méthodes de régionalisation les plus simples sont également efficaces.

Si, pour quelques études (Merz et Blösch, 2004 ; Oudin *et al.*, 2008), les meilleures performances sont obtenues par transfert direct des paramètres calés aux bassins voisins (approche par proximité spatiale), les auteurs expliquent les performances moins satisfaisantes des approches régressives et de transfert par similarité physique par le manque d'un descripteur clé des caractéristiques du sol (Oudin *et al.*, 2008), très souvent non disponible pour la totalité des bassins analysés. Ainsi, les approches régressives et par similarité physique se basent souvent sur des caractéristiques telles que : la superficie du bassin versant, sa pente moyenne, le pourcentage de superficie occupé par la couverture végétale, ou encore des caractéristiques hydro-climatiques (précipitations moyennes sur le bassin, évapotranspiration moyenne...). Comme l'a confirmé récemment Garambois (2012), l'emploi des caractéristiques des sols peut conduire à de meilleures performances de ces deux approches.

Logiquement, les incertitudes liées au calage des paramètres aux bassins jaugés impactent la régionalisation (Garambois, 2012). Ces incertitudes sont bien connues. Le jeu calé est fonction de l'algorithme d'optimisation, du choix de la fonction critère, et du modèle en lui-même. L'équifinalité est l'existence possible de plusieurs jeux de paramètres permettant des modélisations équivalentes (Beven et Freer, 2001). Ainsi, pour limiter ces incertitudes quant aux jeux calés, les approches de régionalisation combinent les jeux de plusieurs bassins jaugés pour estimer celui d'un bassin non-jaugé. De même, il semble pertinent de retenir un modèle ayant peu de paramètres de calage, ce qui limite *a priori* les problèmes d'équifinalité, et est donc moins impactant pour la régionalisation. A ce propos, une étude préalable de la sensibilité des paramètres peut être nécessaire.

Enfin, précisons que d'autres approches, moins fréquentes, proposent des stratégies de régionalisation ne se basant pas directement sur les paramètres calés aux bassins jaugés. Ayral (2005) propose une méthode empirique de régionalisation d'un paramètre du modèle ALHTAÏR,

d'après des cartographies géologiques et de capacités d'infiltration des sols. L'auteur constate des résultats satisfaisants pour des bassins non-jaugés des Cévennes. Artigue (2012) propose une méthode de correction des résultats de son modèle à réseaux de neurones, à l'aide d'une loi basée sur les superficies des sous-bassins non-jaugés et les débits spécifiques maximaux estimés. Cette stratégie de correction, appliquée à des sous-bassins du Gardon, permet l'obtention de modélisations réalistes.

Ces méthodes ont été appliqués pour l'essentiel à des modèles continus, dont les paramètres sont initialisés lors d'une période dite de « warm-up », et restent ensuite constants dans le temps pour un bassin donné (Merz et Blösch, 2004 ; McIntyre *et al.*, 2005 ; Parajka *et al.*, 2005 ; Oudin *et al.*, 2008 ; Viviroli *et al.*, 2009 ; Masih *et al.*, 2010 ; Oudin *et al.*, 2010). Dans notre cas d'étude, le modèle employé est événementiel : les paramètres varient d'un événement à un autre. La méthode de régionalisation envisagée doit tenir compte de cette caractéristique importante. A la section suivante, nous détaillons l'initialisation du modèle SCS-LR.

4.3. Initialisation du modèle SCS-LR

Aux chapitres précédents, les paramètres S et V_0 du modèle hydrologique ont été calés d'après les hydrogrammes observés à la station d'Anduze. Nous avons en fait reproduit l'approche de calage adoptée par Trambly *et al.* (2011), et utilisé la même version simplifiée du modèle (voir chapitre 2). Dans un objectif d'emploi du couplage pour la prévision opérationnelle, cette approche ne convient évidemment pas. Les deux paramètres doivent être estimés au préalable, avant le début de l'évènement. D'après sa définition, le paramètre V_0 peut en principe être ajusté globalement, à une valeur fixée pour tous les évènements. Le paramètre S , qui caractérise le déficit hydrique initial du bassin (en mm), constitue la condition initiale du modèle, et est le paramètre le plus sensible (Coustau, 2011). Il doit être défini indépendamment pour chaque évènement. A ce sujet, la littérature propose un ajustement à l'aide d'indicateurs d'état d'humidité des sols du bassin. Cette démarche constitue l'initialisation du modèle.

L'initialisation comporte deux étapes. Dans un premier temps, le paramètre S est calé pour plusieurs évènements passés, d'après les données enregistrées à la station d'intérêt. Puis, une régression linéaire entre les valeurs calées du paramètre, et des indicateurs d'état d'humidité initial du bassin, est ajustée. Le paramètre pour un évènement à venir est alors fonction de la valeur de l'indicateur au jour correspondant. Différents indicateurs d'humidité initiale du bassin ont été proposés dans la littérature (Marchandise, 2007 ; Marchandise et Viel, 2009 ; Trambly *et al.*, 2010 ; Coustau, 2011 ; Trambly *et al.*, 2011). Des données de sondes TDR à différentes profondeurs, le logarithme du débit de base, des indices de pluies antérieures (IPA), ou encore l'indice d'humidité des sols Hu_2 calculé quotidiennement par le modèle hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) de Météo-France (Habets *et al.*, 2008), ont été employés. Ce dernier indicateur s'est avéré être particulièrement performant. Par exemple, dans un cas d'application à une vingtaine d'évènements du Gardon d'Anduze, Trambly *et al.* (2011) évaluent un coefficient de détermination R^2 de 0.72 pour la régression S - Hu_2 . Par comparaison à d'autres indicateurs d'humidité des sols, la régression S - Hu_2 est parmi les plus satisfaisantes selon Trambly *et al.* (2010). Ces mêmes auteurs notent cependant une perte de qualité nette lorsque les paramètres calculés à l'aide de la régression sont utilisés pour la modélisation : pour tous les évènements testés, le Nash médian est de 0.67 avec les paramètres S issus de la régression S - Hu_2 , contre 0.90 dans le cas du calage direct. Les résultats issus de la régression avec les données des sondes TDR sont meilleurs (Nash médian de 0.83, la corrélation ayant un coefficient R^2 égal à 0.77, valeur proche du R^2 de la corrélation S - Hu_2). Cependant, l'indice Hu_2 présente l'avantage indéniable d'être disponible à l'échelle entière d'un bassin, ce qui n'est par exemple pas le cas des mesures TDR, locales. Il est à noter qu'il est également employé pour

l'initialisation de deux autres modèles hydrologiques, adaptés aux crues éclair : CVN et MARINE (Anquetin *et al.*, 2010 ; Braud *et al.*, 2010).

4.4. Méthodologie

Dans ce chapitre, nous proposons une méthode pour initialiser et régionaliser les paramètres du modèle hydrologique du couplage. Cette partie détaille l'approche adoptée. Pour simplifier la démarche, et dans la mesure où le paramètre V_0 peut *a priori* être fixé à une valeur constante pour tous les épisodes d'après sa définition, seul le paramètre S du modèle est l'objet de la démarche de régionalisation / initialisation. Nous reviendrons sur ce point à la section 4.4.1.2.

La section 4.4.1 détaille la méthode retenue. Les paramètres S calculés sont ensuite testés pour quelques modélisations. La méthodologie de tests est présentée à la section 4.4.2. La section 4.4.3 précise les choix adoptés concernant les deux modèles du couplage.

4.4.1. Approche retenue

4.4.1.1. Principe général

Le paramètre S, qui caractérise le déficit hydrique initial du bassin, est à la fois fonction du taux d'humidité initial, et de la capacité maximale de stockage des sols, lorsque ceux-ci sont secs ou tout du moins très peu humides. Comme indiqué précédemment, l'indice Hu2 est pertinent pour caractériser le taux d'humidité initial. Cet indice est défini de façon complète à la section 4.4.1.3. La capacité maximale de stockage des sols est variable d'un bassin à un autre, et est difficile à chiffrer (Roche, 1963). Elle est fonction de l'épaisseur des sols, et de la porosité de ceux-ci (Marchandise, 2007 ; Bouvier *et al.*, 2008). Si la première information est disponible dans la base de données DoneSol[®] développée par l'INRA (INRA, 2008), les valeurs de porosités renseignées dans la base sont très peu nombreuses, et surtout mal distribuées dans l'espace. Il est donc difficile de quantifier finement la capacité maximale des sols. Quelques estimations ont été proposées pour des sous-bassins du Gardon. Par exemple, Marchandise (2007) dans le cas du bassin du Gardon d'Anduze, évalue la capacité maximale des sols à environ 140 mm. De l'aveu même de l'auteur, cette valeur calculée est assez incertaine, du fait du faible nombre de mesures de l'épaisseur et de la porosité des sols.

L'approche proposée pour initialiser et régionaliser le modèle hydrologique se base sur les régressions S-Hu2 précédemment évoquées. L'idée est de compléter ces régressions par un terme supplémentaire, en théorie représentatif des variations spatiales de la capacité maximale de stockage des sols. Les régressions établies sont donc des régressions linéaires multiples, de la forme :

$$S = \alpha \times \text{Hu2} + \beta \times \text{Des}_{\text{BV}} + \gamma \quad (28)$$

Avec Des_{BV} un descripteur physique du bassin *a priori* associé à la capacité maximale des sols, variable selon les bassins, et α , β et γ les coefficients de la régression à ajuster. L'indice Hu2 varie temporellement et spatialement. Différentes régressions sont évaluées. Elles diffèrent selon les descripteurs testés. Les descripteurs choisis sont renseignés en détail à la section 4.4.1.4.

La méthode proposée se rapproche des techniques régressives de régionalisation des paramètres, évoquées à la section 4.2.2. Ces techniques sont adaptées aux modèles continus, dont les paramètres restent constants dans le temps. Notre méthode y ajoute une dimension temporelle par l'intermédiaire de la prise en compte de l'indice Hu2. Il faut rappeler que ces méthodes régressives, d'après les résultats de quelques études (voir par exemple : Merz et Blöschl, 2004, Parajka *et al.*,

2005, et Oudin *et al.*, 2008) n'étaient en général pas les plus satisfaisantes, du fait notamment de l'absence d'un descripteur clé des sols comme déjà évoqué.

La procédure d'ajustement des régressions comporte deux étapes. Dans un premier temps, le paramètre S du modèle hydrologique est calé pour plusieurs événements récents, survenus sur différents sous-bassins du Gardon. Les événements et bassins retenus sont présentés à la section 4.4.1.5. Puis, dans un second temps, les régressions [$S = \alpha \times Hu2 + \beta \times Des_{BV} + \gamma$] sont établies, et évaluées selon le coefficient de détermination R^2 , présenté au chapitre précédent (voir équation 25). La procédure de régression est uniquement appliquée aux modélisations dont la qualité est satisfaisante. Une valeur-seuil de l'indice R^2 de 0.7 est retenue.

4.4.1.2. Valeur attribuée au paramètre V_0

Si le paramètre S a été évoqué jusqu'à présent, puisqu'étant la condition initiale du modèle et le paramètre le plus sensible (Coustau, 2011), il convient cependant également de définir le paramètre V_0 . Dans ce chapitre, nous avons fait le choix de conserver une valeur fixe de ce paramètre, pour tous les événements, et tous les bassins étudiés. Ce choix permet de simplifier la démarche d'initialisation et de régionalisation proposée. Il est également justifié au regard de l'impact du paramètre sur les modélisations, qui est notable mais plutôt modéré.

L'annexe 9 permet d'illustrer ce dernier commentaire. Les résultats de deux options de modélisation hydrologique, appliquées à 19 événements observés à Anduze, y sont présentés. La première option est celle considérée dans les chapitres précédents : les paramètres S et V_0 sont tous deux calés. La seconde option considère un calage du seul paramètre S. Une valeur de V_0 à 2.5 est fixée pour tous les événements, correspondant à la valeur moyenne issue de la première option de calage. Il ressort que près des trois-quarts des 19 événements sont modélisés de façon proche selon les deux options : les écarts en termes de Nash restent inférieurs à 10 % pour 14 événements, et les modélisations sont visuellement assez similaires. Les performances lorsque seul S est calé sont satisfaisantes pour 15 événements, dont les Nash sont supérieurs à 0.7.

De ce fait, et bien qu'il ait une influence certaine mais qui reste modérée pour la plupart des épisodes à la vue des performances renseignées à l'annexe 9, nous choisissons de fixer le paramètre V_0 à 2.5. Cette valeur est considérée pour tous les événements, et tous les bassins testés.

4.4.1.3. L'indice Hu2 du modèle SIM

L'indice Hu2 du modèle hydrométéorologique SIM de Météo-France est l'indicateur d'humidité initiale retenu pour les régressions.

Le modèle SIM est présenté en détail par Habets *et al.* (2008). Il est utilisé en opérationnel par Météo-France depuis 2003. Le modèle a été conçu pour modéliser les flux d'eau et d'énergie, ainsi que l'évolution du débit des rivières et des nappes, à l'échelle de la France. Il se compose de trois modules. Le système SAFRAN (Quintana-Segui *et al.*, 2008) utilise des observations de surface, combinées à des données de modèles météorologiques, pour produire des paramètres atmosphériques proches de la surface telles que la vitesse du vent, les précipitations, l'humidité relative... Les paramètres sont interpolés sur une grille couvrant le territoire national, de résolution 8 km x 8 km. Le module ISBA modélise les échanges d'énergie et d'eau entre le sol et l'atmosphère, à l'échelle de cette grille (Noilhan et Planton, 1989 ; Boone, 2000). Il permet l'estimation de variables telles que les températures de surface, les contenus en eau des sols... Enfin, le modèle hydrogéologique MODCOU évalue l'évolution temporelle des aquifères, les échanges aquifères – rivières, et les débits des rivières. 900 points sont actuellement simulés.

L'indice Hu2 est une des variables calculées par le modèle SIM. Il est évalué chaque jour à 8 h du matin. Cet indice caractérise le pourcentage de saturation en eau de la zone racinaire des sols, entre 10 cm et 190 cm, tel que :

$$Hu2 = \frac{\theta}{\theta_s} \times 100 \quad (29)$$

Avec θ le volume d'eau dans la zone racinaire (m^3), et θ_s le volume d'eau à saturation.

L'indice est calculé à l'échelle de la France entière, sur une grille de résolution 8 km \times 8 km. Le découpage à l'échelle du bassin versant du Gardon est présenté à la figure 37.

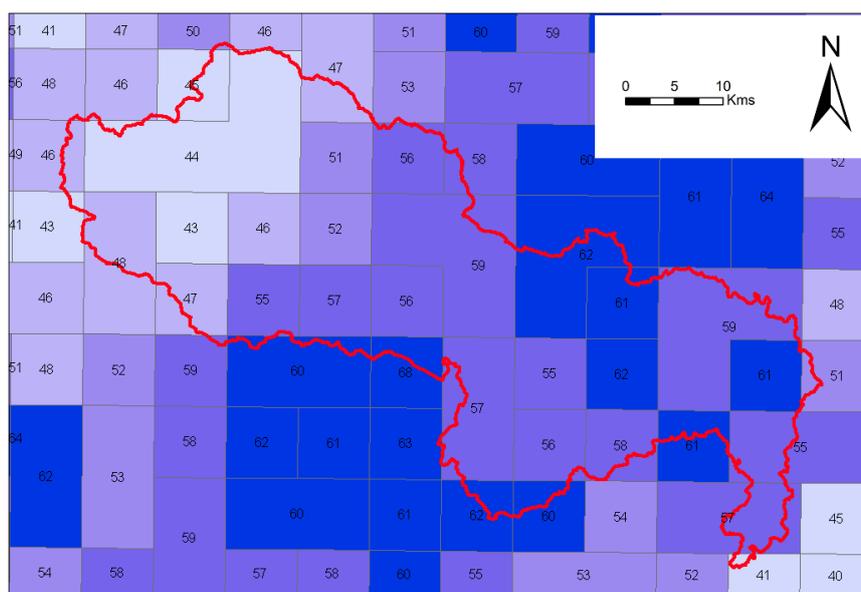


Figure 37 : Indices Hu2 (%) à l'échelle du bassin versant du Gardon, le 8 septembre 2020. En rouge : limite du bassin versant du Gardon.

Pour l'établissement des régressions, les valeurs de l'indicateur sont moyennées pour chaque bassin cible. De plus, la valeur est calculée sur les quatre jours précédant le début de l'évènement, afin de limiter l'impact d'éventuelles anomalies. Cette période a été retenue arbitrairement.

4.4.1.4. Caractéristiques physiques retenues des bassins versants

Outre un indicateur d'état d'humidité initiale des bassins, des descripteurs physiques de ceux-ci sont nécessaires à la méthode retenue. Ces descripteurs doivent permettre de caractériser la capacité maximale de stockage des sols, qui, comme cela a été précisé précédemment, est difficile à quantifier directement à l'échelle complète d'un bassin.

Les descripteurs considérés sont :

- L'épaisseur moyenne du sol du bassin versant (abrégié EM par la suite). D'une façon schématique, à l'échelle du Gardon, les sols sont assez fins dans les parties amont, plus épais dans les parties intermédiaires – aval du bassin. Ainsi, l'épaisseur moyenne des sols sur le bassin versant du Gardon d'Anduze est de l'ordre de 30 cm, et celle du bassin de la Droude, plus en aval, est proche de 65 cm, d'après les données de la BD DoneSol® (INRA,

2008). Une épaisseur plus importante signifie *a priori* une capacité de stockage d'eau plus forte, celle-ci étant cependant également fonction de la porosité des sols.

- Les réserves utiles à 1 m, 1.50 m et 2 m (abrégées RU100, RU150 et RU200). La réserve utile est définie comme la quantité maximale d'eau dont peut disposer la végétation pour son alimentation lors des déficits pluviométriques (Cosandey *et al.*, 2003). Une réserve utile importante peut traduire une capacité de stockage forte du bassin. A l'échelle du Gardon, les réserves utiles sont globalement plus importantes à l'aval qu'à l'amont. Lorsque la profondeur du sol est inférieure à ces trois valeurs, RU100, RU150 et RU200 sont identiques, la valeur de réserve utile retenue étant celle de la profondeur de sol observée.
- Les pourcentages de roches sédimentaires, cristallines, volcaniques et métamorphiques du bassin versant (abrégés %SED, %CR, %VOLC et %MET). Les caractéristiques des sols, et notamment leur porosité, sont conditionnées par la nature du substratum souterrain. A l'échelle du Gardon, les sols sont essentiellement situés sur des roches sédimentaires dans la partie intermédiaire – aval du bassin. A l'amont, une proportion importante de sols sur substratums métamorphiques est observée (données BD DoneSol[®]).

Ces descripteurs sont issus de la base de données DoneSol[®] (version 2.0), constituée par l'INRA (INRA, 2008). De plus, les descripteurs suivants, moins directement reliés aux sols des bassins, ont été estimés :

- L'altitude moyenne (abrégée AM par la suite). Ce critère est à relier à l'épaisseur moyenne des sols : à l'échelle du Gardon, les sols sont plus fins en altitude.
- La pente moyenne (abrégée PM). Les sols sur pentes faibles ont une capacité de stockage plus importante. Cependant comme le note Ayrat (2005), la littérature indique une action plurielle de la pente vis-à-vis de l'infiltration.

Ces deux descripteurs ont été évalués d'après les données de la BD ALTI[®] à 25 m de l'IGN.

Au total, 10 descripteurs sont donc considérés. Leurs valeurs sont moyennées à l'échelle des bassins considérés.

Des combinaisons des descripteurs, permettant d'intégrer plusieurs informations simultanément, sont également employées. Les descripteurs sont combinés entre eux par multiplication. Les combinaisons concernent uniquement les descripteurs les plus satisfaisants pour les régressions. Ce point sera précisé à la section 4.5.2.2. Pour ne pas attribuer plus de poids à un descripteur en particulier, ils sont au préalable normés par leurs valeurs maximales observées à l'échelle du bassin versant du Gardon. Au total, 10 combinaisons de descripteurs seront testées, et s'ajoutent aux 10 descripteurs « simples », présentés à cette section.

4.4.1.5. Bassins versants et évènements retenus pour établir les régressions

Plusieurs bassins versants et évènements en ceux-ci sont retenus pour l'établissement des régressions. Les bassins versants retenus sont des sous-bassins du Gardon. Nous reviendrons sur ce choix à la section 4.6.

Les trois bassins jaugés d'Anduze, d'Alès et de Mialet, ce dernier étant un sous-bassin du Gardon d'Anduze, sont considérés. Les données de 19 évènements à Anduze, 10 à Mialet et 6 à Alès, sont employées. Les caractéristiques principales de ces évènements sont détaillées à l'annexe 10. Les évènements considérés ont eu lieu entre septembre 1994 et novembre 2011. L'évènement extrême de septembre 2002, qui a fait l'objet du chapitre précédent, est le plus important de la période, avec

un débit de pointe atteint estimé à 3 500 m³/s à Anduze (scénario à K_s moyen proposé par SIEE-SOGREAH, 2004, et retenu pour le calage au chapitre précédent). L'épisode de novembre 2011 (voir chapitre 2), est le plus long observé : les volumes écoulés sont élevés, de l'ordre du double de celui de septembre 2002 à Anduze par exemple ; les cumuls de cet évènement sont les plus importants aux trois bassins jaugés, de l'ordre de 450 mm, répartis sur un peu moins d'une semaine. A Anduze, cinq évènements ont un débit spécifique maximum supérieur à 2 m³/s/km², contre trois à Mialet et un à Alès.

Les estimations du retour d'expérience organisé suite à l'évènement de septembre 2002 (voir chapitre 3) sont également employées pour les régressions. Les débits de pointe probables évalués en sept bassins non-jaugés sont considérés (voir annexe 10). La figure 38 présente la localisation des bassins retenus, jaugés ou non, pour l'établissement des régressions. Concernant le bassin d'Alès, la partie en amont du barrage de Ste-Cécile a été neutralisée, pour limiter les effets de celui-ci sur les calages du modèle hydrologique ; l'hydrogramme observé à la station du barrage est directement injecté, et les descripteurs physiques du bassin ont été moyennés sur la partie aval.

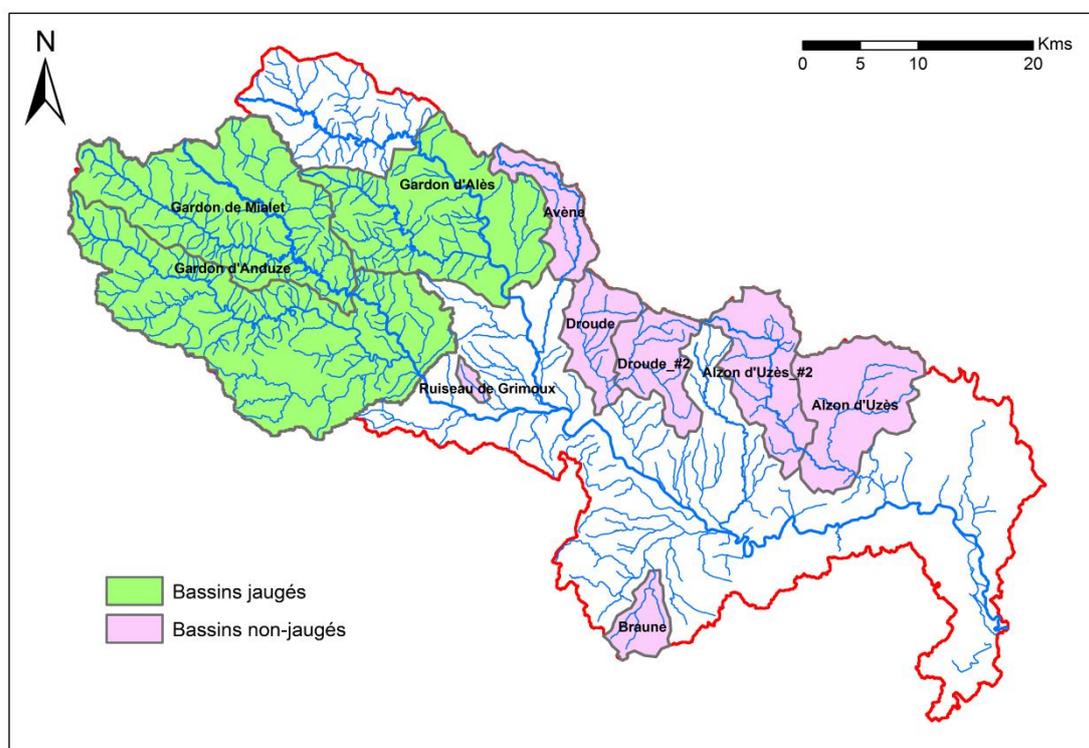


Figure 38 : Sous-bassins retenus pour la définition des régressions. 3 sous-bassins sont jaugés, 7 sont non-jaugés. En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN).

Le tableau 12 récapitule le nombre d'évènements par bassin, et les valeurs des dix descripteurs détaillés précédemment, en ceux-ci. Au total, 10 bassins versants sont retenus, et les données de 19 évènements différents sont employées.

Bassins	Anduze	Mialet	Alès	Avène	Braune	Droude	Droude_#2	R. Grimoux	Alzon d'U.	Alzon d'U._#2
Superficies (km ²)	545	220	200	41	26	100	53	5	180	81
Nombres d'évènem.	19	10	6	1	1	1	1	1	1	1
Descripteurs										
EM (cm)	30.5	27.8	35.7	61.2	51.5	58.5	55.1	71.0	89.4	78.6
RU100 (mm)	39	37	47	79	63	78	67	71	70	72
RU150 (mm)	40	38	49	85	71	89	77	79	88	93
RU200 (mm)	40	38	50	86	72	92	78	79	90	96
%SED (%)	21.9	6.7	42.0	86.2	100	100	100	100	100	100
%CR (%)	15.8	2.2	1.1	0	0	0	0	0	0	0
%VOLC (%)	0.3	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0
%MET (%)	60.9	90.7	52.2	11.4	0	0	0	0	0	0
AM (m)	530	583	362	262	149	170	181	154	167	144
PM (%)	30	31	22	11	4	7	8	5	6	5

Tableau 12 : Bassins versants employés pour les régressions, nombres d'évènements en ceux-ci, et valeurs des descripteurs moyennés sur les bassins, issus de la BD DoneSol[®] de l'INRA, ou dérivés de la BD ALTI[®] de l'IGN.

Les régressions sont établies selon quatre jeux distincts de ces sous-bassins et évènements. Le premier (nommé jeu n°1 par la suite) considère uniquement les sous-bassins jaugés d'Anduze, de Mialet et d'Alès. Les trois autres jeux tiennent en plus compte des sept bassins non-jaugés. Ils diffèrent par les valeurs de débits associés : les débits de pointe probables (Q_p , jeu n°2), les débits de pointe probables moins 10 % ($Q_{p-10\%}$, jeu n°3), ou les débits de pointe probables plus 10 % ($Q_{p+10\%}$, jeu n°4). Les incertitudes associées aux estimations du REX sont ainsi prises en compte. Cette méthode est cependant critiquable, car les débits évalués ne sont pas forcément tous sous-estimés ou surestimés.

Les paramètres S issus des régressions [$S = \alpha \times Hu^2 + \beta \times Des_{BV} + \gamma$] les plus satisfaisantes, sont ensuite testés pour quelques modélisations. Celles-ci sont présentées à la section suivante.

4.4.2. Tests des paramètres issus des régressions

Trois tests différents sont menés, et devraient permettre de donner un aperçu de la pertinence de la méthode adoptée d'initialisation / régionalisation du modèle.

Dans un premier temps, les paramètres S déduits des meilleures régressions, sont employés pour la modélisation hydrologique de deux évènements, à l'échelle du Gardon de Saint-Jean-du-Gard, un sous-bassin du Gardon d'Anduze. La modélisation vise à reproduire quelques hydrogrammes observés à la station. La figure 39 précise la localisation de ce sous-bassin.

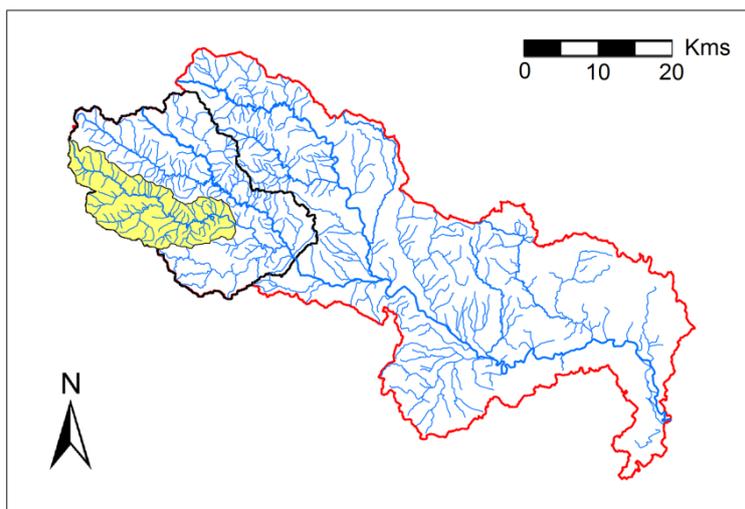


Figure 39 : Localisation du sous-bassin du Gardon de Saint-Jean (en jaune). En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En noir : limite du bassin versant du Gardon d'Anduze ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN).

Le sous-bassin a une superficie de 161 km², et est instrumenté depuis 2003. Les modélisations concernent deux évènements récents : novembre 2008 et novembre 2011. Ces deux épisodes ont été employés pour l'établissement des régressions, aux stations d'Anduze, de Mialet et d'Alès (voir annexe 10). Les données observées à Saint-Jean-du-Gard renseignent des débits de pointe atteints de respectivement 300 et 530 m³/s, et des volumes écoulés de 17 et 41 millions de m³. Les cumuls de pluie moyennés sur le bassin sont de respectivement 260 mm en 3 jours et 500 mm en 6 jours. Ces deux épisodes sont les plus importants observés à la station depuis son installation.

Un second test concerne la modélisation des apports au couplage de modèles, objet de ces travaux de thèse. Les paramètres S issus des régressions les plus satisfaisantes sont employés pour la modélisation des apports. Les résultats du couplage sont analysés en termes d'hydrogrammes, aux stations de Ners et Russan, sur le tronçon intermédiaire-aval du Gardon. Deux évènements d'application sont retenus : septembre 2005 et septembre 2010, déjà considérés au chapitre 2. Lors de ces deux épisodes, les cumuls de pluie les plus importants ont été relevés dans la partie intermédiaire-aval du bassin. Une modélisation fine des apports latéraux, qui ont fortement contribué à la crue dans ces deux cas, paraît nécessaire.

Enfin, une troisième application concerne l'évènement majeur de septembre 2002. Dans un premier temps, nous chercherons à évaluer les modélisations hydrologiques avec les paramètres S issus des meilleures régressions, aux points du retour d'expérience mené suite à l'épisode (voir chapitre 3). Puis, le couplage, considérant le modèle hydraulique à casiers, est employé. Les performances sont évaluées en termes de reconstitution des zones inondées, et en termes de modélisation des Plus Hautes Eaux (PHE), relevées après l'épisode (voir chapitre 3).

4.4.3. Choix concernant les modèles

La stratégie de modélisation hydrologique retenue est proche de celle détaillée aux chapitres précédents. Les MNT et directions de drainage sont ceux employés jusqu'alors : le MNT est dérivé de la BD ALTI[®] à 25 m, et les directions de drainage ont été forcées selon les polygones des cours d'eau de la BD CARTHAGE[®], pour une représentation juste des sous-bassins dans la partie intermédiaire / aval du bassin du Gardon, où les pentes sont faibles. Ces données sont à la résolution de 100 m. Le pas de temps de la modélisation est de 15 minutes, et l'algorithme de calage utilisé est le simplex.

Le modèle hydrologique est alimenté par des données pluviométriques radar (voir chapitre 2), à la résolution fine d'1 km². Elles sont un peu différentes pour deux évènements. Dans le cas de l'évènement de décembre 2010, les données radar manquent en début d'épisode ; elles ont été complétées par les données observées aux pluviomètres du bassin, pondérées par inverse distance. Pour l'épisode majeur de septembre 2002, la donnée de pluie est la ré-analyse pluviométrique disponible sur le SEVNOL, établie selon la méthodologie décrite à la section 3.3.4 (www.ohmcv.fr ; Delrieu *et al.*, 2009 ; Bonnifait *et al.*, 2009).

Le paramètre S du modèle est calé avec l'algorithme du simplexe sur les débits supérieurs à 20 m³/s aux trois bassins jaugés. Concernant l'évènement de 2002 aux stations d'Anduze et de Mialet, les hydrogrammes reconstitués lors de l'étude SIEE-SOGREAH (2004) avec le scénario à coefficient de Strickler moyen, sont employées (voir section 3.4.1.1). Les calages aux bassins non-jaugés se limitent aux seuls débits de pointe, estimés lors du REX.

Enfin, le modèle hydraulique est celui présenté au chapitre précédent. Dans le cas de l'application à l'évènement de septembre 2002 indiquée à la section précédente, le modèle comporte en plus des casiers, décrits au chapitre 3. Les résultats du modèle sont analysés sur le tronçon Alès/Anduze – Russan. Les coefficients de Strickler K_s sont de 25 en lit mineur, sauf dans le secteur des gorges où la valeur est de 30, et de 10 en lit majeur.

4.5. Résultats

Dans cette partie, nous présentons les résultats de l'approche adoptée d'initialisation et de régionalisation du paramètre S. Les résultats du calage, étape préalable à l'établissement des régressions, sont détaillés à la section 4.5.1. A la section 4.5.2, les résultats des régressions S-Hu2-Descripteur sont décrits. Les qualités des régressions sont évaluées grâce au coefficient de détermination R^2 (voir équation 25). Les régressions établies sont comparés à des régressions S-Hu2, plus simples. Les paramètres issus des régressions S-Hu2-Descripteur les plus satisfaisantes sont ensuite testés pour quelques modélisations. C'est l'objet de la section 4.5.3.

4.5.1. Calage des paramètres S

Les paramètres S calés aux trois stations jaugés, ainsi que les indicateurs de qualité des modélisations, sont indiqués à l'annexe 11. La procédure de calage porte sur les valeurs de débits supérieurs à 20 m³/s, pour limiter l'impact des basses eaux. L'indice Nash est calculé sur cette même gamme de débits. Les modélisations les moins satisfaisantes ne sont pas retenues pour l'établissement des régressions. Un critère Nash seuil de 0.7 est considéré. Ce seuil est dépassé par 15 évènements à Anduze (sur 19), 8 à Mialet (sur 10), et 3 à Alès (sur 6). Les performances moyennes en Nash sont respectivement de 0.74 à Anduze, de 0.76 à Mialet, et de 0.65 à Alès. Il est à noter que pour un même évènement, des qualités très différentes peuvent être atteintes aux trois stations : ainsi, si l'évènement d'octobre 2008 est très bien modélisé à Anduze (Nash de 0.89) et Alès (Nash de 0.87), les performances sont bien moins satisfaisantes à Mialet (Nash de 0.59). L'évènement d'octobre 2008 à Mialet n'est donc pas considéré pour l'établissement des régressions.

Les paramètres ajustés aux bassins non-jaugés sont également renseignés à l'annexe 11. Le calage porte uniquement sur les débits de pointe, d'après les estimations du REX. Trois paramètres S sont calés par sous-bassins, d'après les valeurs du débit de pointe probable, du débit de pointe probable moins 10 %, et du débit de pointe probable plus 10 %. Il est à noter que, pour un même sous-bassin non jaugé, les paramètres ajustés sont très différents, selon la valeur de débit considéré. Par exemple, dans le cas de l'Avène, la valeur de S évolue de 320 mm lorsque le calage porte sur le débit

probable - 10 % (environ 470 m³/s), contre 170 mm pour le débit probable + 10 % (environ 570 m³/s). C'est une confirmation de la sensibilité importante du modèle à ce paramètre.

4.5.2. Régression établies

Dans un premier temps, les résultats de régressions S-Hu2 simples sont détaillés. Deux cas sont distingués : un premier concerne uniquement le bassin d'Anduze ; un second considère les trois bassins versants jaugés d'Anduze, d'Alès et de Mialet. Puis, les performances des régressions complètes S-Hu2-Descripteur sont analysées. Enfin, la dernière section détaille les valeurs des paramètres S issus des régressions.

4.5.2.1. Régressions S-Hu2

La figure 40 illustre la relation S-Hu2 établie à la station d'Anduze, pour les 15 évènements correctement modélisés (Nash supérieurs à 0.7).

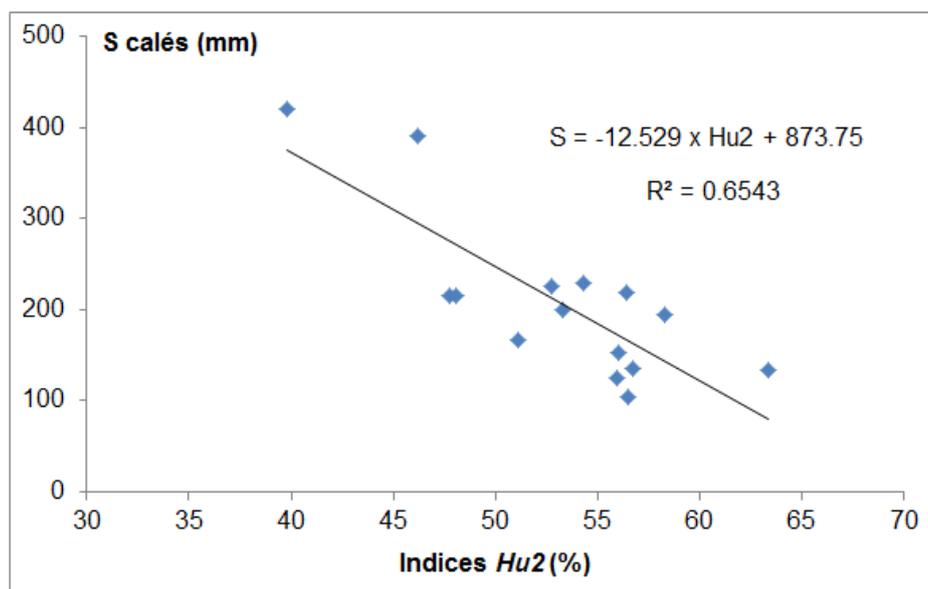


Figure 40 : Régression S-Hu2 à Anduze, pour les 15 évènements retenus.

Le coefficient de détermination R^2 associé à la régression est de 0.65. Il est relativement proche de la valeur déterminée par Trambly *et al.* (2011) sur le Gardon d'Anduze, de 0.72. Les différences de valeur peuvent s'expliquer en partie par des choix différents d'options de calage : alors que dans le cas de ces travaux seul le paramètre S est calé, Trambly *et al.* (2011) calent les paramètres S et V_0 , ce qui n'est pas sans influence sur les valeurs finales du paramètre S, comme cela a été constaté précédemment.

La figure 41 montre les résultats de la régression S-Hu2 appliquée cette fois aux trois bassins jaugés d'Anduze, de Mialet et d'Alès.

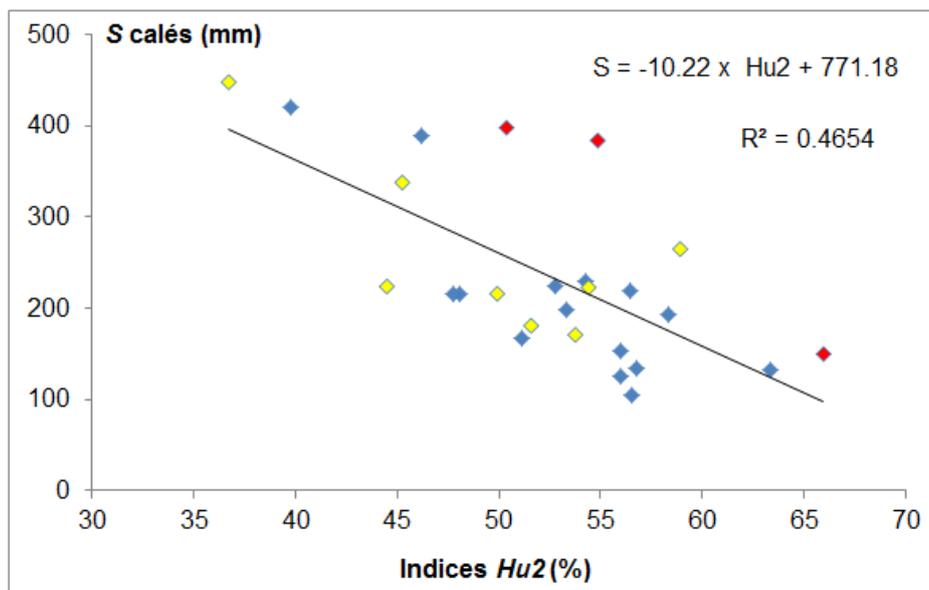


Figure 41 : Régression S-Hu2 aux trois bassins jaugés (Anduze, Mialet et Alès). Points à Anduze en bleu, à Mialet en jaune, et à Alès en rouge.

Le coefficient de détermination est d'environ 0.47. Une diminution notable est observée par rapport au R^2 de la régression précédente. La régression n'est pas satisfaisante pour les paramètres S calés à Alès : elle les sous-estime assez nettement. Ainsi, il semble difficile d'ajuster directement une régression entre les paramètres S calés aux différents bassins et les indicateurs Hu2. Ce constat était attendu, dans la mesure où la capacité maximale de stockage d'un bassin est fonction des caractéristiques de ceux-ci. C'est une justification de la démarche d'initialisation / régionalisation adoptée. Le paragraphe suivant détaille les résultats des régressions S-Hu2-Descripteur.

4.5.2.2. Régressions S-Hu2-Descripteur du bassin

La démarche de régionalisation adoptée, décrite à la partie 4.4, combine les indices Hu2 et des descripteurs physiques des bassins. Le tableau 13 renseigne les coefficients de détermination R^2 obtenus pour les régressions linéaires multiples [$S = \alpha \times Hu2 + \beta \times Des_{BV} + \gamma$], selon différentes options. Les valeurs des paramètres α , β et γ des régressions sont indiquées à l'annexe 12.

Les descripteurs physiques décrits à la section 4.4.1.4, ainsi que des combinaisons de ceux-ci, permettant d'intégrer plusieurs informations simultanément, sont employés. Au total, 10 descripteurs, et autant de combinaisons de ceux-ci, ont été testés (voir tableau 13). Les combinaisons présentées sont basées sur les descripteurs les plus satisfaisants pour les régressions. Les pourcentages des types de roche-mère, peu performants, ne sont ainsi pas utilisés. Les régressions ont été établies selon plusieurs jeux de bassins versants et d'événements, détaillés à la section 4.4.1.5.

A priori, le premier jeu de bassins devrait conduire à des estimations peu réalistes du paramètre S, dans la mesure où seuls 3 bassins sont considérés pour les régressions. Les descripteurs de ces bassins ne couvrent pas l'étendue du spectre observée à l'échelle du bassin versant du Gardon complet. Par exemple, l'épaisseur moyenne du sol est comprise entre 27.8 cm (Mialet) et 35.7 cm (Alès), tandis que des valeurs bien supérieures sont observées dans la partie aval (voir tableau 12). Les trois autres jeux, considérant 10 sous-bassins, paraissent plus adaptés pour la régionalisation.

Pour les cas les plus satisfaisants (en vert au tableau 13), la valeur du coefficient de détermination du R^2 ajusté est également renseignée (valeur à droite). A l'inverse du R^2 simple, ce critère est adapté

pour la comparaison des qualités des régressions n'ayant pas le même nombre de variables. Ce critère est donc employé pour la comparaison des résultats des régressions S-Hu2 de la section (à une seule variable), et de celles ici présentées (à 2 variables). Il s'exprime ainsi :

$$R^2 \text{ ajusté} = 1 - (1 - R^2) \frac{n - 1}{n - k - 1} \quad (30)$$

avec n la taille de l'échantillon, et k le nombre de variables.

Descripteurs utilisés	Coefficients de détermination			
	Jeu de bassins n°1	Jeu de bassins n°2	Jeu de bassins n°3	Jeu de bassins n°4
EM	0.62	0.41	0.46	0.44
RU100	0.67	0.43	0.54	0.44
RU150	0.67 / 0.64	0.44	0.54	0.44
RU200	0.66	0.44	0.55 / 0.51	0.44
%SED	0.58	0.44	0.54	0.44
%CR	0.53	0.45	0.42	0.48
%VOLC	0.59	0.50	0.52	0.49
%MET	0.49	0.41	0.46	0.44
AM	0.65	0.48	0.58 / 0.55	0.46
PM	0.67 / 0.65	0.44	0.54	0.45
RU200 x EM	0.65	0.41	0.48	0.40
RU200 x PM	0.65	0.38	0.40	0.40
RU200 x AM	0.66	0.41	0.42	0.41
EM x PM	0.64	0.40	0.46	0.40
EM x AM	0.69 / 0.66	0.44	0.44	0.43
PM x AM	0.65	0.49	0.60 / 0.57	0.43
RU200 x EM x PM	0.55	0.37	0.48	0.43
RU200 x PM x AM	0.67	0.47	0.57 / 0.54	0.42
EM x AM x PM	0.68 / 0.65	0.48	0.58 / 0.56	0.42
RU200 x EM x AM x PM	0.69 / 0.66	0.43	0.50	0.41

Tableau 13 : Coefficients de détermination R^2 des régressions S-Hu2-Descripteur, selon les descripteurs employés. Quatre jeux de bassins sont évalués. Jeu n°1 : Bassins versants jaugés d'Anduze, d'Alès et de Mialet ; Jeu n°2 : Bassins jaugés + Bassins non-jaugés avec estimations Q_p ; Jeu n°3 : Bassins jaugés + Bassins non-jaugés avec estimations $Q_{p-10\%}$; Jeu n°4 : Bassins jaugés + Bassins non-jaugés avec estimations $Q_{p+10\%}$. En vert : valeurs les plus satisfaisantes pour le jeu n°1, et pour les jeux n°2, 3 et 4. Dans ces cas, la valeur à gauche est le coefficient de détermination R^2 . La valeur à droite est le coefficient de détermination R^2 ajusté.

Les résultats présentés au tableau 13 montrent des différences selon les jeux de bassins employés. Les régressions établies à partir des bassins jaugés sont les plus robustes. Des coefficients de détermination supérieurs à 0.65 sont observés, pour un certain nombre de descripteurs. Parmi ceux-ci, la combinaison RU200 x EM x AM x PM est la plus satisfaisante ($R^2 = 0.69$). L'emploi des pourcentages des types de roches (%SED, %CR, %VOLC et %MET) est très peu convaincant.

Les régressions établies grâce aux jeux n°2, 3 et 4, incluant les bassins non-jaugés, sont moins satisfaisantes. Ce constat est logique, dans la mesure où les paramètres S des bassins non-jaugés ont été calculés d'après des estimations de débits de pointe, qui présentent une incertitude. Cette incertitude impacte les valeurs des paramètres S calés, et donc les qualités des régressions. En moyenne, une diminution de R^2 d'environ 25 % est observée, par rapport au jeu n°1. Le jeu n°3, basé sur les débits probables - 10 %, semble être le plus convaincant, avec quelques R^2 supérieurs à 0.55, valeur non atteinte par les deux autres jeux. La régression basée sur la combinaison de descripteurs PM x AM est la meilleure ($R^2 = 0.60$). Il est à noter que cette combinaison n'était pas la plus performante dans le cas du jeu de bassins n°1 ($R^2 = 0.65$). Seule la combinaison EM x PM x AM est parmi les plus satisfaisantes pour les deux options à la fois (en vert dans le tableau).

Le coefficient R^2 ajusté associé à la régression S-Hu2 décrite à la section précédente, basée sur les trois bassins jaugés d'Anduze, d'Alès et de Mialet, est de 0.44. Pour les 9 jeux de descripteurs indiqués en vert au tableau 13, les valeurs de R^2 ajusté sont assez nettement supérieures. Plus précisément, l'amélioration moyenne est d'environ 40 % dans le cas du jeu de bassins n°1, contre 25 % pour le jeu n°3. Ainsi, l'ajout de descripteurs des bassins s'avère tout à fait pertinent, des améliorations notables des qualités des régressions étant observées. Il peut être également noté que le R^2 ajusté de la relation S-Hu2 établie à Anduze est de 0.63, valeur que surpassent les meilleures régressions S-Hu2-Descripteur.

Enfin, les valeurs renseignées au tableau 13 n'indiquent pas clairement une tendance à l'amélioration lorsque plusieurs descripteurs sont combinés. Même, dans le cas du jeu de bassins n°2, les régressions les moins satisfaisantes sont celles de deux combinaisons : RU200 x PM ($R^2 = 0.38$) et RU200 x EM x PM ($R^2 = 0.37$).

4.5.2.3. Valeurs des paramètres S issues des régressions

Les valeurs des paramètres S calculées aux sous-bassins, selon les 10 régressions S-Hu2-Descripteur indiquées en vert au tableau 13, sont ici présentées. Il s'agit d'évaluer si les valeurs issues des régressions sont réalistes, ou non.

Le tableau 14 renseigne les étendues des valeurs de S issues des régressions, pour un jeu de bassins et d'évènements. Ce jeu considère les 48 sous-bassins d'apports latéraux au modèle hydraulique, et les 10 sous-bassins utilisés pour les régressions, présentés à la section 4.4.1.5. Un maximum de 19 épisodes est considéré, dans le cas du Gardon d'Anduze.

Jeu de bassins	Descripteurs utilisés	Etendues des S calculés
1	RU150	[-235 ; 1920]
1	PM	[45 ; 800]
1	EMxAM	[-680 ; 840]
1	EMxAMxPM	[-10 ; 630]
1	RU200xEMxAMxPM	[-900 ; 850]
3	RU200	[-50 ; 765]
3	AM	[200 ; 670]
3	PMxAM	[50 ; 485]
3	RU200xPMxAM	[-60 ; 550]
3	EMxAMxPM	[50 ; 500]

Tableau 14 : Etendues des S calculés selon dix régressions, aux différents sous-bassins du Gardon, et pour les 19 évènements considérés.

Les plus larges étendues sont observées dans le cas des régressions basées sur le jeu de bassins n°1 (trois bassins jaugés d'Anduze, de Mialet et d'Alès). Des valeurs négatives, fausses, sont assez fréquentes dans ces cas, de même que des valeurs trop élevées du paramètre. Ce constat était attendu dans la mesure où les bassins non-jaugés en aval présentent des descripteurs parfois très différents de ceux des trois bassins jaugés. Le domaine de validité de ces régressions est ainsi limité.

Des paramètres plus réalistes sont estimés à l'aide des régressions basées sur le jeu n°3, considérant en plus des trois bassins jaugés, les estimations REX des sept bassins non-jaugés. Quelques valeurs négatives sont calculées, mais restent limitées.

Ces paramètres calculés à l'aide des dix régressions sont employés pour des modélisations d'évènements sur des bassins non considérés pour les régressions.

4.5.3. Modélisations à l'aide des paramètres issus des régressions

Dans un premier temps, les paramètres déduits des dix régressions précédemment évoquées sont employés pour modéliser deux événements du Gardon de Saint-Jean-du-Gard, sous-bassin présenté à la section 4.4.2. L'analyse s'intéresse aux hydrogrammes de crue. Puis, à la seconde section, nous détaillons l'emploi des dix paramètres pour la modélisation des apports latéraux du couplage de modèles. Les résultats sont analysés aux stations de Ners et Russan, en termes d'hydrogrammes. Enfin, la section 4.5.3.3 s'intéresse spécifiquement à l'épisode de septembre 2002. Les performances du couplage sont évaluées en termes de modélisation des débits de pointe estimés lors du REX, de modélisation des PHE, et de modélisation de la zone inondée. Le modèle hydraulique à casiers est considéré dans ce dernier cas.

4.5.3.1. Modélisations sur le bassin versant du Gardon de Saint-Jean

Les résultats des modélisations des deux événements considérés à l'échelle du sous-bassin du Gardon de Saint-Jean (voir section 4.4.2) sont indiqués au tableau 15. En plus des paramètres définis selon les 10 régressions, le calage à la station et l'emploi de la régression S-Hu2 établie à Anduze (voir 4.5.2.1) sont considérés. Les indices Nash, RE_{Qm} et ΔT_{Qm} , employés pour évaluer les qualités des modélisations, ont été présentés au chapitre 2.

Modélisations selon les S obtenus par :	11_08			11_11		
	Nash	RE_{Qm} (%)	ΔT_{Qm} (min)	Nash	RE_{Qm} (%)	ΔT_{Qm} (min)
Calage St-Jean	0.87	-12	-90	0.73	-37	90
S-Hu2 Anduze	0.72	7	-90	0.73	-38	90
J1_RU150	0.26	25	-90	0.71	-31	75
J1_PM	-0.13	34	-90	0.67	-27	75
J1_EMxAM	0.77	4	-90	0.73	-40	90
J1_EMxAMxPM	0.33	23	-90	0.71	-32	75
J1_RU200xEMxAMxPM	0.69	8	-90	0.73	-37	90
J3_RU200	0.77	4	-90	0.73	-38	90
J3_AM	0.02	-61	-45	0.19	-69	90
J3_PMxAM	0.81	0	-90	0.72	-41	90
J3_RU200xPMxAM	0.80	1	-90	0.73	-40	90
J3_EMxAMxPM	0.80	1	-90	0.72	-40	90

Tableau 15 : Performances des modélisations des événements de novembre 2008 et de novembre 2011 à Saint-Jean-du-Gard, selon les valeurs de S testées. Celles-ci sont obtenues par calage, par la régression S-Hu2 établie à l'échelle du Gardon d'Anduze, ou par les 10 régressions S-Hu2-Descripteur retenues. Les préfixes J1 et J3 désignent les jeux de bassins n°1 et n°3. Les coefficients Nash sont calculés pour les débits supérieurs à 20 m³/s. Ceux satisfaisants (> 0.7) sont indiqués en vert.

Les résultats observés diffèrent selon les deux événements. Concernant l'épisode de novembre 2008, les régressions basées sur le jeu de bassins n°3 semblent être particulièrement intéressantes. Hormis la régression considérant l'altitude moyenne (J3_AM), les S issus des quatre autres régressions permettent des modélisations satisfaisantes, dont les Nash sont supérieurs à 0.77. Les indices RE_{Qm} , renseignant la qualité du pic modélisé, sont même meilleurs que celui obtenu par calage direct sur l'évènement (surestimation de 12 % du pic). Un autre point intéressant est l'amélioration nette par rapport à la modélisation considérant la valeur de S issue de la régression S-Hu2 établie à Anduze. Les régressions basées sur le jeu de bassins n°1 fournissent des modélisations globalement moins bonnes. Seul le paramètre S issu de la régression EMxAM est intéressant. Le constat est un peu différent concernant l'épisode de novembre 2011. Les qualités sont cette fois très proches de la modélisation obtenue par calage, pour une majorité de cas, d'après les valeurs des trois indices. Le paramètre S calculé à l'aide de la régression J3_AM est cependant moins satisfaisant, fournissant une modélisation de mauvaise qualité, comme dans le cas de l'autre évènement.

Ainsi, il semble concernant cette application, que les paramètres issus des régressions basées sur le jeu de bassins n°3 sont particulièrement intéressants. A l'opposé, ceux des régressions avec le jeu n°1 sont moins satisfaisants pour un des deux évènements. Ce constat est étonnant, dans la mesure où les bassins du jeu n°1 présentent des descripteurs proches de ceux du bassin de Saint-Jean, étant voisins ou même emboîté dans le cas du bassin à Anduze. C'est toutefois une confirmation de la nécessité de ne pas établir les régressions sur seulement quelques bassins.

La figure 42 compare l'hydrogramme enregistré à Saint-Jean lors de l'épisode de novembre 2008 (OBS), à quelques modélisations : modélisation issue du calage à la station (CAL), modélisation obtenue avec le paramètre S issu de la régression J3_PMxAM, et modélisation avec le paramètre S de la régression J1_RU150. Les valeurs du paramètre S selon les options sont également renseignées.

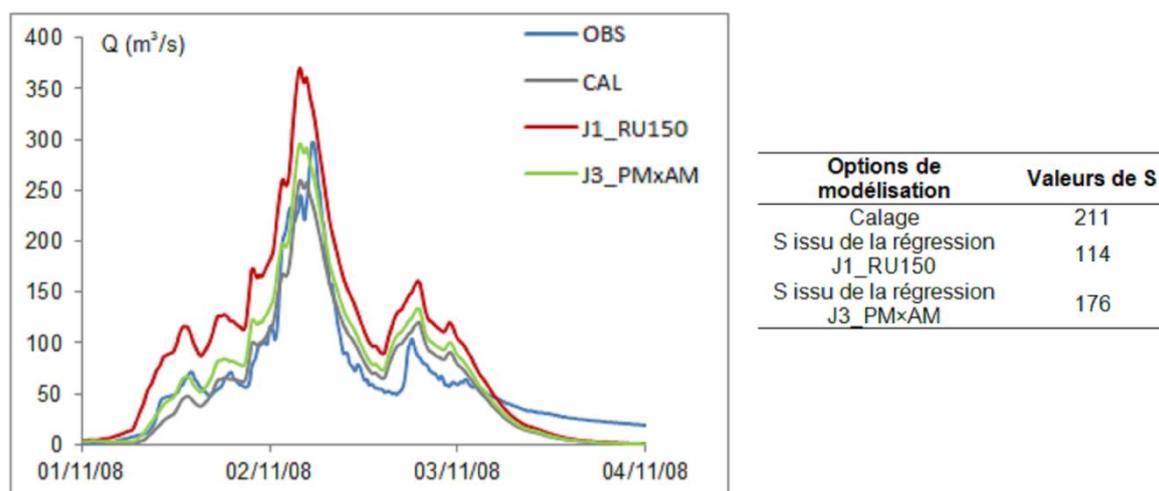


Figure 42 : Hydrogrammes observés et modélisés selon plusieurs options, à Saint-Jean-du-Gard. Cas de l'évènement de novembre 2008.

La modélisation par calage est, logiquement, la plus satisfaisante en termes de Nash (0.87). Elle sous-estime cependant la pointe de crue (de 12 %). Les résultats de la modélisation avec le paramètre issu de la régression J3_PMxAM sont assez proches. Ils sont même plus satisfaisants concernant la reproduction du pic. L'option J1_RU150 est une des moins bonnes (voir les indices au tableau 15). La régression sous-estime assez nettement le paramètre S. En conséquence, l'hydrogramme modélisé est surestimé.

4.5.3.2. Modélisations aux stations de la partie intermédiaire-aval du bassin

Les paramètres issus des régressions sont dans cette partie appliqués aux 48 sous-bassins latéraux alimentant le couplage de modèles hydrologique et hydraulique. Les performances du couplage sont évaluées aux stations de Ners et Russan (voir chapitres 2 et 3). Deux évènements sont considérés : septembre 2005 et septembre 2010. Ceux-ci ont été détaillés au chapitre 2, et présentent des cumuls de pluie particulièrement importants dans les parties intermédiaire – aval du bassin versant du Gardon. Le tableau 16 détaille les volumes modélisés des apports latéraux avec SCS-LR, selon les paramètres S estimés à l'aide des 10 régressions.

Volumes écoulés observés (OBS) ou modélisés ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	09_05		09_10	
	AM-Ners	Ners-Russan	AM-Ners	Ners-Russan
OBS	-	35.7	12.9	5.7
Calage Anduze	15.0	39.9	9.2	11.1
J1_RU150	2.8	3.6	1.3	0.4
J1_PM	3.1	8.0	2.2	1.1
J1_EMxAM	10.5	30.3	7.1	11.1
J1_EMxAMxPM	5.7	14.7	4.0	2.7
J1_RU200xEMxAMxPM	4.6	9.3	3.1	1.6
J3_RU200	10.3	25.7	2.1	2.0
J3_AM	7.1	19.6	1.7	1.4
J3_PMxAM	21.0	26.6	13.8	6.6
J3_RU200xPMxAM	20.8	27.5	14.0	6.9
J3_EMxAMxPM	20.5	27.3	13.8	6.8

Tableau 16 : Volumes observés et modélisés des apports latéraux pour les deux événements, aux tronçons Alès/Anduze – Ners (AM-Ners) et Ners-Russan. Les volumes observés sont calculés à l'aide des hydrogrammes enregistrés aux stations. La courbe de tarage n'étant pas valable à Alès pour l'évènement de septembre 2005, le volume observé au tronçon AM-Ners n'est pas renseigné pour cet épisode. Sont distinguées : les modélisations dont les paramètres ont été calés à Anduze (résultats du chapitre 2), de celles dont le paramètre S est issu des régressions. En vert : volumes modélisés satisfaisants ($\pm 25\%$ de la valeur observée).

Les résultats détaillés au tableau 16 indiquent des volumes modélisés des apports latéraux particulièrement réalistes pour trois cas de régressions : J3_PMxAM, J3_RU200xPMxAM et J3_EMxAMxPM, toutes trois basées sur le jeu de bassins n°3. Les paramètres issus des régressions basées sur le jeu n°1 sont, comme déjà constaté au cours de l'application sur le bassin de Saint-Jean-du-Gard, peu performants. De nettes sous-estimations des volumes sont observées. Les résultats avec le paramètre issu de la régression J1_EMxAM sont un peu plus convaincants. Il est intéressant de noter les améliorations par rapport à l'emploi direct des paramètres calés à Anduze, dans le cas de l'évènement de septembre 2010 : la modélisation avec les paramètres calés renseigne un volume des apports plus important sur le tronçon Ners-Russan que sur le tronçon Alès/Anduze-Ners, ce qui est contraire à l'observé. Les volumes modélisés avec les paramètres des régressions J3_PMxAM, J3_RU200xPMxAM et J3_EMxAMxPM sont plus cohérents, bien que légèrement surestimés.

Les indicateurs de performance des modélisations à Ners et Russan sont donnés au tableau 17. Les entrées en amont du modèle hydraulique sont les hydrogrammes observés à Alès et Anduze.

Modélisations selon les paramètres obtenus par :	09_05						09_10					
	Ners			Russan			Ners			Russan		
	Nash	RE _{qm} (%)	ΔT_{qm} (min)	Nash	RE _{qm} (%)	ΔT_{qm} (min)	Nash	RE _{qm} (%)	ΔT_{qm} (min)	Nash	RE _{qm} (%)	ΔT_{qm} (min)
Calage Anduze	0.78	-14	55	0.89	-5	-240	0.73	-24	-10	0.88	-15	10
J1_RU150	0.62	-30	100	0.19	-63	-2560	-0.21	-89	65	-0.31	-91	205
J1_PM	0.63	-31	100	0.37	-53	-130	0.14	-70	-15	0.01	-78	40
J1_EMxAM	0.83	-23	70	0.80	-1	-295	0.75	-32	-40	0.75	-27	-35
J1_EMxAMxPM	0.72	-29	95	0.60	-36	-285	0.45	-53	-30	0.40	-60	-35
J1_RU200xEMxAMxPM	0.69	-28	100	0.46	-46	-275	0.32	-62	-10	0.18	-71	45
J3_RU200	0.75	-29	90	0.70	-26	-285	0.65	-40	-35	0.74	-38	-30
J3_AM	0.75	-29	85	0.70	-26	-285	0.57	-44	-40	0.59	-49	-20
J3_PMxAM	0.84	-10	-85	0.83	-2	-295	0.78	9	-45	0.82	0	-55
J3_RU200xPMxAM	0.84	-9	-85	0.83	-1	-300	0.77	10	-45	0.81	3	-60
J3_EMxAMxPM	0.85	-10	-85	0.83	-2	-295	0.78	9	-50	0.82	2	-60

Tableau 17 : Indicateurs de qualité des résultats du couplage de modèles à Ners et Russan, dans les cas des événements de septembre 2005 et septembre 2010. Les coefficients Nash sont calculés pour les débits supérieurs à $20 \text{ m}^3/\text{s}$. Ceux satisfaisants (> 0.7) sont indiqués en vert.

Les modélisations basées sur les paramètres issus des régressions J3_PM×AM, J3_RU200×PM×AM et J3_EM×AM×PM sont particulièrement satisfaisantes aux deux stations et pour les deux évènements. A la station de Ners, leurs indices Nash sont plus élevés que ceux de la modélisation considérant les paramètres calés à Anduze. L'inverse est observé à Russan. Toutefois, aux deux stations, la reconstitution du pic est meilleure avec ces stratégies (indices RE_{Q_m} plus faibles). Les modélisations considérant les paramètres des régressions basées sur le jeu de bassins n°1 sont globalement de moins bonne qualité, confirmant les constats précédemment établis. Seuls les paramètres de la régression J1_EM×AM sont intéressants.

Les hydrogrammes modélisés avec le couplage, dans le cas de l'évènement de 2005 et pour quelques régressions, sont représentés à la figure 43.

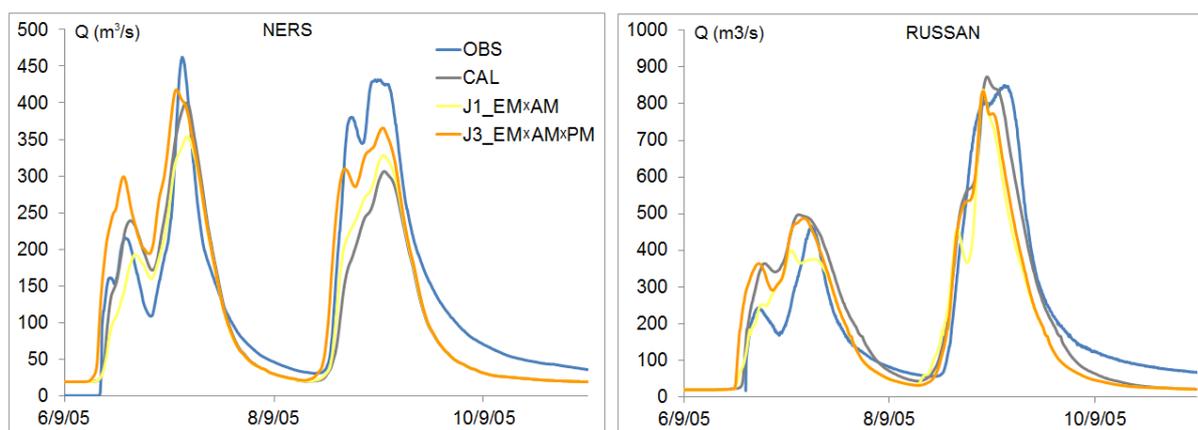


Figure 43 : Hydrogrammes observés ou modélisés avec le couplage, dont les apports latéraux ont été modélisés avec les paramètres calés à Anduze (CAL), ou selon les paramètres issus des régressions J1_EM×AM et J3_EM×AM×PM. Cas de l'évènement de septembre 2005 à Ners et Russan.

Les débits de pointe à Ners sont plus satisfaisants avec les modélisations des apports basées sur les paramètres S de la régression J3_EM×AM×PM. A Russan, l'indice Nash est de meilleure qualité pour le cas considérant les paramètres calés à Anduze (0.89). Cependant, visuellement les modélisations avec le calage à Anduze et celle basée sur la régression J3_EM×AM×PM sont très proches.

4.5.3.3. Modélisations de l'évènement de septembre 2002

Une dernière analyse des paramètres issus des régressions porte sur l'évènement de septembre 2002. Dans un premier temps, des modélisations aux points du retour d'expérience (REX), décrit au chapitre 3, sont effectuées.

4.5.3.3.1. Modélisations aux points du REX

Le tableau 18 renseigne les proportions des débits de pointe modélisés dans l'intervalle $[Q_{min} ; Q_{max}]$ établis lors du REX (voir annexe 7), ainsi que les surestimations et sous-estimations associées. Les résultats concernant les deux options de calage retenues au chapitre 3, sont également rappelés.

Modélisations selon les paramètres obtenus par :	Débits modélisés dans l'intervalle	Débits sous-estimés	Débits surestimés
Calage complet Anduze	36 %	31 %	33 %
Calage pic Anduze	36 %	9 %	55 %
J1_RU150	31 %	67 %	2 %
J1_PM	31 %	62 %	7 %
J1_EM×AM	26 %	50 %	24 %
J1_EM×AM×PM	26 %	55 %	19 %
J1_RU200×EM×AM×PM	17 %	62 %	21 %
J3_RU200	31 %	48 %	21 %
J3_AM	38 %	45 %	17 %
J3_PM×AM	41 %	45 %	14 %
J3_RU200×PM×AM	36 %	45 %	19 %
J3_EM×AM×PM	38 %	45 %	17 %

Tableau 18 : Proportions des débits de pointe modélisés dans l'intervalle du REX, surestimés ou sous-estimés, pour les différents jeux de paramètres testés.

Le jeu basé sur la régression J3_PM×AM présente la plus forte proportion de débits satisfaisants (41 %). Cette valeur est plus élevée que celles calculées lorsque les paramètres calés à Anduze sont directement employés, ce qui confirme l'intérêt de la démarche d'initialisation / régionalisation adoptée. Quelques autres cas présentent également des proportions intéressantes. D'une façon globale, une tendance à la sous-estimation des débits est observée lorsque les paramètres issus des régressions sont utilisés. La proportion des débits sous-estimés est notamment importante pour l'option basée sur la régression J1_RU150 : dans ce cas, les deux-tiers des points du REX sont concernés. Au contraire, une tendance à la surestimation avait été constatée au chapitre précédent, lorsque l'option à calage sur le pic est employée (55 % des cas). De plus, les paramètres issus des régressions basées sur le jeu de bassins n°1 sont moins performants. Cette fois-ci, cela concerne également la régression J1_EM×AM, dont les paramètres étaient plutôt intéressants dans les cas étudiés précédemment.

Les points donnant satisfaction, dans les cas de la modélisation avec les paramètres calés sur le pic à Anduze, et de la modélisation basée sur les paramètres obtenus avec la régression J3_PM×AM, ne sont pas identiques. Les deux approches ont en commun seulement trois débits modélisés satisfaisants (sur un total de 49 points REX). En d'autres termes, il y a à la fois un nombre important de débits modélisés améliorés, mais aussi détériorés, par utilisation des paramètres de la régression.

Les modélisations des apports latéraux obtenues avec le jeu issu de la régression J3_PM×AM, dont les résultats sont particulièrement intéressants, sont injectées au modèle hydraulique à casiers détaillé au chapitre 3. Les résultats, en termes de PHE et de superficies inondées modélisées, sont détaillés à la section suivante.

4.5.3.3.2. Résultats du couplage de modèles

Le modèle hydraulique à casiers, objet du chapitre 3, est employé pour la modélisation. Les entrées en amont sont : à Anduze, l'hydrogramme reconstitué SIEE (SIEE-SOGREAH, 2004 ; voir chapitre 3) ; à Alès, l'hydrogramme modélisé avec le paramètre S calculé avec la régression J3_PM×AM. Les apports latéraux sont modélisés avec ce même paramètre.

La figure 44 compare les zones inondées modélisées, selon les apports estimés avec l'option basée sur la régression, et les options par calages à Anduze détaillés au chapitre 3 (calage sur le pic et calage sur la totalité de l'évènement).

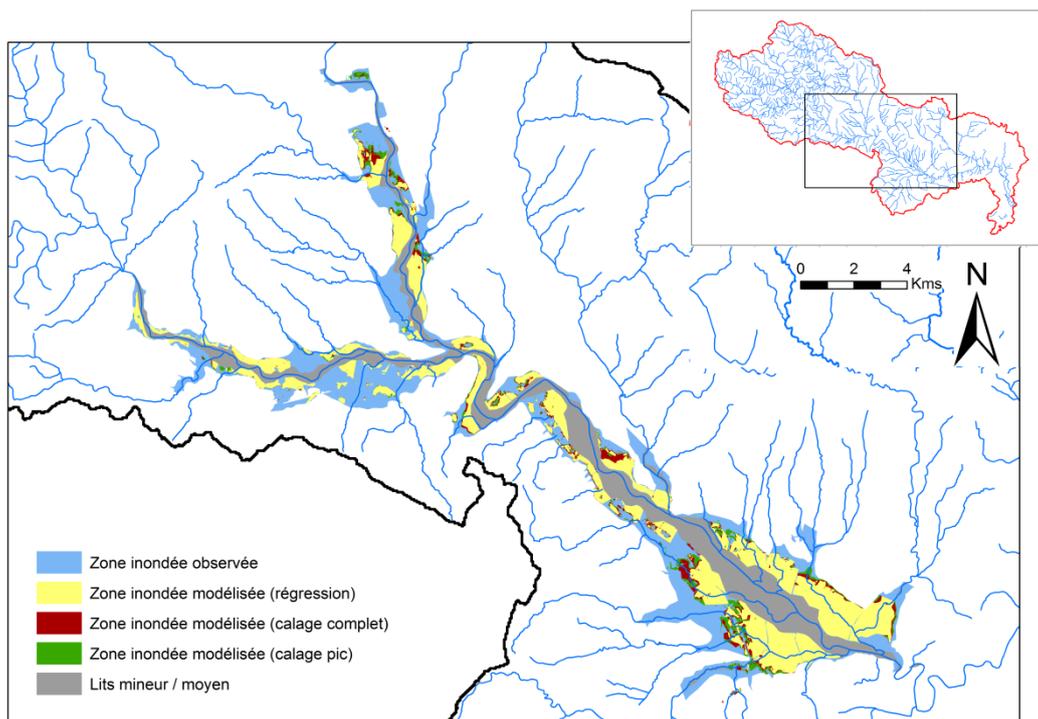


Figure 44 : Zones inondées observée, et modélisée avec le modèle hydraulique à casiers, dont les apports sont obtenus selon l'option basée sur la régression J3_PM×AM et les deux options de calage à Anduze. En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN).

La superficie inondée estimée avec l'option basée sur la régression J3_PM×AM est moins satisfaisante que celles issues des options à calages à Anduze. Ce constat est à relier aux volumes modélisés des apports latéraux et amont à Alès. Le volume total modélisé pour ces entrées avec l'option J3_PM×AM est d'environ 152 millions de m³, contre respectivement 293 et 212 millions de m³ pour les options à calage sur le pic et à calage complet. Une variation du simple au double est ainsi observée. Il est également à noter qu'individuellement les volumes modélisés J3_PM×AM des apports sont tous inférieurs à ceux obtenus avec l'option à calage sur le pic. Seuls deux apports présentent des volumes supérieurs à ceux de l'option à calage sur la totalité de l'épisode. A ces différences de volumes avec les options à calage à Anduze, qui faussent encore plus la reconstitution de la zone inondée, s'ajoutent également les imprécisions des données topographiques renseignant les casiers, ainsi que les approximations des limites des casiers. Ce constat avait été donné au chapitre 3.

En termes de reconstitution des PHE, les résultats sont également moins satisfaisants que ceux obtenus avec les options par calages directs à Anduze. L'écart moyen dans les lits mineur et moyen est de 0.8 m, et de 2,1 m dans les casiers. En comparaison, la précision moyenne de l'option à calage sur le pic est de 0.6 m dans les lits mineur / moyen, et d'1.5 m dans les casiers (voir tableau 11).

Ainsi, la modélisation hydraulique de l'évènement de 2002 avec les apports modélisés à l'aide des paramètres issus de la régression J3_PM×AM, apparaît moins satisfaisante, du fait des volumes modélisés des apports, moins élevés pour cette option.

4.6. Discussion

Ce chapitre s'est intéressé à une méthode d'initialisation et de régionalisation du paramètre S du modèle hydrologique SCS-LR, basée sur une approche régressive. Les régressions sont fonctions de l'indice d'humidité Hu2 du modèle SIM de Météo-France et de descripteurs physiques des bassins, issus de la BD DoneSol[®] (INRA) ou calculés sous SIG à partir de la BD ALTI[®] à 25 m (IGN). Les paramètres issus des régressions ont été évalués pour la modélisation. Les résultats sont globalement satisfaisants.

Les régressions fournissant les paramètres S les plus intéressants pour la modélisation sont définies d'après les données des trois bassins jaugés d'Anduze, de Mialet et d'Alès, ainsi que celles du REX de l'évènement de 2002, sur sept bassins non-jaugés (jeu n°3). Dix bassins ont donc été considérés. Ce nombre peut paraître faible par rapport à ceux d'autres travaux de régionalisation. Par exemple, Oudin *et al.* (2008) emploient 913 bassins versants, Merz et Blöschl (2004) en considèrent 308. Leurs analyses portent sur des modèles continus, pour lesquels l'initialisation est moins contraignante que dans le cas d'un modèle évènementiel (Berthet *et al.*, 2009), les paramètres restant constants dans le temps.

Surtout, les bassins sélectionnés pour l'établissement des régressions doivent être suffisamment représentatifs de la variété des caractéristiques physiographiques et climatiques à l'échelle de la zone de régionalisation. Sur le pourtour méditerranéen, cette variété est particulièrement importante. Ainsi, il a été montré aux paragraphes précédents que les régressions constituées à partir des données des trois sous-bassins jaugés, situés en amont du bassin du Gardon et donc uniquement représentatifs de cette zone, sont assez peu adaptées. Les paramètres issus des régressions considérant en plus sept sous-bassins non-jaugés du REX, situés dans la partie intermédiaire-aval du bassin du Gardon, sont plus intéressants. Il aurait été pertinent de considérer en plus un ou des bassins jaugés ayant des descripteurs proches des sous-bassins de la partie intermédiaire-aval du bassin du Gardon. A cette fin, la station DREAL-LR d'Uzès (voir annexe 2) paraît idéalement positionnée. Elle n'est toutefois pas adaptée aux crues, étant une station d'étiage. De la même façon, aux bassins voisins de la Cèze, du Vidourle ou de l'Ardèche, les stations adaptées aux crues sont localisées à l'amont, et absentes sur les affluents des parties intermédiaire-aval des bassins.

Le choix des descripteurs des bassins peut également porter à discussion. Ceux-ci concernent plus ou moins directement les sols et permettent, *a priori*, de caractériser la capacité maximale de stockage des sols lorsque ceux-ci sont à sec ou très peu humides, dont dépend le paramètre S. Des descripteurs supplémentaires, telles des valeurs moyennes de porosité, ou même de perméabilité, auraient été intéressantes. Cependant, à ce jour, ces données ne sont pas disponibles à l'échelle du bassin versant du Gardon. Cette absence de données utiles à la régionalisation est également abordée dans les travaux d'Oudin *et al.* (2008) et de Garambois (2012).

Plusieurs descripteurs ou combinaisons de descripteurs semblent être particulièrement pertinents pour la modélisation. Ainsi, dans le cas de l'application à la station de Saint-Jean-du-Gard, les paramètres issus de cinq régressions (J1_EM×AM, J3_RU200, J3_PM×AM, J3_RU200×PM×AM et J3_EM×AM×PM) fournissent des résultats proches pour l'évènement de novembre 2008, contre huit pour l'évènement de novembre 2011 (les cinq précédentes plus les régressions J1_RU150, J1_EM×AM×PM et J1_RU200×EM×AM×PM), évènement qui apparaît être moins sensible. L'application du couplage de modèles aux évènements de septembre 2005 et septembre 2010 renseigne des performances équivalentes aux stations de Ners et Russan pour les options issues des régressions J3_PM×AM, J3_RU200×PM×AM, J3_EM×AM×PM, et avec des indicateurs cependant un peu moins bons, pour l'option J1_EM×AM. Enfin, concernant l'évaluation pour l'évènement de septembre 2002, les proportions de débits modélisés satisfaisants aux points REX sont proches pour les options J3_PM×AM, J3_AM et J3_EM×AM×PM.

Comme noté précédemment, les régressions basées sur le jeu de bassins n°3, intégrant quelques bassins du REX, sont globalement plus pertinentes. Il semble également, pour un même jeu de bassins, que les combinaisons de descripteurs soient plus intéressantes que l'emploi d'un descripteur unique. Ce constat est assez logique, dans la mesure où la capacité maximale de stockage des sols est conditionnée par plusieurs critères physiques du bassin. Des essais sur d'autres bassins, et sur une gamme plus importante d'événements, pourraient permettre d'affiner ces constats établis.

De toutes les régressions testées et de tous les cas de modélisation abordés, il semble que la régression J3_PM×AM est la plus pertinente pour définir les valeurs des paramètres S. Ce constat est assez étonnant, dans la mesure où la régression est basée sur une combinaison pente moyenne - altitude moyenne, qui ne prend pas directement en compte les caractéristiques des sols des bassins. Il est aussi à noter que les régressions J3_RU200×PM×AM et J3_EM×AM×PM, considérant également ces deux caractéristiques, sont parmi les plus intéressantes. Ainsi, cela montre que des descripteurs assez simples peuvent suffire. Une autre interprétation consisterait remettre en cause les descripteurs des sols employés, peut-être pas assez fins, ou trop différents en un même bassin pour que la moyenne soit représentative de l'ensemble du bassin. Comme le notent Garambois (2012) et Vannier *et al.* (2013), la base de données Donesol[®] a été développée à des fins agronomiques ; elle ne prend pas en compte les horizons de sol altérés, qui peuvent, semble-t-il, stocker une quantité d'eau importante, en particulier sur sols granitiques et schisteux, comme ceux de la partie amont du bassin du Gardon.

4.7. Résumé et conclusion

Ce chapitre a évalué les performances d'une approche d'initialisation et de régionalisation du paramètre S du modèle SCS-LR, appliquée au bassin versant du Gardon. La stratégie adoptée est régressive. Les régressions considèrent l'indice d'humidité Hu2 du modèle SIM de Météo-France et des descripteurs physiques des bassins, moyennés à l'échelle de ceux-ci, tels que la pente moyenne, l'épaisseur moyenne des sols, les réserves utiles à différentes profondeurs... L'emploi de l'indice Hu2 pour l'initialisation du paramètre S du modèle a été validé lors de précédentes études (Marchandise et Viel, 2009 ; Trambly *et al.*, 2010 ; Trambly *et al.*, 2011). Les descripteurs sont issus de la BD DoneSol[®] (INRA) ou calculés sous SIG à partir de la BD ALTI[®] à 25 m (IGN). Des combinaisons de descripteurs ont également été considérées.

L'étape préalable à l'établissement des régressions est le calage du paramètre S pour plusieurs événements en différents bassins. Quatre jeux de bassins et d'événements ont été testés. Le jeu n°1 considère les trois sous-bassins jaugés d'Anduze, de Mialet et d'Alès, situés dans la partie amont du bassin du Gardon. Les trois autres jeux sont constitués des données du jeu n°1, et en plus des estimations de débits de pointe du REX suite à l'événement de 2002, en sept sous-bassins non-jaugés. Ceux-ci diffèrent selon les estimations considérées : les débits probables dans le cas du jeu n°2, les débits probables -10% pour le jeu n°3, et les débits probables +10% pour le jeu n°4. Ainsi, les incertitudes liées aux mesures du REX ont été prises en compte. Cette méthode est certes un peu grossière, dans la mesure où toutes les estimations ne sont pas forcément surestimées ou sous-estimées.

Plusieurs régressions S-Hu2-Descripteur ont été évaluées, différenciant selon le jeu de bassins et d'événements, et selon le descripteur ou la combinaison de descripteurs testé. Les régressions basées sur le jeu de bassins n°1 sont les plus satisfaisantes. Pour quelques cas, des coefficients de détermination R² supérieurs à 0.65 sont observés. Concernant les régressions prenant en compte les estimations du REX, celles issues du jeu n°3 sont les meilleures. Les R² atteints sont cependant inférieurs à ceux notés pour le jeu n°1. Une comparaison avec les résultats d'une régression S-Hu2

simple, établie d'après les données des trois bassins jaugés du jeu n°1, a été effectuée. Il ressort de nettes améliorations par emploi des régressions S-Hu2-Descripteur. En comparaison, le coefficient de détermination R^2 ajusté est amélioré en moyenne de 40 % pour les régressions issues du jeu n°1, contre 25 % pour celles du jeu n°3. C'est une confirmation de l'intérêt de considérer, en plus d'un indicateur d'humidité des sols, des descripteurs physiques de ceux-ci.

Les paramètres issus des dix régressions les plus satisfaisantes, basées sur les jeux de bassins n°1 et 3, ont été évalués pour la modélisation. Les résultats sont globalement intéressants. Notamment, une application à deux évènements du Gardon de Saint-Jean-du-Gard, bassin qui n'a pas servi à l'établissement des régressions, a montré, pour certains cas, des performances proches de celles du calage direct sur les hydrogrammes observés à la station. Une seconde application considère le couplage de modèles hydrologique et hydraulique, alimenté par les apports modélisés avec les S issus des régressions. Pour les deux évènements testés, les performances à Ners sont intéressantes, les Nash, dans quelques cas, étant supérieurs à ceux de l'option aux apports modélisés avec les paramètres calés à Anduze. A Russan, une légère détérioration du Nash est observée, mais qui est toutefois visuellement peu problématique. Enfin, une troisième application concerne l'évènement de septembre 2002. Les débits du REX ont été modélisés. La meilleure option, basée sur la régression J3_PMxAM, fournit des résultats satisfaisants pour plus de 40 % des cas. Cependant, la zone inondée modélisée est nettement sous-estimée. De ce point de vue, les résultats du chapitre 3 ne sont pas améliorés.

Plusieurs points de l'analyse portent à discussion. Notamment, le choix des bassins versants pour la définition des régressions peut être remis en cause. Il aurait été intéressant de considérer en plus un ou des bassins jaugés ayant des descripteurs proches des sous-bassins de la partie intermédiaire-aval du bassin du Gardon. Cependant, sur le Gardon et aux bassins voisins, ces données supplémentaires ne sont pas disponibles, de telles stations étant absentes ou inadaptées aux crues. D'autre part, le choix des descripteurs peut être discuté. Il aurait été pertinent d'intégrer aux régressions des données de porosité des sols, ou même de perméabilité. A l'échelle complète du Gardon, ces données ne sont toutefois pas disponibles. Enfin, les résultats montrent que plusieurs combinaisons de descripteurs sont satisfaisantes pour la modélisation. Notamment, la régression J3_PMxAM est particulièrement pertinente. Celle-ci est basée sur la pente moyenne et l'altitude moyenne du bassin, deux caractéristiques qui ne sont pas directement liés aux sols du bassin.

Ainsi, et malgré les améliorations pouvant être apportées à la stratégie adoptée, on retiendra que des résultats globalement satisfaisants ont été observés. Notamment, les performances sont proches, voire supérieures à celles atteintes lorsque des paramètres calés sont utilisés. Ce constat est très intéressant pour une utilisation en opérationnel, dans la mesure où les paramètres peuvent être estimés avant le début de l'évènement avec la méthode ici présentée. Le chapitre suivant propose des applications du couplage de modèles à cette fin.

Chapitre 5 : Évaluation du couplage pour la prévision des crues et des inondations

5.1. Introduction

Ce chapitre propose une analyse du couplage de modèles hydrologique et hydraulique pour un objectif de prévision des crues et des inondations. Cette analyse repose sur les résultats des chapitres précédents. Dans un cas de prévision, les casiers, définis au chapitre 3, complètent le modèle hydraulique ; pour toutes les prévisions menées, les paramètres S issus de la régression J3_PMxAM, détaillée au chapitre précédent, sont employés. Cette stratégie est adaptée à un contexte de prévision.

Les prévisions concernent deux aspects. Premièrement, on cherche à prévoir les hydrogrammes de crues, aux stations de la partie intermédiaire-aval du bassin du Gardon (Ners, Russan et Remoulins). Deuxièmement, on cherche à évaluer la capacité du couplage à anticiper les cotes atteintes dans le lit majeur. La modélisation concerne les points des PHE (voir chapitre 3). Une section est également consacrée à la prévision de l'état d'inondation des routes.

Les prévisions se basent sur des scénarios de pluies futures aux hypothèses élémentaires. Trois événements d'application, décrits aux chapitres précédents, sont considérés : ce sont les épisodes de septembre 2002, majeur, et de septembre 2005 et septembre 2010, d'importance intermédiaire, et dont les pluies se sont concentrées sur la partie intermédiaire-aval du bassin versant du Gardon.

Le chapitre comporte 4 sections. Dans un premier temps, quelques commentaires sur la prévision à l'échelle du bassin d'application, sont donnés. La section 5.3 détaille la méthodologie adoptée. La section 5.4 décrit les résultats des prévisions menées. Enfin, une discussion des résultats est proposée.

5.2. Éléments sur la prévision à l'échelle du bassin versant du Gardon

La prévision des crues du Gardon est du ressort du SPC-GD (Service de Prévision des Crues Grand Delta), comme détaillé au chapitre 1. Ce service a retenu, pour établir ses prévisions, une stratégie combinant un modèle hydrologique et un modèle de propagation. Aux paragraphes suivants, on développe la problématique de la prévision à l'échelle du bassin du Gardon, et plus particulièrement aux stations de la partie intermédiaire-aval de celui-ci (Ners, Russan et Remoulins, voir figure 18).

La figure 45 illustre les temps de transfert des apports amont et latéraux au Gardon, jusqu'à la station de Remoulins, en aval du bassin. Ces temps sont valables pour des événements d'importance moyenne, à débits de pointe compris entre 500 et 2 000 m³/s. Ils ont été obtenus après une analyse des hydrogrammes observés aux stations pour quelques événements passés, et par emploi du modèle hydraulique. Ils sont de l'ordre de 9h30 pour les deux sous-bassins amont des Gardons d'Anduze et d'Alès, les plus éloignés de la station de Remoulins. Comme déjà indiqué au chapitre 1, le SPC-GD assure une prévision à un horizon de 6h à Remoulins.

Ces temps de transfert des apports conditionnent directement la prévision aux trois stations de la partie intermédiaire-aval du bassin (Ners, Russan et Remoulins). Lorsque le temps de transfert d'un apport donné jusqu'à la station où la prévision est effectuée est plus court que la durée (l'horizon) de la prévision, l'apport doit être complété par modélisation. Par exemple, si l'on souhaite une prévision à 5h à Remoulins : les apports amonts et des sous-bassins n°1 à 22 peuvent être directement injectés, les temps de transfert correspondant étant tous supérieurs à 5h ; par contre, les apports des sous-bassins n°23 à 48 doivent être complétés (voir figure 45). La prévision concerne alors également ces apports latéraux. Pour des prévisions à Remoulins allant au-delà de 9h30, tous les apports doivent

être complétés. Cette description est cependant un peu simplifiée : il conviendrait également de tenir compte des temps de concentration des sous-bassins en eux-mêmes. S'ils sont courts pour les sous-bassins de superficies de l'ordre de quelques km², ils peuvent être de 2 voire 3h pour les sous-bassins les plus importants. Ces temps de concentration conséquents, réduisent d'autant la prévision à mener sur les sous-bassins concernés.

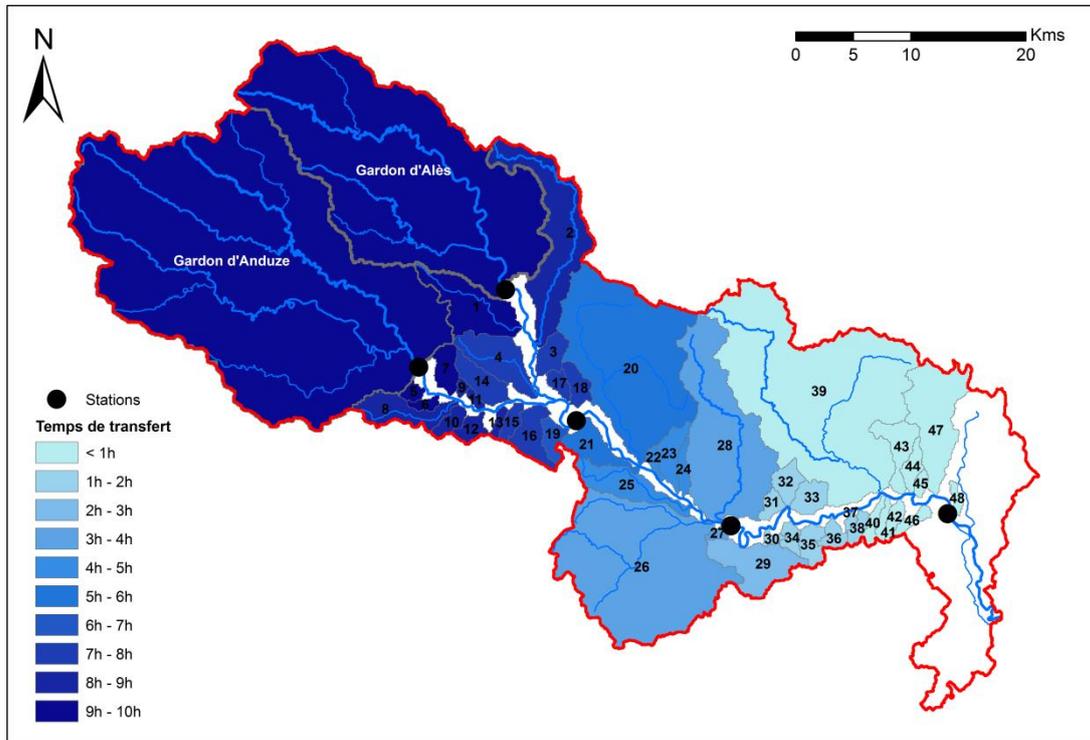


Figure 45 : Temps de transfert des sous-bassins alimentant le modèle hydraulique, jusqu'à la station aval de Remoulins, pour des évènements d'importance moyenne (débits de pointe compris entre 500 et 2 000 m³/s aux stations en aval). En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En gris : limites des sous-bassins ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN).

Comme indiqué au chapitre 1, pour compléter les modélisations des apports latéraux dans le but d'une prévision suffisamment longue aux stations en aval, le SPC-GD utilise la dernière donnée CALAMAR transmise, qui est ensuite advectée sur la durée *Horizon de prévision - Temps de transfert à la station de la prévision* (pour une description plus détaillée d'une approche similaire, voir : Dolciné et al., 1998). Il est toutefois à noter que le SPC-GD limite cette stratégie à seulement une ou deux heures, étant donnée la forte variabilité spatio-temporelle des pluies de la région. D'autres options peuvent également être envisagées : prévisions à pluies nulles (on considère que les pluies s'arrêtent dès l'instant de déclenchement de la prévision), utilisation des cumuls prévus à 24h AP/BP¹⁸ de Météo-France. Il n'y a clairement pas de solutions idéales à l'heure actuelle. L'emploi pour la modélisation des prévisions fines générées par le modèle de Météo-France AROME (voir chapitre 1), est actuellement en cours de test, et laisse entrevoir des perspectives intéressantes pour le futur. Ces tests sont menés conjointement par le SCHAPI¹⁹ et Météo-France.

Les tests de prévision porteront plus particulièrement sur des évènements à pluies conséquentes dans la zone intermédiaire-aval du bassin du Gardon. Ce type d'épisode est particulièrement délicat à prévoir, du fait des réactions importantes des sous-bassins latéraux non-jaugés. A l'opposé, des

¹⁸ AP : Avertissement Précipitation / BP : Bulletin de Précipitation (voir chapitre 1).

¹⁹ SCHAPI : Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations (voir chapitre 1).

événements à pluies plutôt sur l'amont (et sur les bassins d'Anduze et d'Alès) sont bien plus simples à appréhender, la prévision se résumant à un transfert amont-aval à apports latéraux négligeables ou au moins peu importants. L'horizon de prévision correspond alors au temps de transfert des deux bassins amonts à la station d'intérêt. Ce type d'évènements, le plus fréquemment observé, ne sera ainsi pas considéré dans la suite de ce chapitre.

5.3. Méthodologie

Cette partie détaille l'approche adoptée pour évaluer les performances du couplage de modèles dans une optique de prévision, à l'échelle du bassin versant du Gardon. Les prévisions concernent deux aspects distincts. Premièrement, on cherche à anticiper les débits à venir aux stations de Ners, Russan et Remoulins. Deuxièmement, et concernant plus particulièrement l'épisode majeur de septembre 2002, on cherche à analyser la capacité du couplage à anticiper les Plus Hautes Eaux (PHE, voir chapitre 3) atteintes lors de l'évènement, dans le lit majeur du cours d'eau.

Pour ce faire, la démarche adoptée est la suivante. Des dates de déclenchement de prévision sont retenues ; elles correspondent à des valeurs-seuils de débits atteints aux stations (par exemple, le débit de passage de la vigilance jaune à la vigilance orange à telle station donnée du bassin). Des prévisions à un horizon de 12 heures sont ensuite engagées. La démarche est identique à une modélisation classique, à la différence que des scénarios de pluies futures prévues sont considérés après le début de la prévision, en lieu et place des pluies réellement observées. La durée de la prévision est volontairement importante : de cette façon, tous les apports arrivant à Remoulins ont au moins quelques heures de prévision à pluies futures (au moins 2h30 pour les deux sous-bassins amonts : plus de 11 heures pour les sous-bassins n°39 à 48 ; voir figure 45).

Trois scénarios de pluies futures sont testés :

- Une première option considère un arrêt des pluies instantanément après le déclenchement de la prévision. Elle se résume donc à la simple vidange des sous-bassins. On parlera de scénario à *pluie nulle*. Il est noté *PO* dans ce qui suit.
- Un deuxième scénario est basé sur les pluies prévues à 24h, et est proche des prévisions AP/BP fournies par Météo-France au SPC-GD (voir chapitre 1). Le bassin du Gardon est couvert par deux zones AP/BP (voir figure 46) : les zones *Cévennes Gardoises* et *Piémonts Gardois*. En chacune de ces zones, le cumul moyen sur les 24h suivant le déclenchement de la prévision est calculé, d'après les données pluviométriques observées à disposition. Divisés par deux pour être ramenés à 12h, ces deux cumuls moyens alimentent ensuite directement les modèles hydrologiques des apports, sous la forme d'une pluie d'intensité constante, et spatialement homogène sur chacune des deux zones. Ce scénario est noté *PAP_Z* aux lignes suivantes.
- Enfin, le troisième scénario est proche du second, à la différence qu'un cumul moyen à l'échelle complète du Gardon est retenu (on ne distingue plus les deux zones). On note ce scénario *PAP_M*.

Les évènements de septembre 2002, septembre 2005 et septembre 2010 sont les trois cas retenus pour évaluer les performances du couplage en prévision. Il faut rappeler que ces trois évènements présentent des lames d'eau précipitées particulièrement importantes sur les parties intermédiaire-aval du bassin. Cette caractéristique les rend difficile à anticiper, du fait de contributions importantes et rapides des sous-bassins latéraux non-jaugés. Pour une description plus complète des deux épisodes

les plus récents, le lecteur pourra consulter le chapitre 2, ainsi que le chapitre 3 pour l'évènement majeur de septembre 2002.

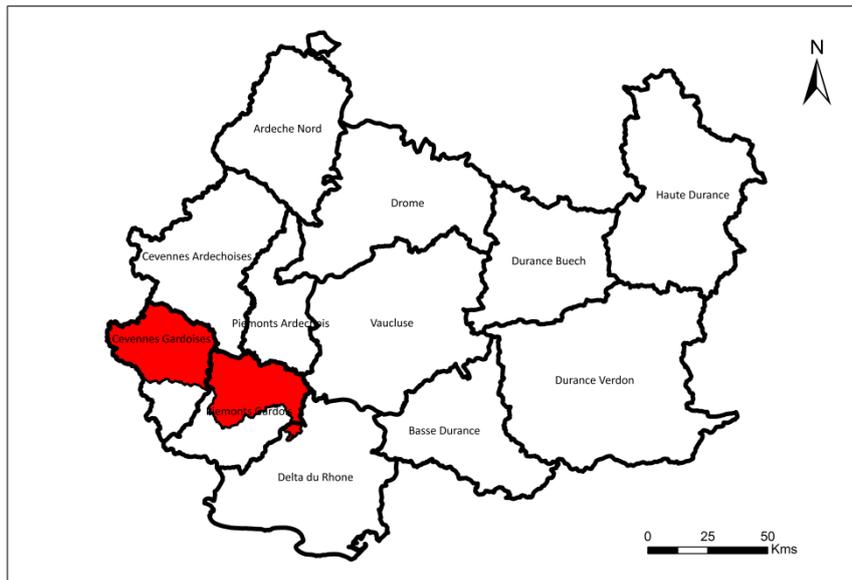


Figure 46 : Découpage du territoire du SPC-GD en zones AP/BP, établies en concertation entre Météo-France et le SPC-GD (voir chapitre 1), et bassin versant du Gardon (en rouge). Le bassin du Gardon est couvert par les zones Cévennes Gardoises et Piémonts Gardois. D'après des données du SPC-GD.

Les données de pluie employées pour le calcul des scénarios PAP_Z et PAP_M sont les données radar CALAMAR[®] dans le cas des évènements de septembre 2005 et septembre 2010, à la résolution d'1 km² et au pas de temps de 5 minutes. Cette donnée a été présentée au chapitre 2. Pour l'épisode de septembre 2002, les deux scénarios sont établis à partir de la ré-analyse pluviométrique spatialisée SEVNOL (voir chapitre 3), à la résolution d'1 km² et au pas de temps de 15 minutes. Cette donnée combine des données radar et pluviométriques observées.

Le couplage simple est considéré dans le cas des évènements de septembre 2005 et septembre 2010. Pour rappel, le modèle hydraulique est appliqué au tronçon Alès / Anduze – Remoulins, et est alimenté par 48 apports latéraux et deux sous-bassins en amont (Gardon d'Alès et Gardon d'Anduze). Dans le cas de l'épisode de septembre 2002, le modèle hydraulique est complété de 64 casiers dans le lit majeur, décrits au chapitre 3. La prévision se limite pour cet évènement au tronçon jusqu'à Russan (c'est le domaine d'application des casiers). Dans ce chapitre, les apports en amont et latéraux sont modélisés avec SCS-LR. La modélisation considère le seul paramètre S, calculé avec la régression J3_PM×AM (voir chapitre 4). Cette stratégie est tout à fait valable dans une optique de prévision opérationnelle, les paramètres S étant définis avant même le début de l'épisode.

La figure 47 présente les dates de déclenchement des prévisions à 12h, pour les trois évènements d'application. Ces dates sont au nombre de 3 pour l'épisode de 2002, de 4 pour celui de 2005, une seule prévision étant menée pour l'épisode de 2010. Elles ont été établies d'après les données à la station de Ners. Des débits-seuils à 200 et à 400 m³/s, d'après les hydrogrammes observés à la station, ont été retenus concernant les évènements de 2005 et de 2010. Dans le cas de l'épisode de 2002, et en l'absence de données enregistrées suffisamment complètes (la plupart des stations du bassin ayant été endommagées au cours de la crue ; et, de plus, les hauteurs atteintes sortaient très souvent des domaines de validité des courbes de tarage), les débits-seuils ont été établis d'après une modélisation avec le couplage, considérant l'hydrogramme SIEE à Anduze (voir chapitre 3), et la

modélisation avec SCS-LR à Alès en entrées à l'amont. Ces débits-seuils coïncident avec les changements de niveaux de vigilance (passage du vert au jaune pour le déclenchement P1_2002 ; du jaune à l'orange pour le déclenchement P2_2002, et de l'orange au rouge pour P3_2002 – voir figure 47). Les cumuls de pluies PAP sur les 24h suivant les déclenchements des prévisions sont également renseignés à la figure 47.

Ne disposant pas de la version temps réel d'ATHYS, pour chaque prévision le couplage est en réalité relancé depuis le début de l'évènement. Les pluies réelles sont considérées jusqu'au déclenchement de la prévision, et remplacées ensuite par les pluies prévues. Le débit de départ de la prévision est donc modélisé, et diffère de façon plus ou moins importante de l'observé au même instant. Par exemple, au déclenchement de la prévision P2_2005, le débit observé à Ners est de 408 m³/s, alors que la modélisation renseigne une valeur de 460 m³/s au même pas de temps (soit une surestimation d'environ 13 % ; surestimation qui doit être relativisée par les incertitudes sur la courbe de tarage à Ners et sur la mesure de la hauteur). Les prévisions sont évaluées par rapport à la modélisation basée sur les pluies réellement observées, qui constitue la modélisation dite, par après, *de référence*. Ce choix sera discuté à la section 5.5 de ce chapitre.

Afin d'évaluer finement à quel moment les prévisions de débits divergent des modélisations de référence, un indice, nommé $T_{10\%}$, est employé. Il correspond au temps écoulé entre le début de la prévision, et le pas de temps à partir duquel le débit de la prévision sort de l'intervalle [$Q_{ref} - 10\%$; $Q_{ref} + 10\%$] (avec Q_{ref} : le débit de la modélisation de référence au même pas de temps). Au-delà de ce seuil, la prévision diverge, et devient trop imprécise. En d'autres termes, l'indice $T_{10\%}$ quantifie un horizon de prévision idéal pour tous les cas testés. Il est évalué pour chaque prévision, et à chaque station.

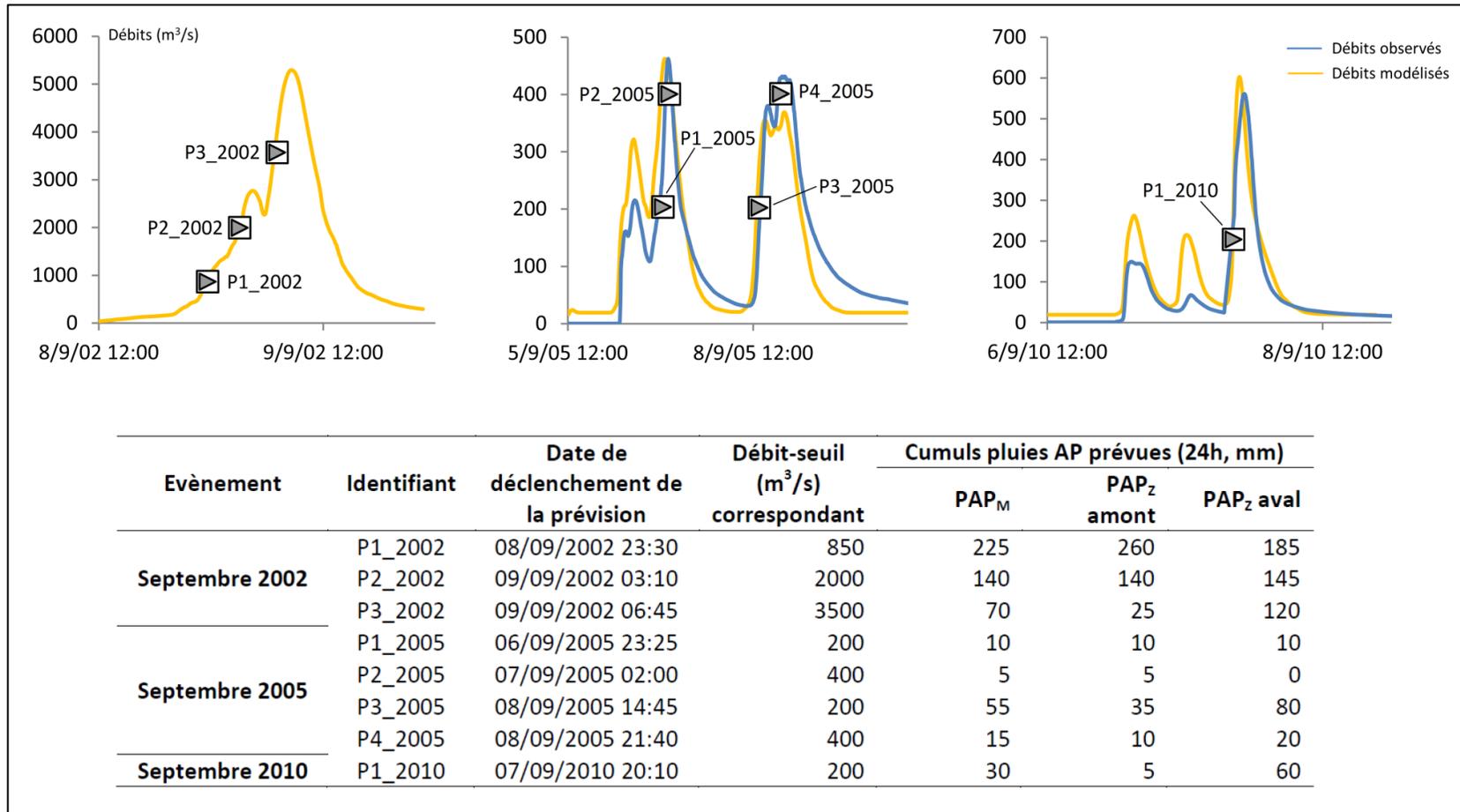


Figure 47 : Dates de déclenchement des prévisions selon des valeurs-seuils de débits à Ners. Cas des évènements de septembre 2002, septembre 2005 et septembre 2010 (hydrogrammes à Ners respectivement en haut à gauche, en haut au milieu, et en haut à droite). Les cumuls moyens de pluies prévues pour les 24h suivant le déclenchement de la prévision ont été estimés à l'aide des données radars CALAMAR dans le cas des évènements de 2005 et 2010 (voir chapitre 2), et d'après la donnée SEVNOL pour l'épisode de 2002 (voir chapitre 3). Les zones PAP_Z amont et PAP_Z aval correspondent respectivement aux zones AP/BP Cévennes Gardoises et Piémonts Gardois (voir figure 45).

5.4. Résultats

Les résultats du couplage de modèles pour quelques cas de prévisions sont détaillés dans cette partie. La première section décrit ceux obtenus pour les événements d'importance moyenne de septembre 2005 et septembre 2010. Dans un second temps, les résultats pour l'épisode de 2002 sont analysés.

5.4.1. Prévisions pour les événements de septembre 2005 et septembre 2010

Pour ces deux cas, le modèle hydraulique simple (sans casiers) est employé. Quatre prévisions à 12h sont effectuées pour l'épisode de septembre 2005, et une pour celui de septembre 2010 (voir figure 47). Elles sont engagées lorsque des débits-seuils observés à Ners, à 200 et 400 m³/s, sont atteints.

La figure 48 détaille les hydrogrammes des prévisions aux stations de Ners, Russan et Remoulins, qui sont comparés aux modélisations de référence, considérant la pluie réelle (donnée radar CALAMAR). Le tableau 19 renseigne les valeurs du temps $T_{10\%}$, correspondant au premier pas de temps au-delà duquel la prévision diffère d'au moins $\pm 10\%$ de la valeur du débit de la modélisation de référence.

Déclenchement	Indice $T_{10\%}$ à Ners			Indice $T_{10\%}$ à Russan			Indice $T_{10\%}$ à Remoulins		
	Cas P0	Cas PAP _M	Cas PAP _Z	Cas P0	Cas PAP _M	Cas PAP _Z	Cas P0	Cas PAP _M	Cas PAP _Z
P1_2005	3h45	4h10	4h15	6h45	12h	12h	11h15	12h	12h
P2_2005	12h	12h	12h	12h	12h	12h	12h	12h	12h
P3_2005	3h15	4h45	4h45	2h35	4h30	4h55	40min	40min	45min
P4_2005	2h05	2h10	2h10	2h10	2h10	2h10	2h35	2h40	2h40
P1_2010	3h45	4h40	4h05	30min	30min	30min	1h30	1h30	1h30

Tableau 19 : Indices $T_{10\%}$ selon les trois scénarios testés, aux stations de Ners, Russan et Remoulins, par rapport à la modélisation de référence.

Visuellement, deux tendances peuvent être distinguées à la figure 48. Les prévisions P1_2005 et P2_2005 aux trois stations sont proches des modélisations de référence, se superposant même dans le cas P2_2005. Les options testées, P0, PAP_M et PAP_Z, présentent peu de différences. Ce constat peut s'expliquer par les très faibles pluies arrosant le bassin sur les 24h suivant le déclenchement des deux prévisions, les moyennes étant inférieures à 10 mm (voir figure 47). Une même tendance est à noter dans le cas de la prévision P1_2010, mais uniquement à la station de Ners. Les cumuls en amont de celles-ci à 24h sont également très faibles (5 mm, voir figure 47). Le tableau 19 indique, pour ces cas évoqués, des indices $T_{10\%}$ parfois longs, voire égaux à la durée de la prévision (12h). C'est une confirmation de la précision de ces prévisions. Les indices sont un peu moins élevés pour la prévision P1_2005 à Ners, et P1_2010 à la même station, mais restent intéressants, de l'ordre de 4h.

Globalement, les autres prévisions, sur le second pic de l'évènement de septembre 2005, et pour l'épisode de septembre 2010 à Russan et Remoulins, sont moins bonnes. C'est cette fois-ci la persistance des pluies après le déclenchement de la prévision, et la représentation simpliste de celles-ci en entrée du modèle (intensité constante pendant 12h, sur l'ensemble du bassin ou les deux zones AP/BP) qui expliquent ce constat. La figure 47 renseigne des cumuls moyens à 24h sur le bassin, de 55 mm, 15 mm et 30 mm pour ces trois cas. Assez logiquement, les différences sont un peu moins marquées pour la prévision P4_2005, le cumul déversé étant le moins important (15 mm). On note des différences notables entre les options P0, PAP_M et PAP_Z pour le cas P3_2005. A Ners, la prévision PAP_M est la moins éloignée de l'hydrogramme de référence, ce qui s'explique par un cumul en amont plus important que pour les deux autres options (55 mm, contre 35 mm pour l'option PAP_Z, et donc un cumul nul pour le cas P0). Les différences entre PAP_M et PAP_Z sont moins élevées à

Russan et Remoulins. De plus, les indices $T_{10\%}$ sont proches ou supérieurs à 2h dans la plupart des cas (voir tableau 19), et donc assez intéressants. Seules les prévisions P1_2010 à Russan, et P3_2005 à Remoulins, paraissent assez peu utiles ($T_{10\%}$ compris entre 30 et 45 minutes). Ce dernier commentaire est toutefois à relativiser par le fait que les débits P3_2005 à Remoulins restent compris dans l'intervalle $[Q_{ref} ; Q_{ref} - 25\%]$ durant plus de 8 heures.

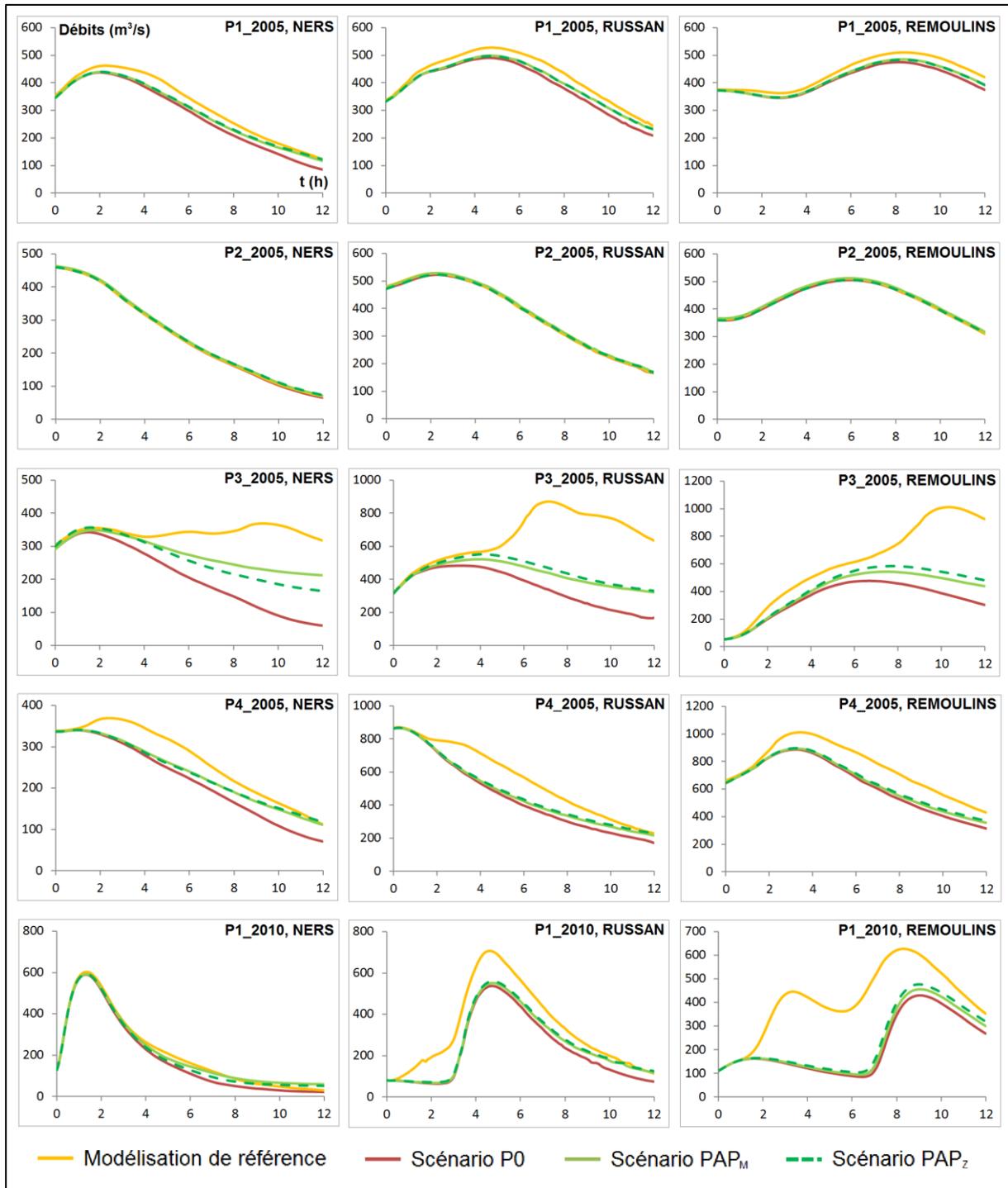


Figure 48 : Résultats des prévisions à 12h à Ners, Russan et Remoulins – cas des événements de septembre 2005 et septembre 2010. L'origine $t = 0h$ correspond au début de la prévision. Les prévisions sont comparées à la modélisation de référence, d'après les pluies observées.

La figure 49 illustre les cumuls observés, moyennés par pixels CALAMAR, sur deux périodes de 3h, qui suivent le déclenchement de la prévision P1_2010. La cartographie de gauche représente le cumul sur les trois premières heures ; celle de droite sur les trois heures suivantes. Il n'y a plus de pluie par après. Aux stations de Russan et Remoulins (voir figure 48), les prévisions diffèrent assez rapidement de la modélisation de référence, peu après le début de la prévision, ce qui peut s'expliquer par les forts cumuls enregistrés au cours de cette même période à l'aval du bassin. La pluie d'intensité constante, injectée pour les prévisions PAP, ne permet pas de reproduire la première montée. Puis, à la fin des 12h, les prévisions PAP rejoignent la modélisation de référence : il ne pleut en réalité plus sur le bassin, mais la pluie d'intensité constante alimentant le couplage tend à rééquilibrer le défaut de prévision initial. Un même constat peut être fait dans le cas P4_2005, et aussi pour P3_2005, mais plus tardivement (au-delà des 12h de prévision). C'est une mise en avant des limites des pluies futures considérées, pas assez fine spatialement et temporellement pour une représentation au plus proche de la réalité. Du point de vue spatial, ce constat est partagé par de nombreux auteurs, comparant des emplois pour la modélisation en bassin méditerranéen de pluies moyennées et spatialisées (voir par exemple : Saulnier et Le Lay, 2009 ; Sangati *et al.*, 2009 ; Anquetin *et al.*, 2010 ; Zoccatelli *et al.*, 2010 ; Tramblay *et al.*, 2011).

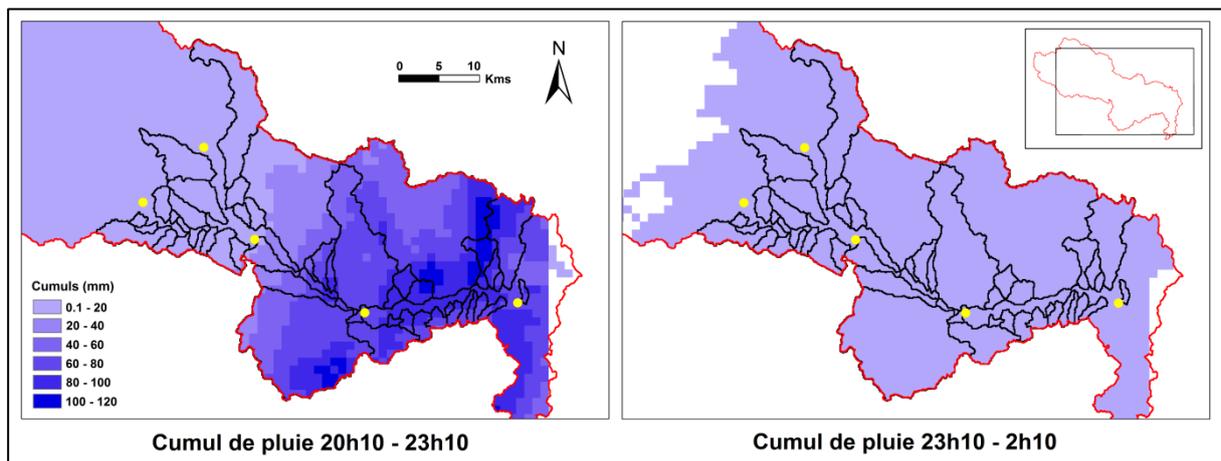


Figure 49 : Cumuls observés de pluie sur les 6 heures suivant le déclenchement de la prévision P1_2010. En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En noir : limites des sous-bassins ; Points jaunes : stations hydrométriques.

Pour résumer, il est à noter que les prévisions diffèrent assez nettement selon l'importance des pluies suivant le déclenchement. D'une façon globale, les résultats sont plutôt satisfaisants puisque, hormis pour deux cas, les prévisions sont bonnes jusqu'à un horizon d'au moins environ deux heures (voir les indices $T_{10\%}$). Il est à noter qu'il est difficile de dégager une typologie selon les stations. On aurait effectivement pu penser à un effet de lissage à l'aval, du fait de volumes écoulés plus importants et d'éventuelles compensations d'erreurs propagées, entraînant une amélioration des qualités. Ce n'est cependant pas le cas.

5.4.2. Prévisions pour l'évènement de septembre 2002

Les résultats concernant l'épisode majeur de septembre 2002 sont présentés dans cette partie. A la section 5.4.2.1, on décrit les performances des prévisions à Ners et Russan, de façon similaire à la section précédente, à la différence que le modèle hydraulique est complété des casiers. La section 5.4.2.2 présente une application spécifique aux points des PHE. Les résultats des prévisions sont comparés aux cotes issues de la modélisation de référence en ces points. Enfin, la section 5.4.2.3

présente une application du couplage pour la prévision de l'état d'inondation des routes au cours de l'épisode.

5.4.2.1. Prévisions à Ners et Russan

Trois prévisions sont analysées (voir figure 47). La figure 50 détaille les hydrogrammes résultants. Les indices $T_{10\%}$ sont renseignés au tableau 20.

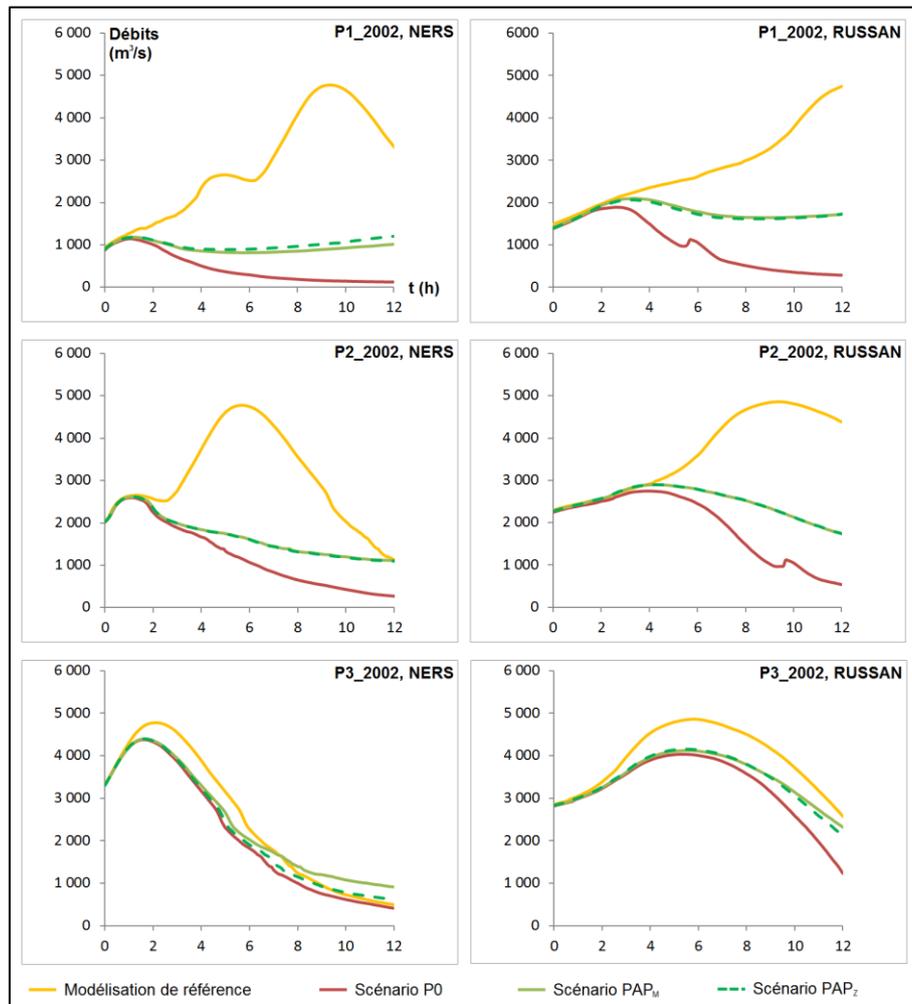


Figure 50 : Résultats des prévisions à 12h à Ners et Russan, dans le cas de l'évènement de 2002. L'origine $t = 0h$ correspond au début de la prévision. Les prévisions sont comparées à la modélisation de référence, d'après les pluies observées.

La figure 50 permet d'établir des remarques proches de celles détaillées à la section précédente. Visuellement, les prévisions à 12 heures ne sont pas très bonnes, du fait des fortes pluies enregistrées après le début des prévisions, et de l'injection simpliste de celles-ci dans le modèle hydrologique, sous la forme d'une pluie d'intensité constante. Il est intéressant de noter, et c'est notamment clairement visible pour les cas P2_2002 à Ners, et P3_2002 aux deux points, que les prévisions PAP_M et PAP_Z rejoignent en fin de prévision, voire dépassent, la modélisation de référence. Cela traduit une pluie réellement observée plus forte que la pluie constante considérée en début de prévision, et une situation inverse en fin de prévision. Une même conclusion avait pu être faite pour les deux évènements d'importance moyenne à la section précédente. L'effet ici est amplifié, du fait des pluies extrêmes ayant eu lieu. Il est également à noter que les résultats avec l'option P0 sont les

plus mauvais, ce qui n'est guère étonnant vu l'irréalisme de cette hypothèse pour cet évènement. Ce constat est toutefois à nuancer pour la prévision P3_2002, où les résultats des trois options sont relativement proches. Cela peut s'expliquer par des cumuls, sur les 24h suivant le déclenchement, plus faibles que ceux des deux autres prévisions (voir figure 47).

Déclenchement	Indice T _{10%} à Ners			Indice T _{10%} à Russan		
	Cas P0	Cas PAP _M	Cas PAP _Z	Cas P0	Cas PAP _M	Cas PAP _Z
P1_2002	1h05	1h15	1h15	2h35	3h50	3h35
P2_2002	1h55	2h05	2h05	4h35	5h10	5h10
P3_2002	2h10	2h15	2h15	3h05	3h20	3h15

Tableau 20 : Indices T_{10%} selon les trois scénarios testés, à Ners et Russan, par rapport à la modélisation de référence.

Le tableau 20 renseigne les indices T_{10%} associés aux prévisions. Comme précédemment constaté, ils sont proches ou supérieurs à 2h (hormis pour un cas : P1_2002 à Ners). Il y a assez peu d'améliorations entre l'option P0 et les deux options PAP : elles sont tout de même notables pour les prévisions P1_2002 et P2_2002 à Russan. Enfin, il apparaît clairement une distinction amont / aval assez marquée : les prévisions sont de bonne qualité sur un laps de temps plus long à Russan qu'à Ners. Ce fait n'avait pas pu être observé pour les évènements de septembre 2005 et septembre 2010.

La figure 51 présente un enchaînement des trois prévisions aux deux points jusqu'au 9 septembre à 10 heures, qui confirme cette distinction amont / aval. A Russan, les résultats avec les trois options de prévision sont assez bons, n'étant pas trop éloignées de la modélisation de référence. Cela démontre que la stratégie de déclenchement retenue, pour rappel, lors des changements de vigilance, est intéressante. Seul le scénario P0 à la fin de la prévision P1_2002 est peu convaincant. A Ners, l'enchaînement est moins bon, les prévisions sous-estimant les débits après 1 voire 2 heures. Il semble toutefois, qu'aux deux points, un déclenchement des prévisions toutes les 2h plutôt que lors des changements de niveaux de vigilance, peut conduire à des résultats assez satisfaisants. Cette stratégie paraît réaliste, les temps de calcul des codes étant assez réduits (5 minutes / 24h de modélisation pour chaque code).

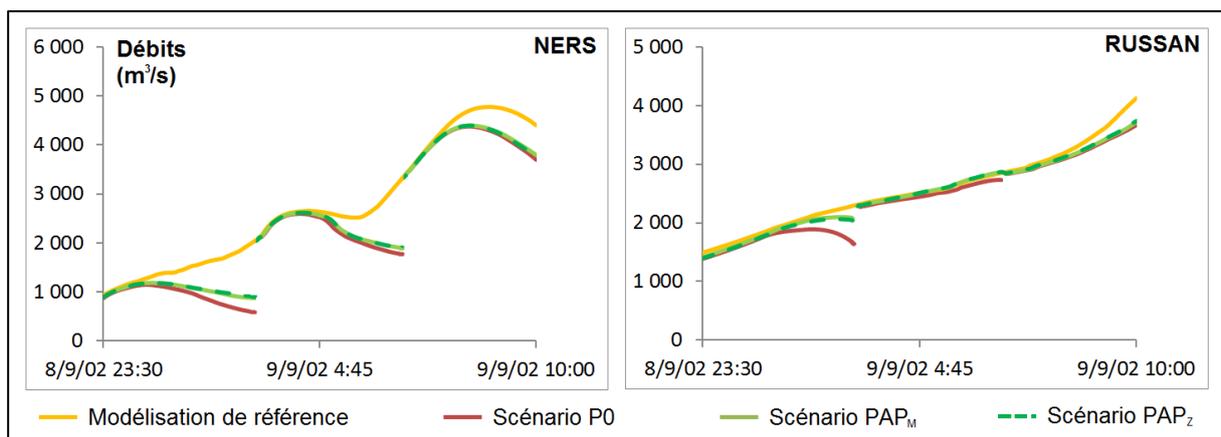


Figure 51 : Prévisions pour septembre 2002 à Ners et Russan, mises bout à bout (du 8 septembre 2002 à 23h30, heure du déclenchement de P1_2002, au 9 septembre à 10h).

Jusqu'à présent, les cumuls à 24h considérés pour les options PAP ont été établis d'après les données pluviométriques observées. Il s'agit donc de cumuls « parfaits ». A la figure 52, la prévision

P2_2002 avec l'option PAP_Z, est renseignée avec un intervalle d'incertitudes sur le cumul associé à cette option, à $\pm 50\%$. Il ressort que les prévisions restent assez similaires lors des premières heures : elles ne diffèrent réellement qu'au-delà de 5 à 6 heures, pour les deux points. Les indices T_{10%} associés sont équivalents à Ners, et présentent des différences modérées à Russan (5h10 pour l'option PAP_Z, 4h50 pour l'option à cumul diminué de 50%, et 5h30 pour celle à cumul augmenté de 50%). En ce dernier point, et à la fin des 12 h de prévision, les différences sont cependant assez nettes, variant entre environ 1 050 m³/s, et un peu moins de 2 500 m³/s. Cet exemple illustre à nouveau l'importance de la bonne prise en compte de la répartition spatio-temporelle des pluies lors de l'épisode pour la prévision : même en faisant varier le cumul total de façon assez importante, le couplage de modèles ne parvient pas à reproduire correctement la référence, au-delà de quelques heures (environ 2 heures à Ners, contre 5h à Russan). Mais ces quelques heures sont déjà précieuses pour la prévision opérationnelle.

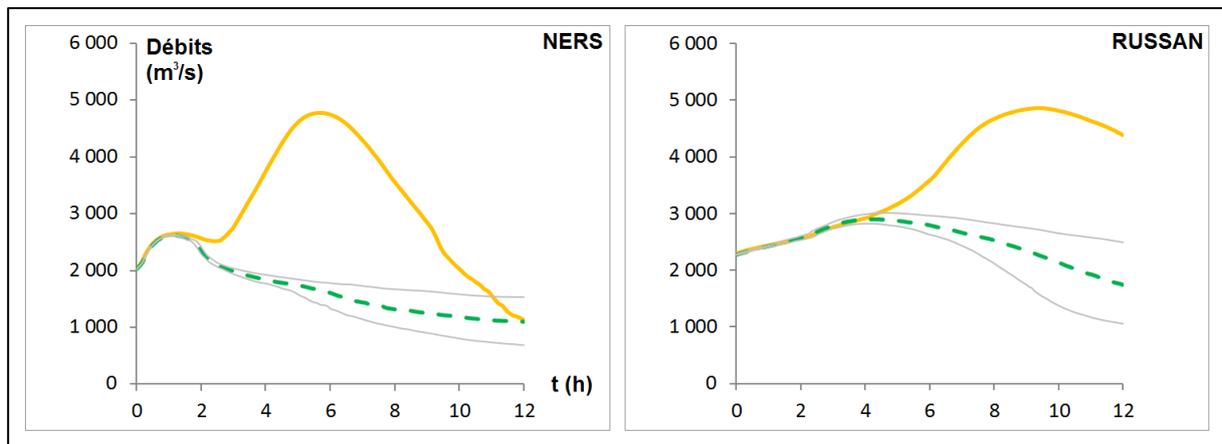


Figure 52 : Prévisions P2_2002 selon le scénario PAP_Z, et selon le cumul associé à ce scénario diminué de 50% et augmenté de la même valeur (courbes grises).

5.4.2.2. Prévisions des cotes aux PHE

Le couplage de modèle est *a priori* également intéressant pour la prévision des hauteurs d'eau atteintes dans le lit majeur, zone à risque conséquent car concentrant de nombreux enjeux (habitations, voies de communication...). La figure 53 présente les différences, aux points des PHE, entre les cotes maximales modélisées avec le modèle de référence, et celles issues des deux prévisions P2_2002 (en haut) et P3_2002 (en bas), selon le scénario de pluie PAP_Z. Ces deux prévisions débutent le 9 septembre 2002, à respectivement 3h10 et 6h45. Les points pour lesquels la modélisation de référence renseigne une cote maximale atteinte avant le début de la prévision ne sont pas étudiés. Au total, sur les 97 PHE dans le lit majeur, la cote maximale issue de la modélisation de référence est atteinte avant le déclenchement de la prévision P2_2002 en 1 point de PHE, contre 6 pour la prévision P3_2002. En moyenne, les horizons de prévision par rapport à la cote maximale de la modélisation de référence sont de 6h15 pour P2_2002, et d'environ 3h pour P3_2002.

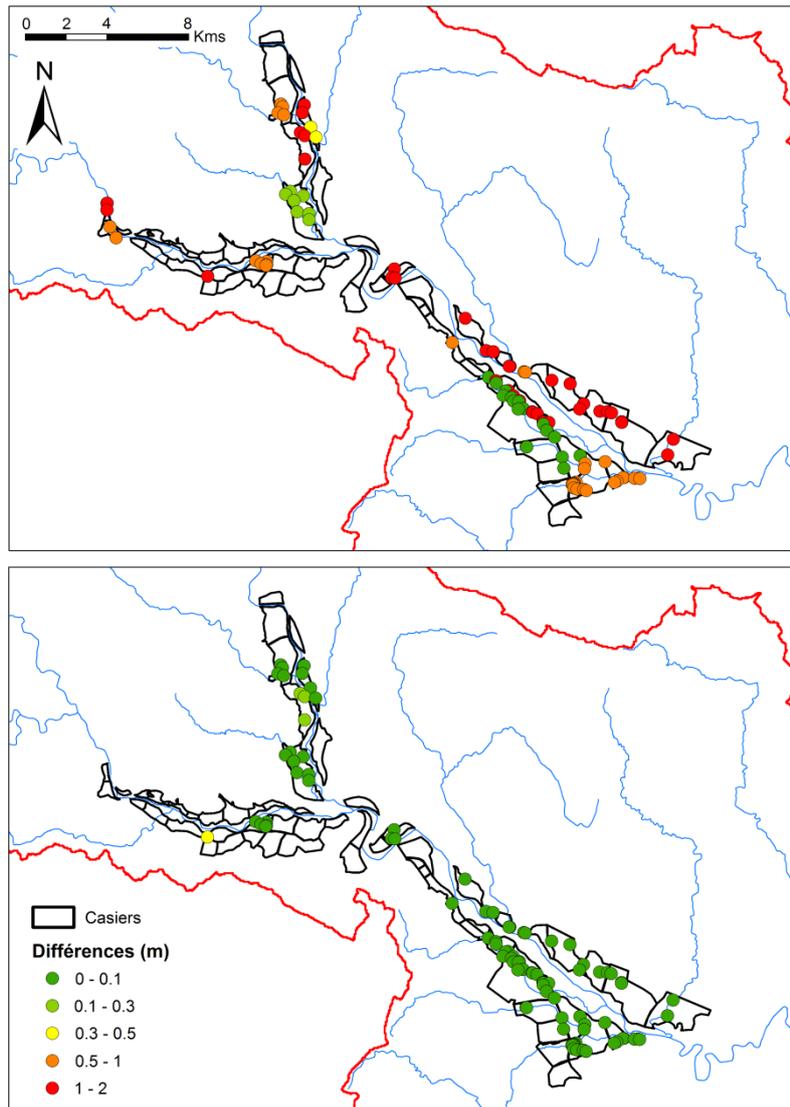


Figure 53 : Différences (m) entre les cotes maximales issues de la modélisation de référence et les cotes maximales générées par la prévision P2_2002 à pluies prévues PAP_Z (en haut), et différences (m) entre les cotes maximales issues de la modélisation de référence et les cotes maximales de la prévision P3_2002 à pluies PAP_Z (en bas), aux points des PHE. Un point vert foncé indique que les cotes sont très proches ; les points dans les autres teintes renseignent des sous-estimations des prévisions par rapport à la modélisation de référence. En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN).

Il apparaît à la figure 53 de nettes différences entre les deux prévisions. Concernant la première, l'écart moyen entre les cotes modélisées et prévues est d'environ 80 cm. La différence est supérieure à 30 cm pour une majorité de points (75 %). Il est difficile d'identifier une répartition spatiale claire des erreurs : tout juste peut-on dire que les points en aval du Gardon d'Alès, et sur la rive droite de la Gardonnenque dans sa partie amont, présentent des écarts moins importants. Pour la prévision P3_2002 (seconde cartographie), les résultats sont très proches de la modélisation de référence. Les cotes sont mêmes égales dans 55 % des cas. L'écart le plus important est de 36 cm. La prévision P3_2002 est donc très satisfaisante. Cette différence de performances selon les deux prévisions s'explique par la proximité temporelle du cas P3_2002, avec le paroxysme de l'évènement.

Concernant la comparaison avec les PHE réellement observées, les résultats sont bien moins bons que ceux détaillés au chapitre 3. Dans le lit majeur, l'écart moyen aux PHE, pour les cotes issues de la prévision P3_2002, est d'environ 2.80 m ; contre 1.50 m, et 1.90 m pour les deux options testées au

chapitre 3 (voir tableau 11). La modélisation de référence présente un écart moyen proche de celui du cas de prévision P3_2002. Les différences avec les valeurs obtenues au chapitre 3 s'expliquent par des choix de modélisation non-identiques : ainsi, les paramètres des sous-bassins latéraux ne sont pas les mêmes (le paramètre S est ici issu de la régression J3_PM×AM, et le paramètre V_0 est fixé à 2.5 pour tous les évènements et apports ; auparavant, les deux paramètres étaient calés à Anduze, ce qui n'est pas envisageable en prévision) et les entrées en amont sont distinctes (modélisation hydrologique SCS-LR basé sur le paramètre S déduit de la régression J3_PM×AM dans ce chapitre ; au chapitre 3, hydrogramme SIEE à Anduze et hydrogramme SCS-LR à Alès, obtenu avec les paramètres calés à Anduze). Les différences entre les hydrogrammes injectés à Anduze donnent déjà un bon élément de réponse : alors que le débit de pointe de l'hydrogramme SIEE-SOGREAH est de 3 500 m³/s (modélisation SIEE-SOGREAH avec le scénario à coefficient de Strickler moyen, c'est-à-dire compris entre 18 et 20 en lit mineur et entre 10 et 13 en lit majeur, voir chapitre 3 et SIEE-SOGREAH, 2004), il n'est que de 2 060 m³/s avec le paramètre S issu de la régression, le modèle ayant des difficultés à reproduire la pointe de l'hydrogramme (de la même façon que l'option à calage complet détaillée au chapitre 3, voir figure 30).

5.4.2.3. Prévisions des routes inondées

A cette section, nous présentons une application du couplage pour la prévision de l'état d'inondation des routes de la zone d'étude, dans le lit majeur du Gardon. Il s'agit de déterminer si un tronçon de route est susceptible d'être inondé, ou non, en cours d'évènement. Cette information est très utile pour les services opérationnels de la gestion de crise. Comme le constatent Ruin *et al.* (2008), cinq personnes décédées lors de l'évènement de septembre 2002 étaient à bord d'un véhicule, et ont été piégées par la submersion rapide des routes. Versini (2012) indique également que la connaissance de l'état d'inondation des routes est nécessaire pour une planification efficace et une intervention rapide des secours.

La démarche adoptée de prévision propose de croiser les cotes des routes de la zone d'étude, aux cotes d'eau maximales modélisées dans les casiers. L'analyse concerne uniquement les routes principales (départementales et nationales), dont l'attribut « *Importance* » renseigné dans la BD TOPO[®] de l'IGN (IGN, 2013b) est inférieur ou égal à 4. Les tronçons de route ainsi sélectionnés peuvent être inclus dans un casier, ou constituer une limite de celui-ci. L'état d'inondation d'un tronçon de route donné est déterminé en calculant la différence entre la cote maximale modélisée au casier associé, et la cote minimale de ce même tronçon, renseignée dans la BD TOPO[®]. Si la différence est positive, le tronçon est considéré comme inondé. La précision annoncée par l'IGN (IGN, 2013b) des cotes des routes est comprise entre 0 et 2.50 m (mesures par photogrammétrie ou GPS). De la même façon qu'à la section précédente, les résultats des deux cas de prévision les plus tardifs, P2_2002 et P3_2002, avec le scénario de pluie PAP_z, sont analysés.

A défaut de disposer d'une donnée observée de l'état d'inondation des routes lors de l'évènement, les résultats des prévisions sont comparés à ceux de la modélisation de référence. Ces résultats sont présentés à la figure 54.

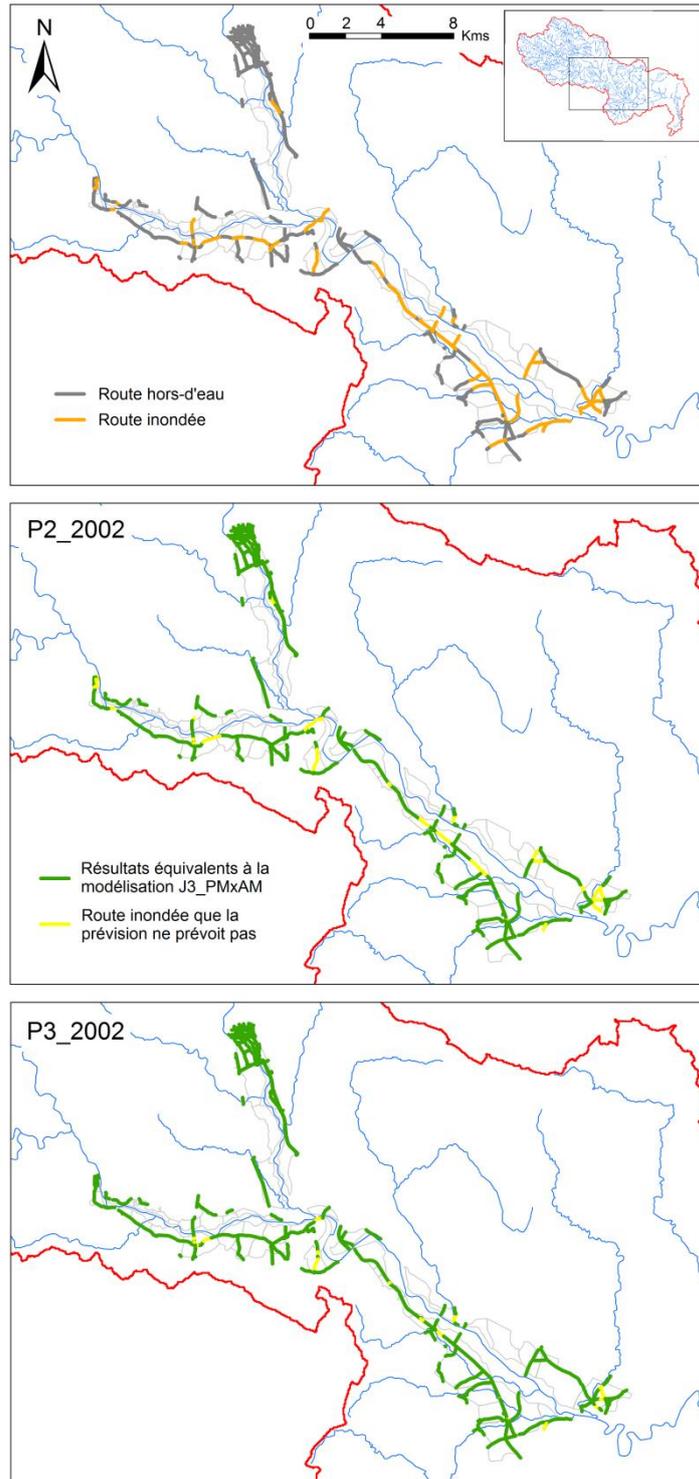


Figure 54 : En haut : tronçons de route inondés et hors d'eau, d'après les résultats de la modélisation de référence basée sur la donnée de pluie SEVNOL complète. Au milieu et en bas : comparaison des résultats des prévisions P2_2002 et P3_2002 avec les résultats de la modélisation de référence. Une couleur verte indique une prévision similaire à la modélisation de référence. Une couleur jaune renseigne un tronçon que la modélisation de référence indique comme inondé, et, à l'inverse, que la prévision considère comme hors d'eau.

La modélisation de référence renseigne 39.4 kms de tronçons de routes inondés dans notre zone d'application, pour un total de 134.2 kms de routes. Les tronçons touchés sont essentiellement situés à proximité du Gardon. Dans la Gardonnenque, où la largeur d'inondation a été la plus importante, la

modélisation renseigne également quelques tronçons inondés plus distants. Concernant les résultats des prévisions, le scénario P2_2002 renseigne 24.8 kms de tronçons inondés, contre 33.7 kms pour la prévision P3_2002, plus tardive. En comparaison avec la modélisation de référence, les prévisions correspondent pour respectivement 63 et 86 % des tronçons. La prévision P2_2002 est donc assez peu satisfaisante pour l'anticipation de la submersion des routes. Les résultats de P3_2002 sont plus intéressants, et montrent que le couplage permet une bonne prévision environ 6h avant que le débit de pointe soit atteint à Russan. Dans les deux cas, les erreurs sont réparties sur l'ensemble du tronçon d'étude. Il est très difficile de dégager une tendance claire de répartition spatiale.

5.5. Discussion

Ce chapitre a décrit des applications du couplage de modèles pour la prévision des crues et des inondations du Gardon. Les résultats détaillés montrent que les prévisions sont exploitables jusqu'à un horizon d'au minimum une heure, pour l'essentiel des cas testés.

Outre ce constat, il faut préciser que les temps de calcul des modèles permettent d'envisager de façon réaliste une utilisation en opérationnel. Ils sont, pour chacun des deux codes, de l'ordre de 5 minutes pour 24h de modélisation. Les prévisions à 12h sont donc très rapides (ce qui n'était en réalité pas exactement le cas, puisque les modèles étaient relancés au début de l'évènement, et non au déclenchement de la prévision). Ce sont les traitements des fichiers en sortie, automatisés par des routines mais aussi en partie effectués à la main, qui s'avèrent être les plus gourmands en temps. Ce point pourrait bénéficier d'améliorations, grâce notamment, au développement de routines complémentaires.

La version temps réel d'ATHYS, développée parallèlement au déroulement de cette thèse par le CERFACS²⁰ et le SCHAPI, n'a pas pu être utilisée pour effectuer des tests. Avec cette version, récemment mise à disposition du SPC-GD, les modélisations peuvent être relancées à n'importe quel instant, les variables (humidité des sols) étant gardées en mémoire et les paramètres du modèle pouvant être ajustés par assimilation de données (Piacentini *et al.*, 2009 ; Coustau, 2011). Ainsi, les prévisions pourraient être comparées directement aux observés, plutôt qu'à la modélisation de référence, comme cela a été fait dans ce chapitre. Ce choix, limité mais adopté par défaut, permet cependant de concentrer l'analyse sur le seul impact des pluies prévues retenues en entrée du modèle hydrologique : le biais ajouté par la qualité de la modélisation en elle-même par rapport à l'observé est ainsi ignoré. Il conviendrait de compléter les analyses effectuées, avec quelques déclenchements de prévisions avec cette version temps réel d'ATHYS.

De plus, l'emploi de techniques d'assimilation de données pour ajuster les paramètres de SCS-LR (Piacentini *et al.*, 2009 ; Coustau, 2011), ou les apports en entrées de MASCARET (Piacentini *et al.*, 2010 ; Habert *et al.*, 2012), constitue une piste d'amélioration intéressante des résultats. Comme indiqué au chapitre 1, le SPC-GD emploie déjà de telles méthodes pour ajuster ses hydrogrammes modélisés en temps réel.

Enfin, le couplage pourrait bénéficier des apports de la technologie « Grille ». Thierion (2010) a proposé, dans son travail de thèse, une version « Grille » du code ALHTAÏR (dénommé G-ALHTAÏR), déjà évoqué. Cette innovation repose sur une structuration en ressources géographiquement distantes, et permet de faciliter, d'après l'auteur, la « récupération [des] opérations en temps réel par des partenaires de la gestion autorisés et épargnés par le phénomène dangereux, afin d'assurer la continuité de l'expertise » (Thierion, 2010). De plus, cette « grillification » du code permet de multiplier les scénarios de prévision. Dans une application au bassin du Gardon d'Anduze, l'auteur teste une

²⁰ CERFACS : Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique.

vingtaine de scénarios de pluie à des horizons allant jusqu'à 3 heures ; des taux élevés de prévisions sont récupérés dans des temps satisfaisants pour l'opérationnel.

5.6. Conclusion

Ce présent chapitre a proposé une évaluation des capacités du couplage de modèles pour la prévision des crues et des inondations du Gardon. L'application porte sur deux événements d'importance intermédiaire, et sur l'épisode majeur de septembre 2002. Des prévisions des débits possiblement atteints à Ners, Russan et Remoulins, dans la partie intermédiaire-aval du Gardon, ainsi que des prévisions des cotes dans le lit majeur et de l'état d'inondation des routes, ont été menées.

Les prévisions se font à un horizon de 12h. Pour les trois événements, plusieurs dates de déclenchement ont été retenues, correspondant à des valeurs-seuils de débits atteints. Un indice, $T_{10\%}$, est analysé, et permet de déterminer la durée au-delà de laquelle les prévisions sont hors de l'intervalle $[Q_{ref} - 10\% ; Q_{ref} + 10\%]$, avec Q_{ref} le débit issu de la modélisation de référence, établie à partir des pluies réellement observées. Enfin, trois scénarios de pluies futures, très simples, ont été considérés.

Concernant la prévision des débits aux stations, il ressort deux types de résultats. Les prévisions sont très bonnes lorsque les cumuls observés après le déclenchement sont faibles. Pour certaines, les indices $T_{10\%}$ valent 12h. La prévision se résume à un transfert amont/aval. A l'opposé, les résultats se dégradent lorsque les cumuls sont conséquents. Il apparaît assez clairement que c'est la prise en compte simpliste des pluies futures, considérées à intensités constantes et spatialement homogènes, qui implique ce constat. De ce point de vue, l'utilisation des prévisions fines du modèle AROME est une piste intéressante et actuellement en test par le SCHAPI et Météo-France. Toutefois, les indices $T_{10\%}$ obtenus sont, dans la plupart des cas, compris entre environ 2h et 5h, temps tout de même intéressants pour une application en opérationnel. C'est ce qui est confirmé à la figure 51, où les prévisions pour l'épisode de 2002, mises bout à bout, sont convaincantes à Russan. Cela montre qu'un enchaînement de prévisions assez courtes, peut être réaliste.

Cet exercice d'usage en prévision s'est également intéressé à l'anticipation des cotes aux points des PHE du lit majeur, pour l'événement de 2002. L'analyse porte sur les prévisions P2_2002 et P3_2002. Il apparaît, concernant la seconde, que les cotes obtenues sont proches des cotes issues de la modélisation de référence. Dans 55% des cas, elles sont mêmes égales. Les résultats sont un peu moins bons concernant la première prévision, plus précoce, et qui ne parvenait d'ailleurs pas à reproduire les débits de pointe à Ners et Russan (figure 50).

Un constat proche est établi pour l'application à la prévision des tronçons de routes inondés. La prévision P2_2002 reproduit seulement 63 % des tronçons inondés. Dans le cas de la prévision P3_2002, les résultats sont plus convaincants, avec un taux de 86 %. Cette application illustre un apport intéressant du couplage, qui n'avait pas été développé aux chapitres précédents.

Enfin, il aurait été intéressant de comparer les prévisions aux données observées. Cela aurait pu être fait avec la version « temps réel » d'ATHYS. Des stratégies d'assimilation de données, ou de portage des deux codes sur la « Grille », très succinctement évoqués, constituent des pistes intéressantes pour, respectivement, ajuster les prévisions et multiplier les scénarios de pluie testés. Enfin, en termes de temps de calculs, les deux codes paraissent tout à fait exploitables pour un usage en opérationnel (environ 5 minutes pour chacun, pour 24h de modélisation).

Conclusion générale

Ce travail de thèse a porté sur la définition et le développement d'un couplage de modèles hydrologique et hydraulique, appliqué au bassin versant du Gardon dans le sud de la France, un bassin à crues à cinétique rapide d'une superficie de 2 040 km². Les principaux résultats, conclusions dressées, et points portant à discussion sont ici récapitulés, après un court rappel de la démarche de couplage adoptée.

Le couplage défini combine le modèle hydrologique SCS-LR de la plateforme ATHYS (Bouvier *et al.*, 2004 ; Bouvier *et al.*, 2006 ; Marchandise, 2007 ; Marchandise et Viel 2009 ; Trambly *et al.*, 2011 ; Coustau, 2011 ; Coustau *et al.*, 2012) et le code hydraulique MASCARET, basé sur les équations de Saint-Venant à une dimension (EDF-CETMEF, 2011 ; Besnard et Goutal, 2011). Il est unidirectionnel, l'échange d'informations entre les deux modèles se faisant à sens unique, du modèle hydrologique vers le modèle hydraulique. Les deux codes restent indépendants. Le modèle hydraulique est employé sur le tronçon Alès/Anduze – Remoulins, zone des débordements les plus importants. Il est alimenté par 50 modélisations hydrologiques SCS-LR, se distinguant en deux apports à l'amont (sous-bassins du Gardon d'Anduze et du Gardon d'Alès), et 48 apports latéraux non-jaugés de superficies comprises entre 1 et un peu plus de 200 km².

Principaux résultats obtenus

Dans un premier temps, le couplage de modèles a été évalué pour quelques événements passés, d'importance intermédiaire. Les résultats du couplage ont été comparés aux données hydrométriques observées des trois stations du SPC-GD de la partie intermédiaire-aval du bassin, situées à proximité des communes de Ners, Russan et Remoulins. Les valeurs des critères Nash déduits (voir chapitre 2), quantifiant les qualités des modélisations, varient d'assez bonnes à excellentes selon les cas (de 0.61 à 0.97), confirmant l'intérêt d'un tel outil à cette échelle. Les débits de pointe, ainsi que la dynamique temporelle des événements, sont également représentés de façon satisfaisante. Une comparaison des résultats du couplage avec ceux du modèle hydraulique simple, sans apports latéraux, a également été menée. Il a été montré que la prise en compte des apports latéraux est d'un intérêt très variable d'un événement à un autre, et dépend principalement de la répartition spatiale de la pluie lors de l'épisode.

Une seconde analyse des performances du couplage de modèles a concerné plus spécifiquement l'épisode majeur de septembre 2002. Des casiers hydrauliques ont été définis, et ajoutés au modèle hydraulique pour affiner la représentation des écoulements dans le lit majeur, multidirectionnels, que le simple modèle 1D ne peut pas appréhender. Au total, 64 casiers ont été considérés. Les performances du couplage ont été analysées à différents niveaux. Il est notamment ressorti qu'environ 36% des débits atteints estimés lors du retour d'expérience (REX), mené à la suite de la catastrophe (Gaume *et al.*, 2003 ; Delrieu *et al.*, 2005), étaient correctement modélisés (c'est-à-dire dans l'intervalle d'incertitudes évalué au cours du REX), ce qui est une valeur assez moyenne. D'autre part, les résultats du couplage ont été utilisés pour reconstituer les zones inondées, et les cotes des Plus Hautes Eaux (PHE) atteintes, après un traitement sous SIG. Là encore, les résultats sont assez moyens, mais sont cohérents avec ceux de précédentes études. Par exemple, concernant la reconstitution des PHE, l'erreur moyenne de l'option de couplage intégrant les casiers, et dont les apports sont modélisés avec les paramètres calés sur le pic à Anduze, est de 0.6 m en lit mineur/moyen, et d'1.5 m en lit majeur (voir tableau 11), tandis que Bonnifait *et al.* (2009) estiment une erreur de l'ordre d'1.5 à 2 m. En termes de débits de pointe atteints dans le lit mineur du Gardon, les résultats obtenus sont proches de ceux des études SIEE-SOGREAH (2004) et SOGREAH (2005). Dans le secteur de Ners, ils sont par exemple estimés entre 6 100 et 7 200 m³/s, contre 6 500 et 7 200 m³/s pour SIEE-SOGREAH (2004).

Une des pistes évoquées à la conclusion du chapitre 3, pour expliquer les performances assez moyennes constatées pour l'épisode de 2002, concerne les paramètres retenus des modèles

hydrologiques des apports. Jusqu'à présent, les paramètres, qui varient d'un évènement à un autre, étaient calés à la station d'Anduze, puis employés pour la modélisation des autres apports alimentant le modèle hydraulique. Cette stratégie, simplifiée, implique une capacité de rétention maximale identique pour chaque sous-bassin, ce qui est très peu réaliste. Au chapitre 4, une approche d'initialisation-régionalisation des paramètres hydrologiques a été proposée. Elle concerne uniquement le paramètre S , le paramètre V_0 étant fixé à 2.5 pour tous les épisodes et sous-bassins. Cette approche laisse envisager des paramètres S mieux adaptés aux sous-bassins non-jaugés, mais est également intéressante dans un objectif de prévision opérationnelle, dans la mesure où les paramètres peuvent être déduits avant l'épisode, n'étant plus calés. L'approche retenue est régressive, et combine un indice d'humidité initiale des sols (l'indice journalier Hu_2 , déjà expérimenté lors de précédentes études pour l'initialisation du modèle SCS-LR ; voir par exemple : Marchandise et Viel, 2009 ; Trambly *et al.*, 2010 et Trambly *et al.*, 2011), et des descripteurs physiques du bassin (tels l'épaisseur moyenne des sols, l'altitude moyenne du bassin...). Plusieurs régressions, se différenciant selon le ou les descripteurs physiques retenus, ont été testées. Les résultats obtenus avec les paramètres issus de la régression J3_PM×AM (combinant la pente moyenne et l'altitude moyenne du bassin) sont particulièrement intéressants : par exemple, dans le cas de l'épisode de septembre 2005, l'hydrogramme modélisé à Ners avec cette option est plus satisfaisant, en termes de Nash, que la modélisation basée sur le jeu de paramètres calés à Anduze (Nash respectifs de 0.84 vs 0.78, voir tableau 17). L'amélioration des résultats est toutefois modérée concernant l'épisode de septembre 2002.

Enfin, le chapitre 5 a proposé une évaluation du couplage de modèles, pour une optique de prévision. Trois scénarios de pluies futures ont été considérés : pluie nulle, s'arrêtant après le déclenchement de la prévision ; et deux scénarios de pluies à intensité constante, moyennés sur l'ensemble du bassin ou sur deux zones amont / aval, et définis d'après les cumuls réellement observés lors de l'évènement. Les prévisions obtenues sont intéressantes jusqu'à un horizon de quelques heures après le déclenchement. Par exemple, hormis deux exceptions, toutes les prévisions des débits aux stations sont bonnes jusqu'à au moins deux heures, et dans certains cas, où les pluies sont faibles après le début de la prévision, jusqu'à 12h. Il a également été montré de bonnes performances pour l'anticipation des cotes aux points des PHE.

Perspectives et améliorations possibles

Ainsi, ce travail de thèse a montré qu'un couplage de modèles hydrologique et hydraulique était un outil intéressant pour la modélisation et la prévision des crues d'un bassin versant tel celui du Gardon. Plusieurs aspects pourraient être cependant améliorés, et sont ici discutés.

Une première piste d'amélioration potentielle consisterait à affiner le découpage des casiers, ajoutés au modèle hydraulique pour la modélisation de l'épisode de septembre 2002. Les PHE observées situées dans un même casier présentent des différences parfois trop importantes (jusqu'à environ 9 m dans le cas du casier n°46) pour être correctement modélisées compte tenu des hypothèses induites (cote horizontale dans le casier). La délimitation des casiers a été définie selon les limites naturelles (versants, limites du lit majeur et des sous-bassins latéraux, pentes) ou anthropiques (routes, voies ferrées). Il conviendrait de scinder les casiers les plus importants, en fonction par exemple de ces valeurs de PHE, sans pour autant se rapprocher de la complexité d'un modèle 2D. Outre les limites des casiers, la donnée topographique en entrée de ceux-ci, qui a aussi permis de définir les liaisons hydrauliques, semble trop imprécise en certaines zones du bassin (cas du casier n°4 notamment). Cette donnée est une correction du MNT de la BD ALTI[®] à 25 m, dont la précision altimétrique annoncée est de l'ordre de 5 m dans notre secteur d'étude (voir figure 27). Des données dont la précision altimétrique est plus fine, ont été employées pour corriger ce MNT initial (cotes des profils transversaux, et des routes et voies ferrées de la BD TOPO[®]). Il aurait été intéressant de tester les

données de la RGE ALTI[®], dont la précision altimétrique annoncée sur le bassin est très bonne (0.5 m ; IGN, 2013). Cette donnée sera disponible dans le courant de l'année 2014.

Concernant la méthode de régionalisation-initialisation du paramètre S détaillée au chapitre 4, il aurait été notamment intéressant de considérer une gamme plus large de bassins versants pour la définition des régressions. Nous avons retenu les trois sous-bassins jaugés d'Anduze, d'Alès et de Mialet, ainsi que les données du REX en sept sous-bassins non-jaugés de la partie intermédiaire-aval du bassin du Gardon. Les valeurs des descripteurs des trois sous-bassins jaugés amont sont relativement proches, et ne sont pas représentatives des sous-bassins plus en aval (voir tableau 12). Il aurait été pertinent d'intégrer un ou plusieurs sous-bassins jaugés aux descripteurs proches de ceux-ci. La station DREAL-LR d'Uzès semble à cette fin bien positionnée, mais n'est adaptée qu'aux étiages (voir annexe 2). Il est à noter que les bassins voisins (Ardèche, Cèze et Vidourle) ne disposent également pas de stations adaptées et localisées sur des affluents latéraux de la partie intermédiaire-aval. De plus, il aurait été intéressant d'intégrer des descripteurs supplémentaires. Des données de porosité des sols et de perméabilité auraient été pertinentes. Elles ne sont toutefois disponibles que localement, et il n'est actuellement pas possible de proposer une valeur moyenne pour tous les sous-bassins du Gardon (voir les données de la BD DoneSol[®] – INRA, 2008).

En prévision, des améliorations notables pourraient être *a priori* constatées par emploi de pluies futures affinées. De ce point de vue, l'utilisation des prévisions fines du modèle AROME, actuellement en test par le SCHAPI et Météo-France, constitue une piste intéressante. Les trois scénarios de pluies futures considérés au chapitre 5 sont trop grossiers pour la prévision aux sous-bassins non-jaugés. Ils permettent toutefois d'obtenir des temps de prévision intéressants aux trois stations du tronçon intermédiaire-aval du Gardon, comme le montrent les résultats. Des approches, comme la « grillification » des codes (Thierion, 2010), ou l'emploi de stratégies d'assimilation de données (Piacentini *et al.*, 2009 ; Piacentini *et al.*, 2010 ; Coustau, 2011 ; Habert *et al.*, 2012) paraissent également très pertinentes en prévision, mais n'ont pas pu être plus finement analysées dans le cadre de ces travaux.

Outre ces aspects, l'emploi d'un modèle hydrologique dont la structure reste similaire pour l'ensemble des sous-bassins d'apports latéraux, peut être questionné. En effet, dans la partie intermédiaire-aval du bassin, les apports présentent une nature karstique marquée, pour laquelle le modèle hydrologique considéré n'est pas clairement adapté. Il faut rappeler que nous avons utilisé une version simplifiée du modèle, qui néglige la participation de la vidange du réservoir sol à la crue (voir chapitre 2). Il aurait été intéressant de considérer l'amélioration du modèle SCS-LR proposée par Coustau (2011) (voir aussi : Coustau *et al.*, 2012). L'auteur propose une vidange améliorée du réservoir sol du modèle, fonction des paramètres w , S , ds et $stoc(t)$ (voir chapitre 2), seul le paramètre S variant d'un épisode à un autre. Ces paramètres ont été calés de façon robuste sur le cours d'eau du Lez, dans le sud de la France (Coustau *et al.*, 2012). D'autres modèles adaptés aux crues karstiques auraient également pu être employés. Comme l'indique Coustau (2011), dans ceux-ci, l'effet de stockage/déstockage du karst est généralement pris en compte de manière assez simple, à l'aide d'un réservoir ou de fonctions de transfert simulant l'état de remplissage du karst. Quoi qu'il en soit, la modélisation en zones karstiques nécessite une connaissance fine des bassins hydrogéologiques, pour pouvoir estimer la capacité du karst et ses caractéristiques.

Le couplage proposé offre une alternative intéressante aux outils déjà à disposition et développés au sein du SPC-GD, en charge de la prévision à l'échelle du bassin du Gardon. Les prévisionnistes utilisent les modèles ALHTAÏR et PREVI-X. Le modèle de propagation PREVI-X permet d'anticiper les cotes et débits aux stations de Russan et Remoulins, et se base sur une assimilation de débits pour l'ajustement de ses paramètres (voir chapitre 1). L'emploi d'un modèle hydraulique, comme proposé dans ces travaux, permet une estimation des cotes et débits en tout point du tronçon modélisé. Il permet aussi la modélisation des zones inondées. Si la prévision des inondations n'est actuellement pas du ressort des SPC (MEEDM, 2010), l'outil proposé est un premier pas vers cette démarche.

Enfin, les options retenues font que l'outil est adapté au contexte de la prévision opérationnelle : les temps de calcul sont courts (de l'ordre de 5 minutes pour 24 heures de modélisation, pour chacun des deux codes), et la démarche d'initialisation-régionalisation proposée au chapitre 4 permet de déterminer une valeur du paramètre S à chaque sous-bassin avant le début de l'épisode.

Pour finir, précisons que si la démarche a été évaluée à l'échelle du bassin du Gardon, elle pourrait tout à fait être reproduite aux bassins voisins de la Cèze, du Vidourle, ou encore de l'Ardèche, dont les réactions hydrologiques, et les superficies, sont proches de celles du bassin du Gardon. C'est avant tout l'existence, ou non, des profils en travers, donnée topographique / bathymétrique en entrée du modèle hydraulique, qui va conditionner la bonne mise en place du couplage. A la connaissance de l'auteur, des profils ont par exemple été relevés sur l'Ardèche (voir : Naullet *et al.*, 2005), mais il n'est pas garanti que ceux-ci soit disponibles à l'échelle complète des cours d'eau évoqués. Il conviendrait de questionner les services et acteurs compétents à ce sujet. En cas d'absence de cette donnée, des stratégies d'emploi de sections simplifiées peuvent être envisagées, comme proposé par exemple par Saleh *et al.* (2013) dans le cas d'un affluent de la Seine. Outre ce point, la validité des régressions à la base de notre méthode d'initialisation – régionalisation du couplage peut être remise en cause pour une application à un autre bassin méditerranéen. Les régressions ont été établies à partir de données de sous-bassins du Gardon, et il n'est pas certain que les paramètres déduits soient adaptés aux sous-bassins de l'Ardèche, de la Cèze ou du Vidourle. Il conviendrait d'effectuer des tests pour approfondir la question. Considérer des régressions comportant un nombre plus important de sous-bassins, de l'Ardèche, de la Cèze ou du Vidourle notamment, ou des régressions propres à chaque bassin, peuvent être des solutions pertinentes.

Bibliographie

Ambroise, B.: La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant – Processus, Facteurs, Modèles, Editions *H*G*A, Bucarest, Roumanie, 206 pp., 1998.

Anquetin, S., Braud, I., Vannier, O., Viallet, P., Boudevillain, B., Creutin, J.-D., et Manus, C.: Sensitivity of the hydrological response to the variability of rainfall fields and soils for the Gard 2002 flash-flood event, *J. Hydrol.*, 394, 134-147, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.07.002, 2010.

Arnaud, P., et Lavabre, J.: La modélisation stochastique des pluies horaires et leur transformation en débits pour la prédétermination des crues, *Rev. Sci. Eau*, 13(4), 441-462, 2001.

Artigue, G.: Prédiction des crues éclair par réseaux de neurones : généralisation aux bassins non jaugés, Thèse de doctorat, Université Montpellier II, Montpellier, France, 318 pp., 2012.

Artigue, G., Johannet, A., Borrell, V., et Pistre, S.: Flash flood forecasting in poorly gauged basins using neural networks: case study of the Gardon de Mialet basin (southern France), *Nat. Hazard. Earth Sys.*, 12, 3307-3324, doi:10.5194/nhess-12-3307-2012, 2012.

Aubert, Y.: Estimation des valeurs extrêmes de débit par la méthode Shyreg – Réflexions sur l'équifinalité dans la modélisation de la transformation pluie en débit, Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie – IRSTEA, Aix-en-Provence, France, 316 pp., 2012.

Aureli, F., Mignosa, P., Ziveri, C., et Maranzoni, A.: Fully-2D and *quasi*-2D modeling of flooding scenarios due to embankment failure, *River Flow 2006 – Ferreira, Alves, Leal & Cardoso (eds)*, Taylor & Francis Group, Londres, Angleterre, 1473-1482, 2006.

Ayral, P.A.: Contribution à la spatialisation du modèle opérationnel de prévision des crues éclair ALHTAIR – Approches spatiale et expérimentale – Application au bassin versant du Gardon d'Anduze, Thèse de doctorat, Université de Provence – Aix-Marseille I, Aix-Marseille, France, 315 pp., 2005.

Ayral, P.A., Sauvagnargues-Lesage, S., et Bressand, F.: Contribution à la spatialisation du modèle opérationnel de prévision des crues éclair Alhtaïr, *Études de Géographie Physique*, 32, 75-97, 2005.

Bachoc, A., Garçon, R., Daly, F., Gautheron, A., Gaume, E., Perrin, C., Obled, C., et Lepelletier, T.: Besoins opérationnels et progrès actuels en matière de connaissance des phénomènes physiques dans l'hydrologie des crues, *Houille Blanche*, 1-2011, 14-21, 2011.

Baillargeon, S.: Le krigeage : revue de la théorie et application à l'interpolation spatiale de données de précipitations, Mémoire pour l'obtention du grade de Maître ès sciences (M.Sc.), Université Laval, Québec, Canada, 137 pp., 2005.

Barredo, J.I.: Major flood disasters in Europe: 1950-2005, *Nat. Hazards*, 42, 125-148, doi:10.1007/s11069-006-9065-2, 2007.

Bates, P.D., et De Roo, A.P.J.: A simple raster-based model for flood inundation simulation, *J. Hydrol.*, 236, 54-77, 2000.

Berthet, L.: Prédiction des crues au pas de temps horaire : pour une meilleure assimilation de l'information de débit dans un modèle hydrologique, Thèse de doctorat, ParisTech – Cemagref – AgroParisTech, Antony, France, 626 pp., 2010.

- Berthet, L., Andréassian, V., Perrin, C., et 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, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 819-831, 2009.
- Besnard, A., et Goutal, N.: Comparaison de modèles 1D à casiers et 2D pour la modélisation hydraulique d'une plaine d'inondation – Cas de la Garonne entre Tonneins et La Réole, *Houille Blanche*, 3-2011, 42-47, doi:10.1051/lhb/2011031, 2011.
- Bessière, H.: Assimilation de données variationnelle pour la modélisation hydrologique distribuée des crues à cinétique rapide, Thèse de doctorat, Université de Toulouse, Toulouse, France, 350 pp., 2008.
- Beven K., et Kirkby, M.J.: A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrological Sciences*, 24, 1, 43-69, 1979.
- Beven, K., et Freer, J.: Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology, *J. Hydrol.*, 249, 11-29, 2001.
- Biancamaria, S., Bates, P.D., Boone, A., et Mognard, N.M.: Large-scale coupled hydrologic and hydraulic modelling of the Orb river in Siberia, *J. Hydrol.*, 379, 136-150, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.09.054, 2009.
- Blanchet, G. et Deblaere, J.C.: L'épisode pluvio-orageux catastrophique de septembre 1992 dans le sud-est de la France : analyse pluviométrique et météorologique, *Revue de géographie de Lyon*, vol. 68 n°2-3, 129-138, doi:10.3406/geoca.1993.5850, 1993.
- Blöschl, G., Reszler, C., et Komma, J.: A spatially distributed flash flood forecasting model, *Environ. Modell. Softw.*, 23, 464-478, doi:10.1016/j.envsoft.2007.06.010, 2008.
- Bonnifait, L., Delrieu, G., Le Lay, M., et Boudevillain, B., Masson, A., Belleudy, P., Gaume, E., et 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, *Adv. Water Res.*, 32, 1077-1089, doi:10.1016/j.advwatres.2009.03.007, 2009.
- Boone, A.: Modélisation des processus hydrologiques dans le schéma de surface ISBA : inclusion d'un réservoir hydrologique, du gel et modélisation de la neige, Thèse de doctorat, Université Toulouse III, Toulouse, France, 236 pp., 2000.
- Borga, M., Boscolo, P., Zanon, F., et Sangati, M.: Hydrometeorological analysis of the 29 August 2003 flash flood in the eastern Italian Alps, *J. Hydrometeorol.*, 8, 1049-1067, doi:10.1175/JHM593.1, 2007.
- Borga, M., Anagnostou, E.N., Blöschl, G., et Creutin, J.D.: Flash flood forecasting, warning and risk management: the HYDRATE project, *Environ. Sci. Policy*, 14, 834-844, doi:10.1016/j.envsci.2011.05.017, 2011.
- Bornancin-Plantier, A.: Conception de modèles de prévision des crues éclair par apprentissage artificiel, Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 2013.
- Boudevillain, B., Argence, C., Claud, C., Ducrocq, V., Joly, B., Joly, A., Lambert, D., Nuissier, O., Plu, M., Ricard, M., Arbogast, P., Berne, A., Chaboureaud, J.P., Chapon, B., Crépin, F., Delrieu, G., Doerflinger, E., Funatsu, B.M., Kirstetter, P.E., Masson, F., Maynard, K., Richard, E., Sanchez, E., Terray, L., et Walpersdorf, A.: Projet Cyprim, partie 1 – Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques, *La Météorologie*, 66, 18-28, 2009.

Bouvier, C., Marchandise, A., Lequien, A., Brunet, P., et Crespy, A.: Distributed rainfall/runoff modelling of September 2002 flood in two southern France river basins, BALWOIS International Scientific Conference, Ohrid, Republic of Macedonia, 25-29 Mai 2004, 12 pp., 2004.

Bouvier, C., Ayral, P.A., Brunet, P., Crespy, A., Marchandise, A., et Martin C.: Recent advances in rainfall-runoff modelling: extrapolation to extreme floods in southern France, Proceedings of the AMHY-FRIEND International Workshop on Hydrological Extremes, University of Calabria, Cosenza, Italy, 3-4 Mai 2006, 229-238, 2006.

Bouvier, C., Marchandise, A., Brunet, P., et Crespy, A.: Un modèle pluie-débit distribué évènementiel parcimonieux pour la prédétermination et la prévision des crues éclair en zone méditerranéenne – Application au bassin du Gardon d'Anduze, 10 pp., 2008.

Braud, I., Roux, H., Anquetin, S., Maubourguet, M.M., Manus, C., Viallet, P., et Dartus, D.: The use of distributed hydrological models for the Gard 2002 flash flood event: Analysis of associated hydrological processes, *J. Hydrol.*, 394, 162-181, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.03.033, 2010.

Bressand, F.: Le projet ALHTAÏR du service d'annonce des crues du Gard, *Houille Blanche*, 2-2002, 64-68, 2002.

Bresson, E.: Mécanismes de formation des systèmes convectifs quasi-stationnaires en Méditerranée nord-occidentale – Application au cas du 15 juin 2010 sur le Var, Thèse de doctorat, Université de Toulouse, Toulouse, France, 166 pp., 2011.

Brocca, L., Melone, F., et Moramarco, T.: On the estimation of antecedent wetness condition in rainfall-runoff modelling, *Hydrol. Process.*, 22, 629-642, 2008.

Buffard, T., Gallouet, T., et Hérard, J.M.: Un schéma simple pour les équations de Saint-Venant, *C. R. Acad. Sci.*, 326, 386-390, 1998.

Cappus, P.: Etude des lois de l'écoulement – Application au calcul et à la prévision des débits, *Houille Blanche*, n°A, 493-520, 1960.

Castellarin, A., Domeneghetti, A., et Brath, A.: Identifying robust large-scale flood risk mitigation strategies: a quasi-2D hydraulic model as a tool for the Po river, *Physics and Chemistry of the Earth*, 36, 299-308, 2011.

Chancibault, K., Anquetin, S., Ducrocq, V., et Saulnier, G.M.: Hydrological evaluation of high-resolution precipitation forecasts of the Gard flash-flood event (8-9 September 2002), *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 132, 1091-1117, 2006.

Chézy, A.: Mémoire sur la vitesse de l'eau conduite dans une rigole donnée, *Annales des Ponts et Chaussées*, Paris, 1775.

Chow, V.T.: *Open-channel hydraulics*, McGraw-Hill, New York, Etats-Unis, 1959.

Claudet, R., et Bouvier, C.: Outils de prévision des crues rapides : les besoins de l'alerte et du suivi en temps réel, Colloque SHF « Crues méditerranéennes », Nîmes, France, June 2004, 105-112, 2004.

Cook, A., et Merwade, V.: Effect of topographic data, geometric configuration and modeling approach on flood inundation mapping, *J. Hydrol.*, 377, 131-142, 2009.

Cosandey, C.: Formation des crues « cévenoles » dans des bassins élémentaires du Mont Lozère, *Revue des Sciences de l'Eau*, 7, 377-383, 1994.

Cosandey, C., Bigot, S., Dacharry, M., Gille, E., Laganier, R., et Salvador, P.G.: Les eaux courantes – Géographie et environnement, Belin, Paris, France, 240 pp., 2003.

Cosandey, C., Andréassian, V., Martin, C., Didon-Lescot, J.F., Lavabre, J., Folton, N., Mathys, N., et Richard, D.: The hydrological impact of the Mediterranean forest: a review of French research, *J. Hydrol.*, 301, 235-249, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.06.040, 2005.

Coustau, M.: Contribution à la prévision des crues sur le bassin du Lez : modélisation de la relation pluie-débit en zone karstique et impact de l'assimilation de débits, Thèse de doctorat, Université Montpellier II, Montpellier, France, 234 pp., 2011.

Coustau, M., Bouvier, C., Borrell-Estupina, V., et Jourde, H.: Flood modelling with a distributed event-based parsimonious rainfall-runoff model: case of the karstic Lez river catchment, *Nat. Hazard. Earth Sys.*, 12, 1119-1133, doi:10.5194/nhess-12-1119-2012, 2012.

Darcy, H.: Recherches expérimentales relatives au mouvement de l'eau dans les tuyaux, Imprimerie Impériale, Paris, 268 pp., 1857.

Datin, R.: Outils opérationnels pour la prévision des crues rapides : traitement des incertitudes et intégration des prévisions météorologiques – Développement de TOPMODEL pour la prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie – Application au bassin versant de l'Ardèche, Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble, France, 1998.

Davy, L.: Les Gardons – Etude hydrologique, Thèse de doctorat, Université Paris-Sud (Orsay)-Cemagref, Antony, France, 200 pp., 1956.

Davy, L.: La protection contre les crues dans le département du Gard, *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, 14, 2-3, Montpellier, 163-183, 1980.

Degoutte, G.: Hydraulique et morphologie fluviales appliquées au diagnostic, à l'aménagement et à la gestion des rivières, Lavoisier Tec & Doc, France, 384 pp., 2006.

Delrieu, G., Ducrocq, V., Gaume, E., Nicol, J., Payrastre, O., Yates, E., Kirstetter, P.E., Andrieu, H., Ayrat, 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., et Wobrock, W.: The catastrophic flood event of 8-9 September 2002 in the Gard region, France: A first case study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory, *J. Hydrometeorol.*, 6, 34-52, 2005.

Delrieu, G., Boudevillain, B., Nicol, J., Chapon, B., Kirstetter, P.E., Andrieu, H., et Faure, D.: Bollène-2002 Experiment: Radar quantitative precipitation estimation in the Cévennes-Vivarais region, France, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 48, 1422-1447, 2009.

Dolciné, L., Andrieu, H., et French, M.N.: Evaluation of a conceptual rainfall forecasting model from observed and simulated rain events, *Hydrol. Earth Syst. Sc.*, 2, 173-182, 1998.

DREAL-LR: Atlas des zones inondables du bassin versant des Gardons, Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement de Languedoc-Roussillon, 93 pp., 2003.

DREAL-LR: Atlas Départemental des Zones Inondables – Le Gard – Note de présentation, Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement de Languedoc-Roussillon, 27 pp., 2006.

DREAL-RA: Schéma directeur de prévision des crues du bassin Rhône-Méditerranée, Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement - Rhône-Alpes, 63 pp., 2012.

Dunne, T., et Black, R.D.: Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed, *Water Resour. Res.*, 6, 1296-1311, 1970.

EDF: Système de modélisation TELEMAC - Hydrodynamique bidimensionnelle - Logiciel TELEMAC-2D Version 6.0 – Manuel de l'utilisateur, 124 pp., 2010.

EDF-CETMEF: MASCARET v7.1 Note de principe, 152 pp., 2011.

Erlich, M., Girard, C., et David, E.: Intégration du modèle hydraulique 2D dans la chaîne de prévisions des crues-éclair en temps réel, Symposium européen « Problèmes actuels de la protection contre les inondations », Paris-Orléans, France, 28-29-30 septembre 2012, 12 pp., 2012.

Estupina-Borrell, V., et Dartus, D.: Evaluation of some rapid flood forecast models: TOPMODEL & MARINE, *Transactions on Ecology and the Environment*, 60, 45-54, 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, Toulouse, France, 254 pp., 2004.

Freeze, R.A.: Streamflow generation, *Rev. Geophys.*, 12(4), 627-647, 1974.

Garambois, P.A.: Étude régionale des crues éclair de l'arc méditerranéen français ; élaboration de méthodologies de transfert à des bassins versants non jaugés, Thèse de doctorat, Université de Toulouse, Toulouse, France, 451 pp., 2012.

Gaume, E.: Eléments 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, France, 359 pp., 2002.

Gaume, E., Payrastra, O., et Rosa da Silva, B.: Analyse hydrologique des crues des 8 et 9 septembre 2002 dans le Gard, *Cereve*, Ministère de l'Écologie et du Développement Durable, 95 pp., 2003.

Gaume, E., Livet, M., Desbordes, M., et Villeneuve, J.P.: Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999, *J. Hydrol.*, 286, 135-154, doi:10.1016/j.jhydrol.2003.09.015, 2004.

Gaume, E., et Borga, M.: Post-flood field investigations in upland catchments after major flash floods: proposal of a methodology and illustrations, *J. Flood Risk Management*, 1, 175-189, doi:10.1111/j.1753-318X.2008.00023.x, 2008.

Godunov, S.K.: A difference method for numerical calculation of discontinuous equations of hydrodynamics, *Math Sb.*, 47, 217-300, 1959.

Habert, J., Ricci, S., Piacentini, A., Jonville, G., Le Pape, E., Thual, O., Goutal, N., Zaoui, F., et Ata, R.: Estimation of lateral inflows using data assimilation in the context of real-time flood forecasting for the Marne catchment in France, *SimHydro 2012: Hydraulic modeling and uncertainty*, Sophia Antipolis, France, 12-14 septembre 2012, 11 pp., 2012.

Habets, F., Boone, A., Champeaux, J.L., Etchevers, P., Franchistéguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Quintana Segui, P., Rousset-Regimbeau, F., et Viennot, P.: The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France, *J. Geophys. Res.*, 113, DO6113, doi:10.1029/2007JD008548, 18 pp., 2008.

Hapuarachchi, H.A.P., Wang, Q.J., et Pagano, T.C.: A review of advances in flash flood forecasting, *Hydrol. Process.*, 25, 2771-2784, doi:10.1002/hyp.8040, 2011.

Heber Green, W., et Ampt, G.A.: Studies on soil physics, *The Journal of Agricultural Science*, 4, 1-24, 1911.

Henderson, F.M.: *Open channel flow*, Macmillan, New York, USA, 1966.

Horritt, M.S., et Bates, P.D.: Evaluation of 1D and 2D numerical models for predicting river flood inundation, *J. Hydrol.*, 268, 87-99, 2002.

Horritt, M.S., Bates, P.D. et Mattinson, M.J.: Effects of mesh resolution and topographic representation in 2D finite volume models of shallow water fluvial flow, *J. Hydrol.*, 329, 306-314, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.02.016, 2006.

Horton, R.E.: The role of infiltration in the hydrologic cycle, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 14, 446-460, 1933.

Horton, J.H., et Hawkins, R.H.: Flow path of rain from the soil surface to the water table, *Soil Science*, 100(6), 377-383, 1965.

Hostache, R.: *Analyse d'images satellitaires d'inondations pour la caractérisation tridimensionnelle de l'aléa et l'aide à la modélisation hydraulique*, Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts, Montpellier, France, 256 pp., 2006.

Huet, P., Martin, X., Prime, J.L., Foin, P., Laurain, C., et Cannard, P.: *Retour d'expérience des crues de septembre 2002 dans les départements du Gard, de l'Hérault, du Vaucluse, des Bouches-du-Rhône, de l'Ardèche et de la Drôme*, 546 pp., 2003.

Hunter, N.M., Bates, P.D., Horritt, M.S., et Wilson, M.D.: Simple spatially-distributed models for predicting flood inundation: A review, *Geomorphology*, 90, 208-225, doi:10.1016/j.geomorph.2006.10.021, 2007.

IGN: BD ALTI® Version 1 - Descriptif de contenu, Institut National de l'Information Géographique et Forestière, 11 pp., 2011.

IGN: RGE ALTI® Version 1 – Descriptif de contenu, Institut National de l'Information Géographique et Forestière, 23 pp., 2013.

IGN: BD TOPO® Version 2.1 – Descriptif de contenu, Institut National de l'Information Géographique et Forestière, 160 pp., 2013b.

INRA: DoneSol® version 2.0 - Dictionnaire de données, INRA, 340 pp., 2008.

Jacq, V.: Inventaire des situations à précipitations diluviennes Languedoc-Roussillon / PACA / Corse – Période 1958-1994, Météo-France, France, 190 pp., 1994.

Jonkman, S.N.: Global perspectives on loss of human life caused by floods, *Nat. Hazards*, 34, 151-175, 2005.

Kampf, S., et Burges, S.J.: A framework for classifying and comparing distributed hillslope and catchment hydrologic models, *Water Resour. Res.*, 43, W05243, 24 pp., doi:10.1029/2006WR005370, 2007.

Kim, J., Warnock, A., Ivanov, V.Y., et Katopodes, D.: Coupled modeling of hydrologic and hydrodynamic processes including overland and channel flow, *Adv. Water Resour.*, 37, 104-126, doi:10.1016/j.advwatres.2011.11.009, 2012.

Knebl, M.R., Yang, Z.L., Hutchison, K., et Maidment, D.R.: Regional scale flood modeling using NEXRAD rainfall, GIS, and HEC-HMS/RAS: a case study for the San Antonio River Basin Summer 2002 storm event, *J. Environ. Manage.*, 75, 325-336, doi:10.1016/j.jenvman.2004.11.024, 2005.

Kong A Siou, L.: Modélisation des crues de bassins karstiques par réseaux de neurones – Cas du bassin du Lez (France), Thèse de doctorat, Université Montpellier II, Montpellier, France, 230 pp., 2011.

Kong A Siou, L., Johannet, A., Borrell, V., et Pistre, S.: Complexity selection of a neural network model for karst flood forecasting: the case of the Lez Basin (southern France), *J. Hydrol.*, 403, 367-380, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.04.015, 2011.

Lang, M., et Lavabre, J.: Estimation de la crue centennale pour les plans de prévention des risques d'inondations, Editions Quæ, 232 pp., 2007.

Le Lay, M., et 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, *Geophys. Res. Lett.*, 34 (13), L13401, 2007.

Lerat, J.: Quels apports hydrologiques pour les modèles hydrauliques ? Vers un modèle intégré de simulation des crues, Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 390 pp., 2009.

Lerat, J., Perrin, C., Andréassian, V., Loumagne, C., et Ribstein, P.: Towards robust methods to couple lumped rainfall-runoff models and hydraulic models: A sensitivity analysis on the Illinois River, *J. Hydrol.*, 418-419, 123-135, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.09.019, 2012.

Lian, Y., Chan, I.C., Singh, J., Demissie, M., Knapp, V., et Xie, H.: Coupling of hydrologic and hydraulic models for the Illinois River Basin, *J. Hydrol.*, 344, 210-222, doi:10.1016/j.jhydrol.2007.08.004, 2007.

Linsley, R.K., Kohler, M.A., et Paulhus, J.L.H.: *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York, Etats-Unis, 1949.

Lumbroso, D., et Gaume, E.: Reducing the uncertainty in indirect estimates of extreme flash flood discharges, *J. Hydrol.*, 414-415, 16-30, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.08.048, 2012.

Manning, R.: On the flow of water in open channels and pipes, *Transactions of the Institution of Civil Engineers of Ireland*, vol. 20, 161-207, 1891.

Manus, C., Anquetin, S., Braud, I., Vandervaere, J.P., Creutin, J.D., Viallet, P., et 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, *Hydrol. Earth Syst. Sc.*, 13, 79-97, 2009.

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 Montpellier II, Montpellier, France, 214 pp., 2007.

Marchandise, A., et 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, *Houille Blanche*, 6-2009, 35-41, doi:10.1051/lhb/2009075, 2009.

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, Saint-Etienne, France, 364 pp., 2011.

Marks, K., et Bates, P.: Integration of high-resolution topographic data with floodplain flow models, *Hydrol. Process.*, 14, 2109-2122, 2000.

Martin, C.: Les inondations du 15 Juin 2010 dans le centre Var : réflexion sur un épisode exceptionnel, *Études de Géographie Physique*, 37, 41-76, 2010.

Masih, I., Uhlenbrook, S., Maskey, S., et Ahmad, M.D.: Regionalization of a conceptual rainfall-runoff model based on similarity of the flow duration curve: A case study from the semi-arid Karkheh basin, Iran, *J. Hydrol.*, 391, 188-201, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.07.018, 2010.

McCarthy, G.T.: The Unit Hydrograph and flood routing. Manuscrit non-publié (cité par Chow, 1959), 1938.

McIntyre, N., Lee, H., Wheeler, H., Young, A., et Wagener, T.: Ensemble predictions of runoff in ungauged catchments, *Water Resour. Res.*, 41, W12434, doi:10.1029/2005WR004289, 2005.

MEEDM: Prévision des crues et hydrométrie – Evaluation des réseaux et perspectives, Ministère de l'Ecologie, de l'Energie, du Développement durable et de la Mer, 129 pp., 2010.

Mejia, A.I., et Reed, S.M.: Evaluating the effects of parameterized cross section shapes and simplified routing with a coupled distributed hydrologic and hydraulic model, *J. Hydrol.*, 409, 512-524, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.08.050, 2011.

Merwade, V., Cook, A., et Coonrod, J.: GIS techniques for creating river terrain models for hydrodynamic modeling and flood inundation mapping, *Environ. Modell. Softw.*, 23, 1300-1311, doi:10.1016/j.envsoft.2008.03.005, 2008.

Merz, R., et Blöschl, G.: Regionalisation of catchment model parameters, *J. Hydrol.*, 287, 95-123, doi:10.1016/j.jhydrol.2003.09.028, 2004.

Météo-France: portail « pluies extrêmes » de Météo-France (pluiesextremes.meteo.fr), consulté en septembre 2013.

Miller, W., et Cunge, J.: Simplified equations of unsteady flow, *Unsteady Flow in Open Channels*, K. Mahmood & V. Yevjevich, 1, Chap. 5, Water Res. Publ., Fort Collins, Colorado, USA, 1975.

Montanari, M., Hostache, R., Matgen, P., Schumann, G., Pfister, L. et Hoffmann, L.: Calibration and sequential updating of a coupled hydrologic-hydraulic model using remote sensing-derived water stages, *Hydrol. Earth Syst. Sc.*, 13, 367-380, 2009.

Moore, R.J., Bell, V.A., et Jones, D.A.: Forecasting for flood warning, *C.R. Geoscience*, 337, 203-217, doi:10.1016/j.crte.2004.10.017, 2005.

Moussa, R.: Variabilité spatio-temporelle et modélisation hydrologique – Application au bassin du Gardon d'Anduze, Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier II, Montpellier, France, 259 pp., 1991.

Moussa, R., et Bocquillon, C.: Criteria for the choice of flood-routing methods in natural channels, *J. Hydrol.*, 186, 1-30, 1996.

Moussa, R., et Bocquillon, C.: Approximation zones of the Saint-Venant equations for flood routing with overbank flow, *Hydrol. Earth Syst. Sc.*, 4(2), 251-261, 2000.

Moussa, R., Chahinian, N., et Bocquillon, C.: Distributed hydrological modelling of a Mediterranean mountainous catchment – Model construction and multi-site validation, *J. Hydrol.*, 337, 35-51, doi:10.1016/j.jhydrol.2007.01.028, 2007.

Moussa, R., et Bocquillon, C.: On the use of the diffusive wave for modelling extreme flood events with overbank flow in the floodplain, *J. Hydrol.*, 374, 116-135, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.006, 2009.

Musy, A., et Higy, C.: *Hydrologie : Une science de la nature*, Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, Suisse, 314 pp., 2004.

Nash, J.E., et Sutcliffe, J.V.: River flow forecasting through conceptual models part I – a discussion of principles, *J. Hydrol.*, 10, 282-290, 1970.

Naulet, R., Lang, M., Ouarda, T.B.M.J., Coeur, D., Bobée, B., Recking, A., et Moussay, D.: Flood frequency analysis on the Ardèche river using French documentary sources from the last two centuries, *J. Hydrol.*, 313, 58-78, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.02.011, 2005.

Nelder, J., et Mead, R.: A simplex method for function minimization, *Comput. J.*, 7-4, 308-313, 1965.

Neppel, L.: Analyse de l'épisode pluvieux du 08 et 09 septembre 2002, *Hydrosciences Montpellier - Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable*, 27 pp., 2003.

Noilhan, J., et Planton, S.: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Monthly Weather Review*, 117, 536-549, 1989.

Norbiato, D., Borga, M., Degli Esposti, S., Gaume, E., et Anquetin, S.: Flash flood warning based on rainfall thresholds and soil moisture conditions: An assessment for gauged and ungauged basins, *J. Hydrol.*, 362, 274-290, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.08.023, 2008.

Nuissier, O., Joly, B., Joly, A., Ducrocq, V., et Arbogast, P.: A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern France, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137, 1812-1827, 2011.

Oudin, L., Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., et Le Moine, N.: Spatial proximity, physical similarity, regression and ungaged catchments: A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments, *Water Resour. Res.*, 44, W03413, doi:10.1029/2007WR006240, 2008.

Oudin, L., Kay, A., Andréassian, V., et Perrin, C.: Are seemingly physically similar catchments truly hydrologically similar?, *Water Resour. Res.*, 46, W11558, doi:10.1029/2009WR008887, 2010.

Parajka, J., Merz, R., et Blöschl, G.: A comparison of regionalisation methods for catchment model parameters, *Hydrol. Earth Syst. Sc. Discuss.*, 2, 509-542, 2005.

Pardé, M.: Averses et crues fantastiques dans le Roussillon en octobre 1940, *La Météorologie*, Janvier-Juin 1941, 50-66, 1941.

Perrin, C., et Andréassian, V.: Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation, *J. Hydrol.*, 279, 275-289, doi:10.1016/S0022-1694(03)00225-7, 2003.

Piacentini, A., Thual, O., Watiotienne, T., Ricci, S., Jonville, G., Massart, S., et Marchandise, A.: Assimilation de données en hydrologie, maquette pour le modèle ATHYS, Rapport technique du Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique, TR/CMGC/09/151, 56 pp., 2009.

Piacentini, A., Thual, O., Jonville, G., Ivanoff, C., Ricci, S., Massart, S., et Le Pape, E.: Assimilation de données en hydraulique, maquette pour le modèle MASCARET, Rapport technique du Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique, TR/CMGC/10/16, 135 pp., 2010.

Ponce, V.M., Li, R.M., et Simons, D.B.: Applicability of kinematic and diffusion models, *J. Hydr. Eng. Div.-ASCE*, 104, 353-360, 1978.

Ponton, A., Deniel, J., Estienne, J., Villeveille, A., et Bosc, R.: Mission technique chargée de tirer les enseignements de la catastrophe de Nîmes du 3 octobre 1988, Direction de l'eau et de la prévention des pollutions et des risques, 78 pp., 1989.

Quintana-Segui, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., et Morel, S.: Analysis of near-surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 47, 92-107, doi:10.1175/2007JAMC1636.1, 2008.

Raber, G.T., Jensen, J.R., Hodgson, M.E., Tullis, J.A., Davis, B.A., et Berglund, J.: Impact of Lidar nominal post-spacing on DEM accuracy and flood zone delineation, *Photogramm. Eng. Rem. S.*, 73(7), 793-804, 2007.

Raymond, M., Peyron, N., et Martin, A.: ESPADA, a unique flood management tool: first feedback from the September 2005 flood in Nîmes, 7th International Conference on Hydroinformatics, Nice, France, 2006.

Rivrain, J.C.: Les épisodes orageux à précipitations extrêmes sur les régions méditerranéennes de la France, *Météo-France*, France, 94 pp., 1997.

Roche, M. : Hydrologie de surface, Gauthier-Villars Editeur, Paris, France, 431 pp., 1963.

Roe, P.L.: Approximate Riemann solvers, parameter vectors and differences schemes, *J. Comp. Physics*, 43, 1981.

- Rolley, J.P.: Géologie du département du Gard – Essai de synthèse géologique, 10 pp., 2007.
- Roos, P.J.: Modeling soil water and solute transport – fast, simplified numerical solutions, *Agron. J.*, 95, 1352-1361, 2003.
- Roose, E.: Méthodes de mesure des états de surface du sol, de la rugosité et des autres caractéristiques qui peuvent aider au diagnostic de terrain des risques de ruissellement et d'érosion, en particulier sur les versants cultivés des montagnes, Journées hydrologiques de l'ORSTOM, Montpellier, France, 17-18 septembre 1985, 87-97, 1985.
- Roux, H.: Estimation de paramètres en hydraulique fluviale, à partir de données caractéristiques de l'imagerie aérienne, Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Toulouse, Toulouse, France, 304 pp., 2004.
- Roux, H., Labat, D., Garambois, P.A., Maubourguet, M.M., Chorda, J., et Dartus, D.: A physically-based parsimonious hydrological model for flash floods in Mediterranean catchments, *Nat. Hazard. Earth Sys.*, 11, 2567-2582, doi:10.5194/nhess-11-2567-2011, 2011.
- Ruin, I., Creutin, J.D., Anquetin, S., et Lutoff, C.: Human exposure to flash floods – Relation between flood parameters and human vulnerability during a storm of September 2002 in Southern France, *J. Hydrol.*, 361, 199-213, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.07.044, 2008.
- Saleh, F., Ducharne, A., Flipo, N., Oudin, L., et Ledoux, E.: Impact of river bed morphology on discharge and water levels simulated by a 1D Saint-Venant hydraulic model at regional scale, *J. Hydrol.*, 476, 169-177, doi:10.1016/j.jhydrol.2012.10.027, 2013.
- Samuels, P.G.: Cross section location in one-dimensional models, International Conference on river flood hydraulics, Royaume-Uni, 17-20 septembre 1990, 339-350, 1990.
- Sangati, M., et Borga, M.: Influence of rainfall spatial resolution on flash flood modelling, *Nat. Hazard. Earth Sys.*, 9, 575-584, 2009.
- Sangati, M., Borga, M., Rabuffetti, D., et 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, *Adv. Water Resour.*, 32, 1090-1106, doi:10.1016/j.advwatres.2008.12.007, 2009.
- Saulnier, G.M., et 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 Resour. Res.*, 45, W10425, doi:10.1029/2008WR006906, 2009.
- Sauvagnargues-Lesage, S., et Simonet, C.: Retour d'expérience sur la gestion de l'évènement de Septembre 2002 par les Services de la Sécurité Civile, *Houille Blanche*, 6-2004, 1-7, 2004.
- Sauvagnargues-Lesage, S., Haziza, E., Piatyszek, E., Déchomets, R., Godfrin, V., Rasse, G., Kapfer, A., Roure, J.F., et Benedettini, H.: Contribution à la stratégie préventive des secours face à une alerte « inondation », Programme Risque-Décision-Territoire, Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, France, 251 pp., 2007.
- Scarwell, H.J., et Laganier, R.: Risque d'inondation et aménagement durable des territoires, Presses Universitaires du Septentrion, Lille, France, 241 pp., 2004.

Schäppi, B., Perona, P., Schneider, P., et Burlando, P.: Integrating river cross section measurements with digital terrain models for improved flow modelling applications, *Comput. Geosci.*, 36, 707-716, doi:10.1016/j.cageo.2009.12.004, 2010.

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, Grenoble, France, 310 pp., 1990.

Sheffer, N.A., Enzel, Y., Benito, G., Grodek, T., Poart, N., Lang, M., Naulet, R., et Coeur, D.: Paleofloods and historical floods of the Ardèche river, France, *Water Resour. Res.*, 39, 1376, 13 pp., doi:10.1029/2003WR002468, 2003.

Sheffer, N.A., Rico, M., Enzel, Y., Benito, G., et Grodek, T.: The Palaeoflood record of the Gardon river, France: A comparison with the extreme 2002 flood event, *Geomorphology*, 98, 71-83, doi:10.1016/j.geomorph.2007.02.034, 2008.

SIEE-SOGREAH: Validation des relevés hydrométriques de l'évènement des 8 et 9 septembre 2002, rapport SIEE-SOGREAH pour la DDE du Gard, 258 pp., 2004.

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., et Zehe, E.: IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003-2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences, *Hydrolog. Sci. J.*, 48(6), 857-880, 2003.

SMAGE: Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux des Gardons, document rédigé par le SMAGE, le BCEOM et NICAYA, approuvé par arrêté inter-préfectoral le 27 février 2001, 403 pp., 2001.

SOGREAH: Mise à 2x2 voies de la RN 106 entre Boucoiran et la Calmette – Etude hydraulique complémentaire suite aux inondations des 8 et 9 septembre 2002, rapport SOGREAH pour la DDE du Gard, 2002.

SOGREAH: Mise à 2x2 voies de la RN 106 entre Boucoiran et la Calmette – Complément d'étude suite à la crue des 8 et 9 septembre 2002 dans la plaine de la Gardonnenque, rapport SOGREAH pour la DDE du Gard, 35 pp., 2005.

SPC-GD: Règlement de surveillance, de prévision et de transmission de l'information sur les crues, Service de Prévision des Crues - Grand Delta, version 2.0, 78 pp., 2011.

SPC-GD: Règlement de surveillance, de prévision et de transmission de l'information sur les crues, Service de Prévision des Crues - Grand Delta, version 3.0, 81 pp., 2013.

Tate, E.C., Maidment, D.R., Olivera, F., et Anderson, D.J.: Creating a terrain model for floodplain mapping, *J. Hydrol. Eng.*, 7(2), 100-108, 2002.

Tayefi, V., Lane, S.N., Hardy, R.J., et Yu, D.: A comparison of one- and two-dimensional approaches to modelling flood inundation over complex upland floodplains, *Hydrol. Process.*, 21, 3190-3202, doi:10.1002/hyp.6523, 2007.

Thierion, V.: Contribution à l'amélioration de l'expertise en situation de crise par l'utilisation de l'informatique distribuée – Application aux crues à cinétique rapide, Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, France, 356 pp., 2010.

- Thierion, V., Ayral, P.A., Geisel, J., Sauvagnargues-Lesage, S., et Payrastre, O.: Grid technology reliability for flash flood forecasting: End-user assessment, *J. Grid Computing*, 9, 405-422, 2011.
- Thompson, J., Sorenson, H., Gavin, H., et Refsgaard, A.: Application of the coupled MIKE SHE / MIKE 11 modelling system to a lowland wet grassland in southeast England, *J. Hydrol.*, 293, 151-179, 2004.
- Toukourou, M., Johannet, A., Dreyfus, G., et Ayral, P.A.: Rainfall-runoff modeling of flash floods in the absence of rainfall forecasts: the case of "Cévenol flash floods", *J. Appl. Intell.*, 35, 1078-1089, 2011.
- Tramblay, Y., Bouvier, C., Martin, C., Didon-Lescot, J.F., Todorovik, D., et Domergue, J.M.: Assessment of initial soil moisture conditions for event-based rainfall-runoff modeling, *J. Hydrol.*, 387, 176-187, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.04.006, 2010.
- Tramblay, Y., Bouvier, C., Ayral, P.A., et Marchandise, A.: Impact of rainfall spatial distribution on rainfall-runoff modeling efficiency and initial soil moisture conditions estimation, *Nat. Hazard. Earth Sys.*, 11, 157-170, doi:10.5194/nhess-11-157-2011, 2011.
- Vannier, O., Braud, I., et Anquetin, S.: Regional estimation of catchment-soil properties by means of streamflow recession analysis for use in distributed hydrological models, *Hydrol. Process.*, doi:10.1002/hyp.10101, 2013.
- Versiani, B.: Modélisation de la relation pluie-débit pour la prévision des crues – Etude comparative de 2 méthodes globales et application du bassin du Gardon à Anduze, Thèse de docteur-ingénieur, Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble, France, 235 pp., 1983.
- Versini, P.A.: Surveillance du risque hydrologique diffus le long des itinéraires routiers – Eléments pour la construction d'un outil d'annonce des crues, Thèse de doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Champs-sur-Marne, France, 257 pp., 2007.
- Versini, P.A.: Use of radar rainfall estimates and forecasts to prevent flash flood in real time by using a road inundation warning system, *J. Hydrol.*, 416, 157-170, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.11.048, 2012.
- Vidal, J.P.: Assistance au calage de modèles numériques en hydraulique fluviale – Apports de l'intelligence artificielle, Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Toulouse, Toulouse, France, 310 pp., 2005.
- Vigicrues: site d'information sur la vigilance « crues » SPC-SCHAPI (<http://www.vigicrues.gouv.fr/>), consulté en septembre 2013.
- Vincendon, B., Ducrocq, V., Saulnier, G.M., Bouilloud, L., Chancibault, K., Habets, F. et Noilhan, J.: Benefit of coupling the ISBA land surface model with a TOPMODEL hydrological model version dedicated to Mediterranean flash-floods, *J. Hydrol.*, 394, 256-266, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.04.012, 2010.
- Vinet, F.: Approches nationales de la prévention des risques et besoins locaux : le cas de la prévision et de l'alerte aux crues dans le Midi méditerranéen, *Géocarrefour*, 82/1-2, 35-42, 2007.
- Viviroli, D., Mittelbach, H., Gurtz, J., et Weingartner, R.: Continuous simulation for flood estimation in ungauged mesoscale catchments of Switzerland – Part II: Parameter regionalization and flood estimation results, *J. Hydrol.*, 377, 208-225, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.08.022, 2009.
- Weisbach, J.A.: Principles of the Mechanics of Machinery and Engineering - Volume 1: Theoretical Mechanisms, Hippolyte Bailliere, Londres, Angleterre, 1847.

Whiteaker, T.L., Robayo, O., Maidment, D.R., et Obenour, D.: From a NEXRAD rainfall map to a flood inundation map, *J. Hydrol. Eng.*, 11, 37-45, doi:10.1061/(ASCE)1084-0699(2006)11:1(37), 2006.

Yen, B.C.: Open channel flow resistance, *J. Hydraul. Eng.*, 128(1), 20-39, 2002.

Zimmermann, U., Munnich, K.O., Roether, W., Kruetz, W., Schubach, K., et Siegel, O.: Tracers determine movement of soil moisture and evapotranspiration, *Science*, 152, n°3720, 346-347, 1966.

Zoccatelli, D., Borga, M., Zanon, F., Antonescu, B., et Stancalie, G.: Which rainfall spatial information for flash flood response modelling? A numerical investigation based on data from the Carpathian range, Romania, *J. Hydrol.*, 394, 148-161, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.07.019, 2010.

Annexes

Annexe 1 : Localisation ces zones karstiques dans le sud-est de la France.

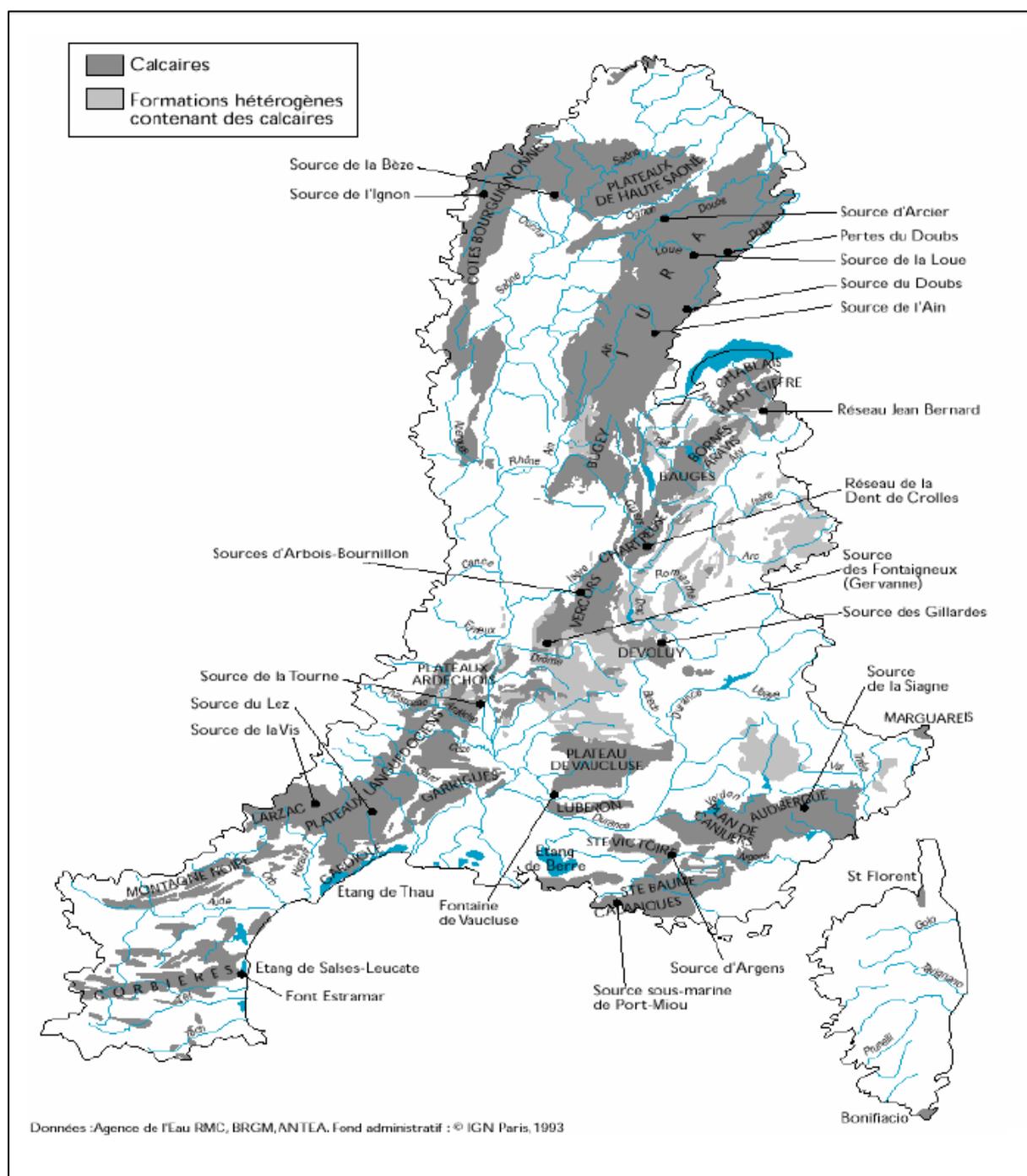


Figure 55 : Localisation des zones karstiques dans le bassin Rhône-Méditerranée-Corse (figure tirée de Marchandise, 2007).

Annexe 2 : Présentation du bassin versant du Gardon.

Dans cette annexe, on présente le bassin versant du Gardon, objet d'application de ce travail de thèse. La présentation concerne le bassin topographique, délimité par le relief. Après quelques généralités, concernant la localisation ou encore la superficie du bassin, la description porte sur les caractéristiques physiques (topographie, géologie, hydrographie) et climatiques de celui-ci, puis sur une caractérisation anthropique (répartition de la population, occupation des sols, aménagements hydrauliques...).

1 Localisation et quelques caractéristiques générales

Le bassin versant du Gardon est situé dans le sud de la France, à cheval sur les départements du Gard et de la Lozère (voir figure 56). Sa superficie est d'environ 2 040 km². Il est orienté selon un axe nord-ouest – sud-est. Il présente une forme plutôt allongée : son indice de compacité de Gravelius²¹ est de 2.8. Il est voisin des bassins versants de l'Ardèche (2 375 km²), de la Cèze (1 360 km²), et du Vidourle (830 km²), avec lesquels ils partagent un comportement hydrologique proche, à crues à cinétique rapide, évoqué au chapitre 1.

Le Gardon est le dernier affluent majeur du Rhône aval. Il prend sa source dans les Cévennes, zone de moyennes montagnes ayant pour point culminant le Pic de Finiels (1 699 m), dans le massif du Mont Lozère. Les Cévennes constituent la limite sud-est de la ligne de partage des eaux entre la Méditerranée et l'Atlantique.

²¹ L'indice de compacité de Gravelius (1914) permet de caractériser la forme générale d'un bassin versant, et plus précisément sa proximité de forme avec un cercle de même surface. Il est défini comme : $K_G = P/(2\sqrt{\pi A})$, avec P le périmètre du bassin, et A sa superficie. Une valeur d'indice proche de 1 renseigne un bassin versant de forme quasi-circulaire. Un indice plus important indique un bassin de forme étirée, allongée. Pour plus de détails, voir par exemple : Musy et Higy, 2004.

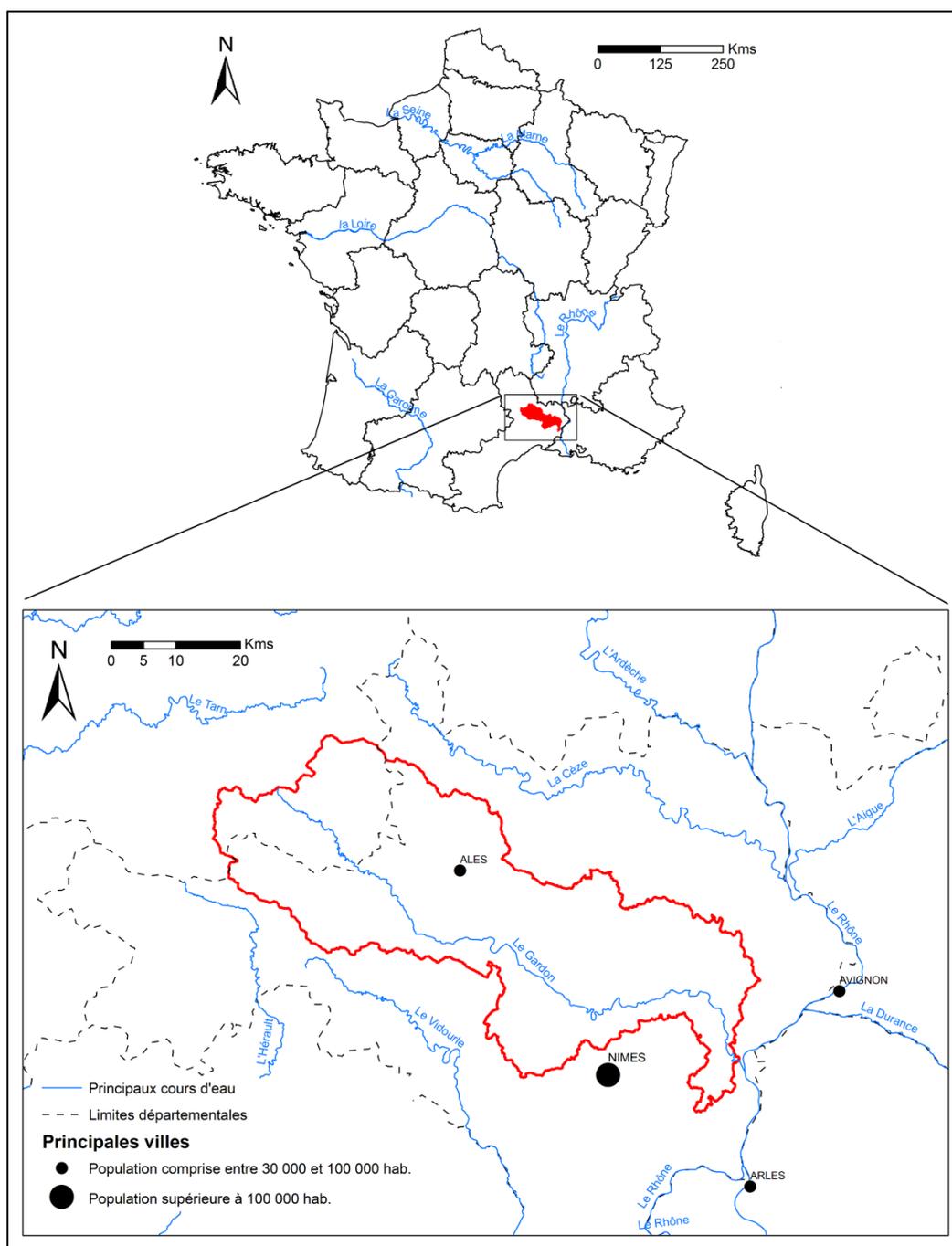


Figure 56 : Localisation du bassin versant du Gardon (en rouge). Régions et départements d'après la BD GEOFLA[®] de l'IGN, version 1.1 ; Principaux cours d'eau, en bleu, d'après la BD CARTHAGE[®] (IGN) ; Populations des principales villes d'après les données de la BD TOPO[®] (IGN), version 2.1.

2 Caractérisation physique et climatique

2.1 Relief et pentes

La figure 57 présente le relief du bassin et de son voisinage proche. L'altitude moyenne du bassin est de presque 295 m. On note un large écart entre l'altitude de l'exutoire, situé à seulement quelques mètres au-dessus du niveau de la mer, et les points les plus hauts au nord-ouest, dépassant les 1 300 m. Près de 52 % de la superficie présente une altitude inférieure à 200 m. La partie intermédiaire-aval

du bassin est très plane. Constituant la limite nord de cette partie, le Mont Bouquet, un promontoire calcaire s'étendant d'Alès à Bagnols-sur-Cèze, est le seul élément de relief notable, culminant à 630 m. La zone amont du bassin est nettement plus pentue et accidentée. Le relief est constitué de nombreuses crêtes raides (les serres cévenoles), séparées les unes des autres par de profondes vallées où s'écoulent des cours d'eau tortueux. Cette zone amont est délimitée par le Mont Aigoual (1565 m.), lieu considéré comme le plus pluvieux de France métropolitaine (avec plus de deux mètres d'eau par an en moyenne), et plus au nord, par les premiers reliefs du Mont Lozère.

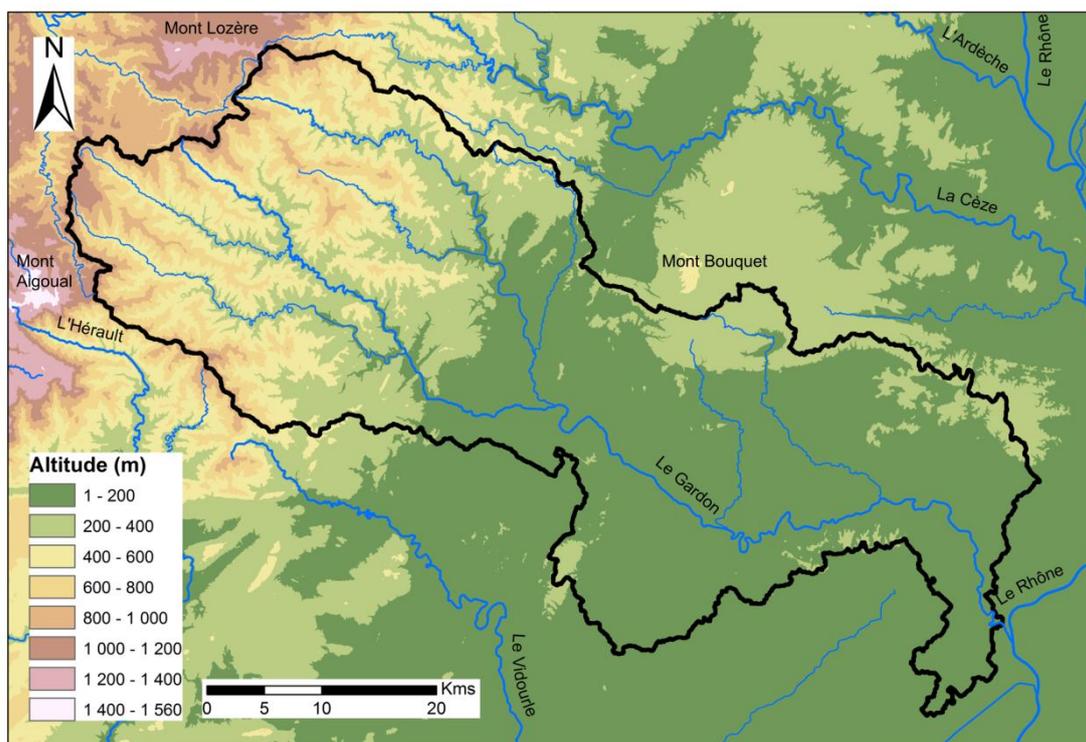


Figure 57 : Relief du bassin versant du Gardon et du voisinage proche, d'après la BD ALTI® à 25 m de l'IGN, version 1. En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN).

La figure 58 détaille les pentes du bassin du Gardon et de son voisinage. A l'échelle complète du bassin, la pente moyenne est d'environ 20 %. Les pentes sont limitées dans la partie intermédiaire-aval du bassin, n'excédant généralement pas cette valeur moyenne. Elles peuvent être importantes à l'amont, atteignant par endroit 65 %. Comparativement aux valeurs sur les versants, les pentes des lits des principaux cours d'eau du bassin paraissent très faibles. Elles oscillent entre un maximum d'environ 4 % sur les cours d'eau à l'amont, et moins de 0.1 % à proximité de l'exutoire du bassin (SMAGE, 2001).

Comme déjà indiqué au chapitre 1 et décrit par Ayral (2005), les fortes pentes sont favorables à plusieurs processus associés à la genèse des crues. Elles sont a priori propices au ruissellement de surface et à l'écoulement hypodermique. Dans le cas d'un sol peu couvert, elles peuvent également favoriser l'infiltration : le ruissellement acquiert une énergie cinétique suffisante pour décaper les pellicules de battance, permettant ensuite le déclenchement de ce processus (Ayral, 2005).

Les zones à faibles pentes sont favorables à l'infiltration et au stockage de l'eau dans les sols, d'autant plus qu'elles sont souvent associées à des sols plus épais.

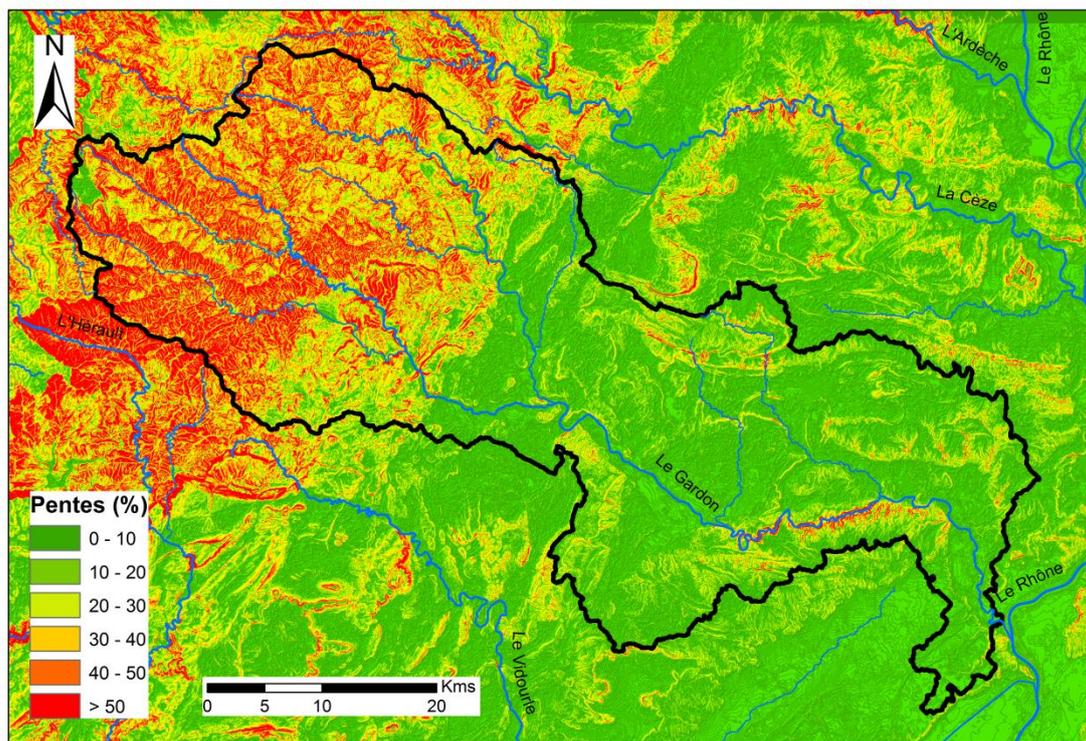


Figure 58 : Pentés du bassin versant du Gardon et du voisinage proche, d'après la BD ALTI[®] à 25 m de l'IGN, version 1. En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN).

2.2 Géologie

La figure 59 détaille la géologie du bassin versant du Gardon. Elle a été établie d'après la carte géologique du BRGM²² au 1/1 000 000. Le bassin peut être décomposé en trois zones géologiques distinctes : la zone cévenole, en amont de la faille des Cévennes ; la zone intermédiaire-aval, entre cette même faille et la faille de Nîmes ; et enfin l'extrême aval du bassin en bordure du Rhône, à l'aval de la faille de Nîmes.

La zone cévenole est majoritairement constituée de roches métamorphiques : micaschistes, schistes graphiteux, calcshistes, et gneiss pour l'essentiel. L'âge du métamorphisme est assez mal connu. Il pourrait s'être produit durant la phase de plissement hercynien, vers -350 à -320 millions d'années (Rolley, 2007). Ces formations métamorphiques sont traversées localement par des complexes granitiques, d'origine profonde (magmatique) et rendus visibles par l'érosion. Ces substratums schisteux et granitiques sont peu poreux, voire imperméables. Ils sont souvent surmontés, sauf dans les zones à trop fortes pentes, d'un horizon d'altération perméable et qui peut être assez épais. On parle d'*arène granitique* pour les granites. Ayral (2005) dans le cas d'expérimentations de genèse du ruissellement sur un petit sous-bassin cévenol du Gardon, observe des épaisseurs d'arène granitique atteignant plus de 2 m en certains points. L'auteur constate également leur très forte capacité de rétention (supérieure à 400 mm).

Au nord de la jonction des failles de Villefort et des Cévennes, des bassins houillers se sont développés (dépôts du Carbonifère). Les plus importants sont ceux de la Grand-Combe et de Bessèges. Exploités de façon industrielle lors des deux derniers siècles, ils ont contribué au développement économique et démographique important de la ville d'Alès et de ses environs.

²² BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

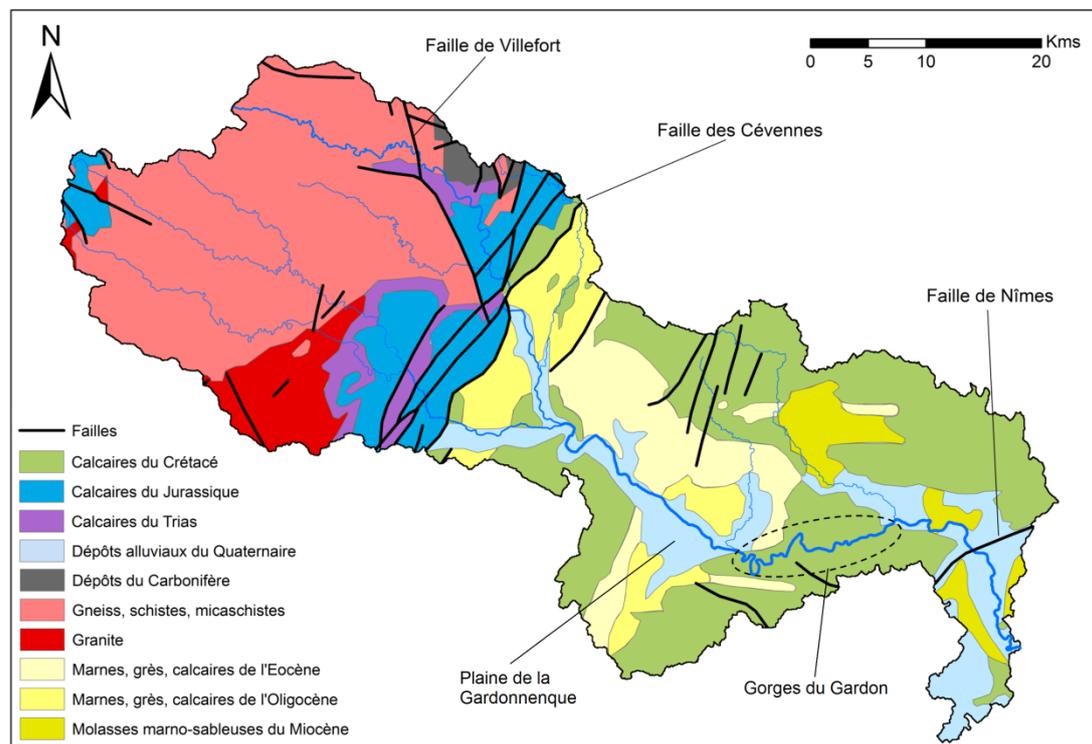


Figure 59 : Géologie simplifiée du bassin versant du Gardon, d'après la carte géologique au 1/1 000 000 du BRGM²². En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN).

La zone amont de la faille des Cévennes, très fracturée, est essentiellement composée de terrains secondaires (calcaires du Crétacé, du Jurassique et du Trias, plus ou moins karstifiés). Il est également à noter la présence, à l'extrême ouest du bassin, de terrains calcaires : ce sont les premiers paysages des Causses lozériennes.

Dans la partie du bassin comprise entre les failles des Cévennes et de Nîmes, ce sont les plateaux calcaires, le plus souvent urgoniens (du Crétacé moyen : c'est le fameux calcaire blanc fréquent en Provence), et plus rarement hauteriviens (Crétacé inférieur), qui dominent. Ces plateaux sont plus ou moins fortement karstifiés (Rolley, 2007). Ils sont entrecoupés de dépôts sédimentaires plus récents, de l'Eocène, du Miocène et de l'Oligocène. Ceux-ci peuvent être très épais : le remplissage du fossé d'effondrement d'Alès, à l'aval immédiat de la faille des Cévennes, atteint 1 000 à 2 000 m d'épaisseur (Rolley, 2007). Des dépôts alluviaux façonnent les lits du Gardon et de ses affluents. Leur puissance maximale est de l'ordre de 10 m, mais l'affleurement calcaire apparaît à de nombreux endroits, du fait d'une importante activité d'extraction de matériaux (SMAGE, 2001). La largeur des dépôts atteint plusieurs kilomètres dans le secteur de la plaine de la Gardonnenque. Ils sont absents dans le secteur des gorges du Gardon, creusées sur près de 100 m de hauteur dans les calcaires urgoniens, et s'étendant sur une vingtaine de kilomètres.

C'est dans cette partie intermédiaire-aval que l'on trouve l'essentiel des aquifères du bassin (SMAGE, 2001). Ils sont de deux types : on distingue la nappe alluviale des aquifères profonds. La nappe alluviale constitue une ressource importante, car les alluvions offrent de bonnes caractéristiques de porosité, de perméabilité et de transmissivité. Elle est toutefois peu développée, du fait des épaisseurs assez faibles des dépôts alluviaux. Les aquifères profonds se sont développés dans les calcaires du bassin (karsts), et particulièrement dans les calcaires urgoniens. Ils sont alimentés par l'infiltration des pluies, et dans certains cas, par des contributions directes du Gardon ou de ses affluents (pertes). De nombreuses résurgences existent, et se situent pour la plupart dans le secteur

des gorges du Gardon. La fontaine d'Eure située près d'Uzès, qui alimentait la ville de Nîmes par l'intermédiaire du Pont-du-Gard jusqu'au VI^{ème} siècle, est une des plus connue. Son débit annuel est estimé à environ 12 millions de m³ (observation en 1993 ; voir SMAGE, 2001). Des mesures de débit réalisées ont permis d'estimer, à l'échelle du bassin, le volume global d'écoulement du karst à 200 millions de m³ par an (SMAGE, 2001).

La faille de Nîmes, comme la faille des Cévennes, limite un profond fossé d'effondrement, ici dénommé la Vistrenque. Ce fossé est comblé par des dépôts alluviaux grossiers du Rhône, surmontés par des limons d'épaisseur variable (SMAGE, 2001 ; Rolley, 2007). Des dépôts plus anciens, du Crétacé et du Miocène, y sont également visibles.

2.3 Hydrographie

La figure 60 détaille les nombreux cours d'eau du bassin du Gardon, et les lits (mineurs, moyens, majeurs) associés, ainsi que l'étendue de l'inondation majeure de septembre 2002.

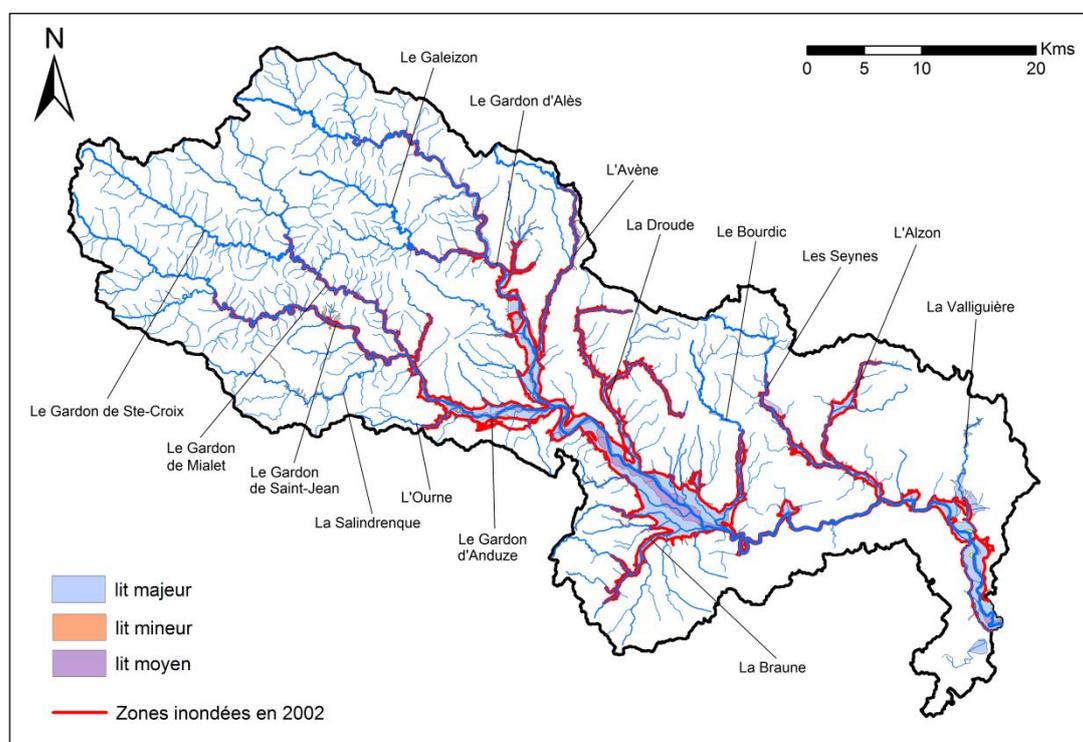


Figure 60 : Hydrographie, zonage des lits mineur, moyen et majeur, et extension de l'inondation de septembre 2002, à l'échelle du bassin versant du Gardon. En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN). Les limites des lits et l'extension de l'épisode de 2002 sont les données définies dans l'Atlas des zones inondables du bassin versant des Gardons (DREAL-LR, 2003).

D'une façon schématique, le bassin comporte deux tronçons principaux à l'amont : les Gardons dits d'Alès (au nord) et d'Anduze (au sud), du nom des communes que ceux-ci traversent. Ces deux biefs confluent dans la partie intermédiaire du bassin, à proximité de la commune de Ners, formant le Gardon (aussi dénommé *Gard* ou encore *Gardons*). Les affluents des Gardons d'Alès et d'Anduze sont souvent dénommés *Gardon de [...]*, complété du nom de la commune principale traversée (Gardon de Sainte-Croix, Gardon de Mialet, Gardon de Saint-Jean...). Ce n'est toutefois pas une règle générale (par exemple, cas de l'Avène, de la Salindrenque, ou encore du Galeizon).

A l'échelle du bassin, et d'après les données de la BD CARTHAGE® de l'IGN, le bassin est traversé par un total cumulé de 1 680 km de cours d'eau. Le bief principal, en aval de la confluence des deux Gardons d'Alès et d'Anduze, a une longueur de 69 km jusqu'à la confluence. Les deux tronçons principaux à l'amont, ont des longueurs du même ordre : 61 km pour le Gardon d'Alès depuis ses sources ; environ 66 km pour le Gardon d'Anduze et son tronçon amont du Gardon de Saint-Jean.

Les vitesses d'écoulement en crue sont importantes. Pour des crues d'importance moyenne (débits de l'ordre de 1 000 m³/s en aval de la confluence des deux Gardons amont), les temps de transfert sont de l'ordre de 7 heures de la confluence à Remoulins, dans la partie aval du bassin (voir figure 61), soit une vitesse moyenne d'environ 8 km/h. Sur les cours d'eau en amont du bassin, des valeurs plus importantes peuvent être atteintes, jusqu'à 12 km/h (SMAGE, 2001).

Sur la partie amont du bassin, le réseau hydrographique est très ramifié, et les cours d'eau s'écoulent dans des lits étroits aux versants pentus (voir figure 60). De très nombreux petits affluents alimentent les Gardons d'Anduze et d'Alès. Plus en aval, les vallées s'élargissent pour donner naissance à des plaines alluviales, atteignant plusieurs kilomètres de large. Le réseau hydrographique se simplifie, car traversant des formations plus tendres, à dominantes secondaires. Quelques affluents importants alimentent le Gardon : l'Avène (dont le bassin versant topographique est d'une superficie de 58 km²), la Droude (127 km²), la Braune (145 km²), le Bourdic (91 km²), et l'Alzon (203 km²). Les petits apports y sont bien moins nombreux. La plaine alluviale s'interrompt lors de la traversée des gorges. Elle réapparaît en sortie, mais s'étend moins largement que dans la Gardonnenque.

Les lits moyens et majeurs des cours d'eau du bassin occupent une superficie totale d'environ 170 km², ce qui représente 8.3 % de la superficie du bassin. Au cours de l'épisode catastrophique de 2002, la quasi-totalité de cet espace a été occupée. Les hauteurs d'eau les plus importantes ont été relevées dans les gorges du Gardon, et ont été comprises entre 16 et 18 m (Bonnifait *et al.*, 2009). Les gorges jouent un rôle canalisateur, un peu à l'image d'un entonnoir : l'eau est ralentie en amont et s'accumule (dans la plaine de la Gardonnenque, des valeurs proches de 15 m ont été atteintes) ; dans les gorges, l'écoulement, contraint par le brusque rétrécissement du lit, gagne en vitesse et en hauteur, ce qui amplifie le risque à l'aval. L'évènement a été moins dramatique en amont du bassin. Sur cette partie amont, les cours d'eau sont encaissés, et les débordements restent très limités. L'épisode de septembre 2002 est détaillé au chapitre 3.

Chaque année en été, le Gardon présente dans sa partie en aval de la confluence, des assecs. Ceux-ci ont une origine multiple : pertes karstiques dans le lit du cours d'eau, essentiellement situées dans la plaine de la Gardonnenque ; forte évapotranspiration ; pompages pour l'irrigation. Les pertes karstiques sont globalement constantes, et ont été évaluées à environ 3 m³/s entre Ners et Collias, à la fin des gorges (SMAGE, 2001). Selon SMAGE (2001), les étiages ordinaires du Gardon n'excèdent pas 5 m³/s.

2.4 Caractéristiques climatiques et hydrologiques, et quelques évènements extrêmes

Le bassin versant du Gardon est soumis à un climat de type méditerranéen. Quelques nuances apparaissent entre ses parties amont et aval. La zone intermédiaire-aval du bassin est soumise à des pluies annuelles relativement modérées. Le cumul moyen y est inférieur à 1 m (voir figure 61). Les étés y sont souvent secs et chauds, avec des températures dépassant fréquemment les 30°C, et les hivers assez doux avec peu de jours de gel. Plus en amont, le climat devient franchement montagnard. Les précipitations annuelles y sont très importantes, supérieures à 1 300 mm, et les hivers froids. Le Mont Aigoual, dont les premières crêtes constituent une partie de la limite amont du bassin, est connu pour ses nombreux records. Ainsi, par exemple, 4 015 mm de pluie y ont été relevés pour l'ensemble de l'année 1913 ; le minimum de température enregistré y est de -28°C ; l'épaisseur de givre peut atteindre 120 cm en 24 heures (www.aigoual.asso.fr). L'influence

méditerranéenne disparaît complètement au niveau des premiers plateaux lozériens, au-delà de la limite amont du bassin.

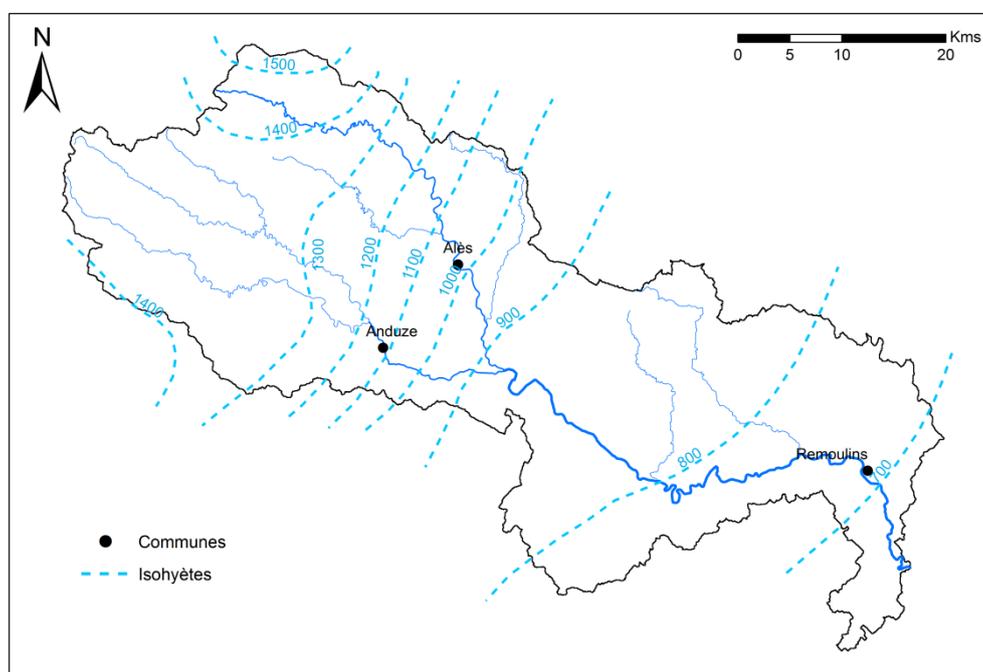


Figure 61 : Isohyètes annuels (mm) à l'échelle du bassin versant du Gardon, d'après SMAGE (2001). La localisation des communes évoquées dans le texte est également renseignée. En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN).

La figure 62 présente les pluies mensuelles moyennes et les lames d'eau écoulées mensuelles moyennes, en mm, à la station d'Anduze, située sur le piémont cévenol (voir figure 61). Les données pluviométriques ont été reprises de la thèse de Marchandise (2007), et concernent la période 1992-2003 (à l'exclusion de l'année 2001). Les débits sont issus de la Banque Hydro²³, et ont été calculés sur la période 1970 – 2014.

Les valeurs observées sont très variables d'un mois à un autre : par exemple, les cumuls de pluie varient du simple au quintuple (cas des mois de juillet et de novembre). Cependant, des tendances saisonnières se dégagent. La pluviométrie mensuelle est importante en automne et au début de l'hiver, période à laquelle ont très souvent lieu les événements les plus extrêmes (voir chapitre 1). Une seconde période pluvieuse, plus modérée, a lieu au printemps. Les mois de juillet et août sont presque toujours peu arrosés. Logiquement, les valeurs des lames d'eau écoulées suivent une tendance proche. Elles sont élevées en automne et en hiver. L'écoulement est très faible en été, période d'étiage. Des constats similaires peuvent être faits aux autres stations du bassin, et à celles des grands bassins voisins (Ardèche, Cèze, Vidourle...).

²³ Banque Hydro : banque de données des stations de mesure des cours d'eau français (www.hydro.eaufrance.fr).

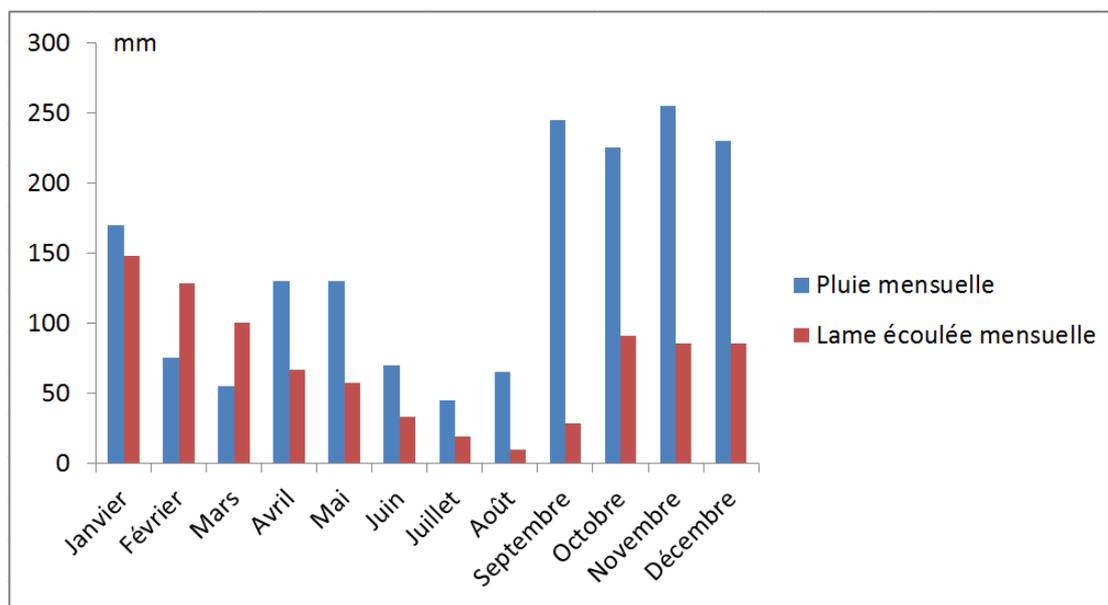


Figure 62 : Pluies mensuelles moyennes et lames d'eau écoulées mensuelles moyennes en mm à l'échelle du sous-bassin du Gardon d'Anduze (545 km²). Pluies moyennes sur la période 1992 – 2003 (année 2001 exclue), d'après Marchandise (2007) ; lames d'eau écoulées moyennes d'après les données de la Banque Hydro à la station d'Anduze, pour la période 1970 – 2014.

La figure 62 renseigne également des coefficients de ruissellement mensuels moins importants en automne qu'aux autres mois de l'année. Le coefficient de ruissellement est le rapport entre les lames écoulées et précipitées. Il est particulièrement faible en septembre, avec une valeur de l'ordre de 12 %. Puis, en fin d'automne, il atteint des valeurs des plus élevées (par exemple : 40 % en décembre ; 90 % en janvier ; à noter que la hausse entre ces deux mois paraît trop brutale pour être réaliste²⁴). Cette évolution s'explique par le rechargement du stock hydrique du bassin : en début d'automne, les premières pluies tombent sur un bassin sec ; en fin d'automne, le stock hydrique est important, et le ruissellement plus prononcé. D'après la graphique, le coefficient de ruissellement est même supérieur à 100 % lors des mois de février et mars, ce qui paraît très peu réaliste. La participation de la fonte des neiges, une vidange très prononcée des sols, peuvent être des éléments d'explication ; toutefois, il semble que ce constat soit en réalité un artefact, certainement dû au fait que les deux périodes pour lesquelles les moyennes sont faites ne sont pas les mêmes, et n'ont pas la même durée (moyennes sur 10 ans pour les pluies ; moyennes sur 40 ans pour les débits). Marchandise (2007), citant Davy (1956) qui analyse ces coefficients à Remoulins (voir figure 61), renseigne des valeurs plus faibles et réalistes : 63 % en février, et 60 % en mars.

En complément, il faut préciser que ces valeurs mensuelles sont très variables d'une année à une autre, et que l'écart-type associé est assez important. Selon Marchandise (2007), sur le Gardon d'Anduze, si 760 mm de pluie ont été relevés en janvier 1996, seulement 15 mm sont mesurés pour le mois de janvier 2000. Bien évidemment, les valeurs mensuelles les plus importantes sont associées à un ou des événements extrêmes.

A l'échelle du Gardon, les derniers événements majeurs en date sont ceux de septembre 1890, d'octobre 1907, de septembre 1958 et de septembre 2002. On peut également citer l'épisode de

²⁴ Selon Marchandise (2007), qui cite les résultats de Davy (1956) à la station de Remoulins dans la partie aval du bassin (voir figure 60), les coefficients de ruissellement pour les mois évoqués de septembre, décembre et janvier, sont respectivement de : 11 %, 61 % et 81 %. Ainsi, notre valeur évaluée à Anduze pour le mois de septembre est très proche ; il y a quelques différences pour celles des deux autres mois. De plus, l'écart entre les valeurs des mois de janvier et de décembre obtenu par Davy (1956) paraît plus réaliste.

septembre 1976, cependant moins important que les précédents. Peu d'informations chiffrées nous sont parvenues quant à l'épisode de septembre 1890 (SPC-GD, 2013). Il a été vraisemblablement majeur sur la totalité du bassin du Gardon ; cet épisode constitue encore aujourd'hui la crue de référence pour le bassin voisin de l'Ardèche. Au Pont d'Arc, dans les gorges de l'Ardèche, le niveau d'eau a atteint 21 m, et le cours d'eau a emprunté un ancien méandre contournant l'arche naturelle, situé 19 m au-dessus du lit. La crue a fait 35 morts sur ce bassin (Naulet *et al.*, 2005). L'épisode d'octobre 1907 a été très importants sur la partie amont du bassin du Gardon, mais également à l'aval. Selon SPC-GD (2013), le débit de pointe atteint à Remoulins a été de l'ordre de 5 300 m³/s. La crue de septembre 1958 constitue toujours actuellement la crue de référence à l'amont du bassin. Elle a été moins importante à l'aval que la crue plus récente de septembre 2002. Cet épisode s'est déroulé en deux temps : de premières pluies importantes ont touché les Cévennes les 29 et 30 septembre 1958, et ont déversé jusqu'à environ 430 mm à proximité de l'Aigoual ; puis, un second épisode pluviométrique se déroule les 3 et 4 octobre 1958, est plus modéré, et concerne essentiellement le piémont cévenol (Jacq, 1994). Sur la totalité de l'évènement, environ 30 morts ont été dénombrés pour l'ensemble des zones touchées (tous les cours d'eau du Gard, ainsi que l'Ardèche et l'Hérault – pluiesextremes.meteo.fr). Sur le Gardon, la crue a été moins importante à l'aval que l'évènement de septembre 2002. D'après Ayrat (2005), qui cite Davy (1980), le débit de pointe à Remoulins a été de l'ordre de 4 500 m³/s. Enfin, et comme déjà évoqué, le dernier épisode majeur en date est celui de septembre 2002, qui est décrit au chapitre 3, et dont nous nous contentons ici de donner quelques valeurs significatives de son exceptionnalité. Des cumuls compris entre 600 et 700 mm en 24 heures ont été observés dans le triangle des communes d'Alès, d'Anduze, et de Ners (commune juste en aval de la confluence des Gardons d'Anduze et d'Alès). Des débits records ont été atteints en aval de la confluence des Gardons, et ont été estimés à 7 000 m³/s (SIEE-SOGREAH, 2004). En certains sous-bassins, les débits spécifiques ont été supérieurs à 20 m³/s/km² (Gaume *et al.*, 2003 ; Delrieu *et al.*, 2005). Il a été dénombré 24 victimes, et le montant des dégâts a été estimé à 1,2 milliards d'euros sur l'ensemble du département du Gard.

Outre ces épisodes, une étude sur les paléo-crues, menée dans les gorges du Gardon, indique que des évènements encore plus importants ont eu lieu au cours des 500 dernières années (Sheffer *et al.*, 2008). Les auteurs proposent une estimation des débits atteints dans ce secteur de 8 000 m³/s.

3 Caractérisation anthropique

Cette partie propose une caractérisation du bassin versant du Gardon du point de vue de l'espace humain. Dans un premier temps, on détaille la répartition de la population. La description porte ensuite sur l'occupation des sols du bassin. Puis, on décrit les aménagements hydrauliques et les équipements existants pour la prévision des crues.

3.1 Répartition de la population

La figure 63 renseigne la répartition de la population et la localisation des principales villes du bassin. Seules les villes de plus de 2 000 habitants sont renseignées. Les données employées sont celles du dernier recensement de 2011 (INSEE²⁵). La ville d'Alès est la plus importante du bassin, avec 40 851 habitants recensés. C'est la deuxième plus grosse ville du Gard, derrière Nîmes (144 940 habitants). Quelques autres villes du bassin ont également une population supérieure à 5 000 habitants : Uzès (8 626 habitants), Saint-Christol-lès-Alès (6 738 hab.) et La Grand-Combe (5 196 hab.). La population totale du bassin est évaluée à environ 200 000 habitants en 2011. C'est une approximation, les limites communales ne correspondant pas forcément à celle du bassin versant.

Selon une estimation effectuée par la DREAL-LR d'après les données du recensement de 1999, plus d'un quart (25,5%) de la population du bassin habite en zone inondable (DREAL-LR, 2006). Ce chiffre

²⁵ INSEE : Institut National de la Statistique et des Etudes Economiques.

est en réalité très variable selon les communes. Ainsi, dans le cas de Remoulins, dans la partie aval du bassin, la totalité de la population vit en zone inondable ; à Alès, le chiffre est de 46 % ; à La Grand-Combe, de 40 % (DREAL-LR, 2006).

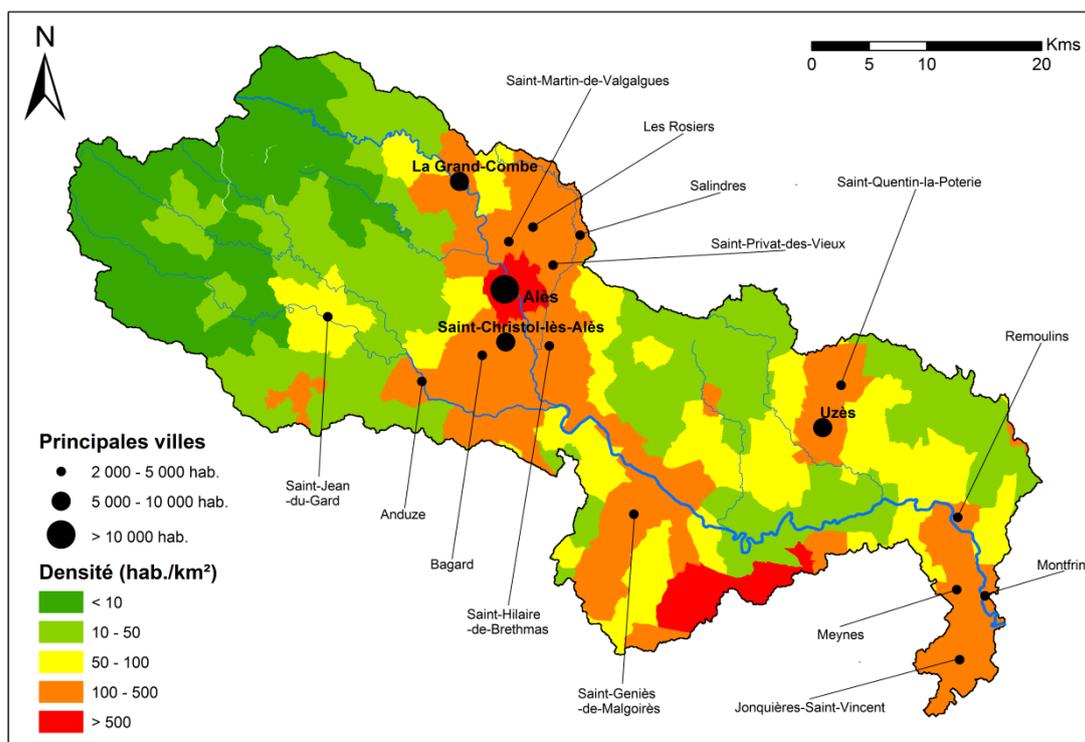


Figure 63 : Principales villes (de plus de 2 000 habitants en 2011) et densités de population par territoires communaux, à l'échelle du bassin versant du Gardon. Nombre d'habitants et densités d'après le recensement 2011 de l'INSEE²⁵, limites communales d'après les données de la BD TOPO[®] version 2.1 (IGN). En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN).

La densité de population est très faible dans la partie cévenole du bassin, inférieure à 10 hab./km² pour certains territoires communaux. Le peuplement y est en assez nette baisse, depuis plusieurs décennies. Près de la moitié de la population du bassin se concentre dans le secteur d'Alès et son pourtour. Les densités y sont supérieures à 100 hab./km². Cette zone de fort peuplement doit son essor au développement industriel du XIX^{ème} siècle (SMAGE, 2001), et en particulier celui de l'industrie minière. L'évolution de la population de ce secteur a été relativement limitée dernièrement. La population d'Alès est plutôt stagnante depuis presque 50 ans (42 818 hab. en 1968, contre 40 851 en 2011 ; chiffres de l'INSEE). Le fort dépeuplement de La Grand-Combe, dont la population a diminué de 60 % depuis 1968, a été compensé par l'augmentation de la population au sud d'Alès (Saint-Christol-lès-Alès : + 60 % depuis 1968 ; même valeur pour Bagard ; chiffres de l'INSEE). En aval de la confluence des Gardons, la population se concentre dans le secteur d'Uzès, et en rive droite du Gardon, zone qui recueille les premiers villages de la grande banlieue nîmoise. Dans cette partie intermédiaire-aval du bassin, le peuplement est en nette hausse lors des dernières décennies. Par exemple, la ville d'Uzès a gagné environ 1 800 habitants depuis 1968, soit une augmentation de 25 % de sa population (chiffres de l'INSEE) ; la population du village de Meynes a plus que doublé sur cette même période (1 045 hab. en 1968, contre 2 384 en 2011 ; chiffres de l'INSEE) ; ou encore, un peuplement en nette hausse pour Remoulins (+ 40 % depuis 1968 ; chiffres de l'INSEE).

3.2 Occupation du sol

La figure 64 décrit l'occupation des sols du bassin en 2006, d'après les données de la base de données Corine Land Cover (Union européenne - SOeS²⁶) dans sa version la plus récente. La cartographie présentée est basée sur une simplification des données de la base.

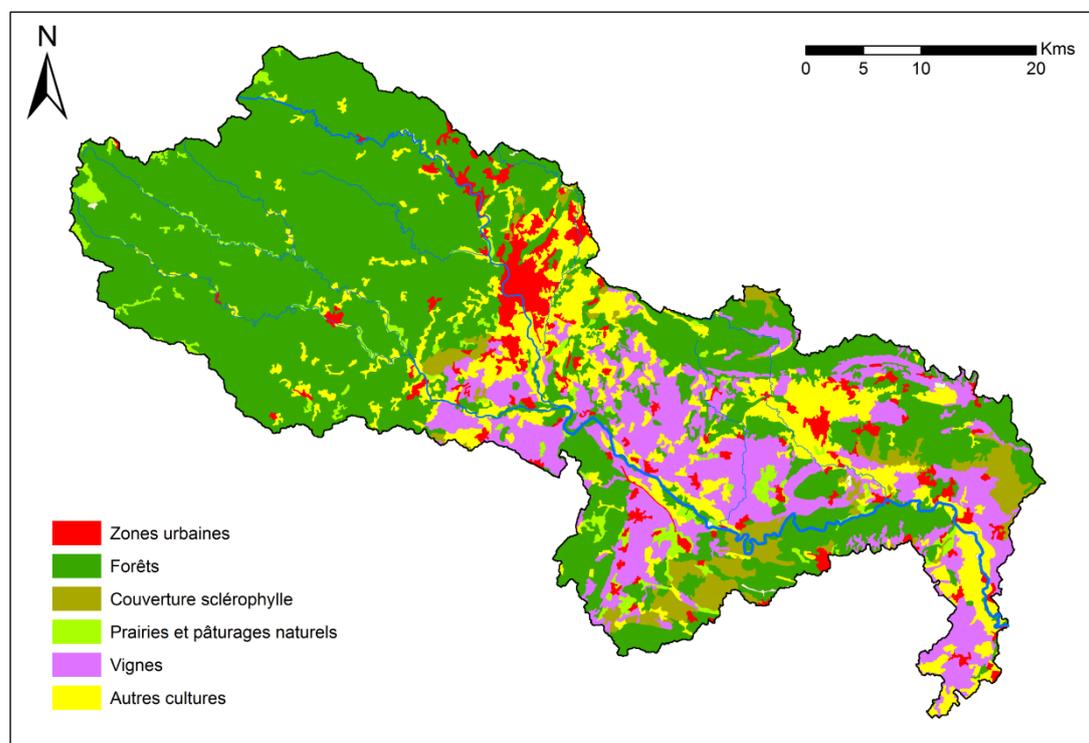


Figure 64 : Occupation des sols du bassin versant du Gardon, représentation simplifiée d'après la base de données Corine Land Cover 2006 (Union européenne – SoeS²⁶). En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN).

Le bassin du Gardon présente une couverture forestière développée. Les forêts de résineux et de feuillus, et la végétation méditerranéenne (sclérophylle) couvrent au total 63 % de la superficie. Les forêts sont omniprésentes et en plein développement sur la partie cévenole. Elles y sont essentiellement constituées de feuillus (châtaigniers, chênes et hêtres pour l'essentiel) et de résineux (pins maritimes, pins laricio, pins sylvestres, épicéas, sapins). En aval, une végétation de garrigue domine, composée de chênes verts et d'éléments sclérophylles (arbousiers, genévriers, oliviers...).

Les terres agricoles sont également très présentes sur le bassin, occupant environ 30 % de la superficie totale. Elles sont essentiellement situées sur la partie intermédiaire-aval du bassin, où les aquifères sont les plus développées. La culture principale est la vigne, qui concentre la moitié de l'activité agricole. Les céréales (blé dur, orge, maïs, triticale, sorgho), les oléagineux (olivier, tournesol, colza), et les vergers, sont également cultivés. La partie cévenole du bassin a souffert d'une déprise agricole marquée au cours des dernières décennies, du fait notamment de l'obsolescence des cultures en terrasses, peu rentables et difficiles à cultiver, et de la diminution de la population. Une activité d'élevage (ovins et caprins) continue cependant à perdurer.

²⁶ SOeS : Service de l'Observation et des Statistiques du Commissariat Général au Développement Durable (CGDD) du Ministère de l'écologie.

Enfin, les zones urbaines occupent environ 5 % de la superficie du bassin. Le secteur d'Alès offre l'image type d'une région industrielle, densément peuplée et marquée par plusieurs décennies de production houillère et métallurgique (SMAGE, 2001), mais qui souffre aujourd'hui d'un taux de chômage important. Pour la seule ville d'Alès, il est de 22.5 % en 2009 (chiffre INSEE). Au cours des dernières décennies, la zone a entamé une reconversion de ses activités, désormais très diverses : textile, agro-alimentaire, métallurgie, électronique, constructions métalliques et métallurgiques... (SMAGE, 2001).

3.3 Aménagements hydrauliques

La figure 65 renseigne la localisation des principaux aménagements ayant un impact sur la propagation des crues du Gardon, et les équipements de mesures hydrologiques dont est équipé le bassin.

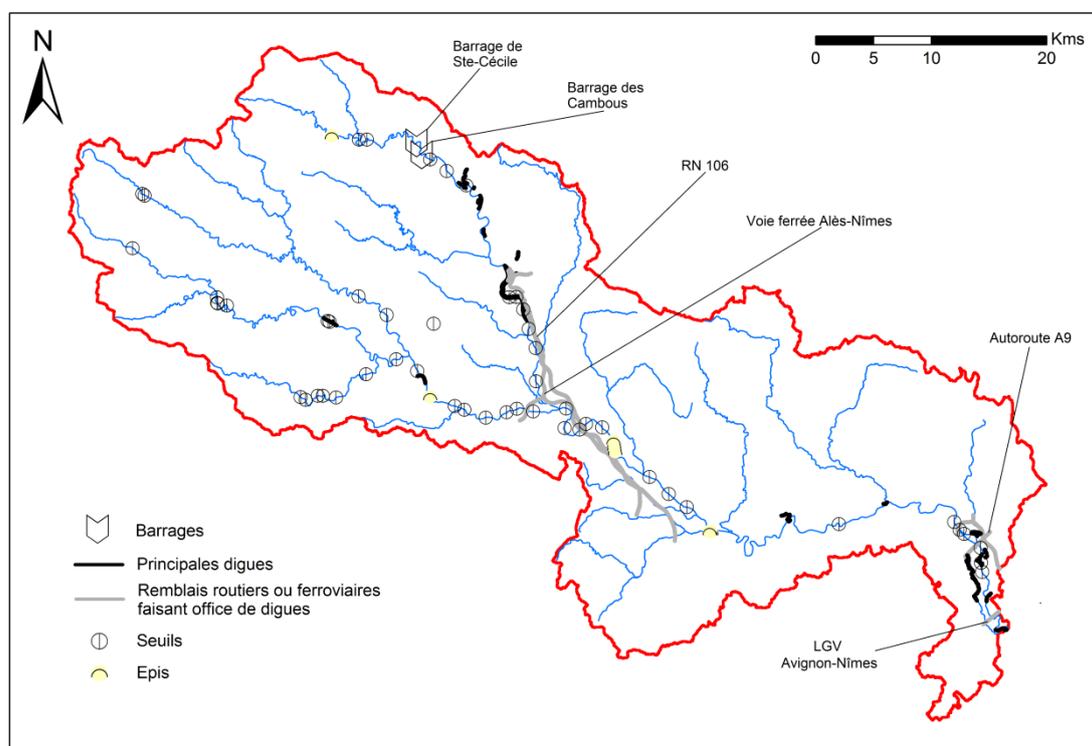


Figure 65 : Aménagements hydrauliques à l'échelle du bassin versant du Gardon, en l'état actuel. D'après les données de la BD TOPO® version 2.1 (IGN), et les données de l'Atlas des zones inondables du bassin versant des Gardons (DREAL-LR, 2003). En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN).

Divers ouvrages ont été implantés sur le bassin au cours des dernières décennies. On distingue : des barrages, des digues, des seuils et des épis en enrochements. Ces aménagements ont pour vocation principale de limiter l'impact des crues du Gardon et de ses affluents. Ils font cependant l'objet de nombreuses critiques.

Deux barrages ont été construits sur le Gardon d'Alès, dans la partie amont du bassin : les barrages dits de Sainte-Cécile-d'Andorge, du nom de la commune la plus proche, et des Cambous. Le premier, qui est le plus important, a été mis en place en 1967, à la suite de la crue catastrophique de septembre 1958. D'une capacité de stockage d'environ 15 millions de m³, il a pour vocation principale l'écrêtement des crues. Lors d'un événement, l'eau est stockée en amont un peu avant l'arrivée du débit de pointe, puis relâchée progressivement. Hors crue, l'ouvrage fonctionne de manière transparente : le débit en amont est égal au débit en aval. De plus, le barrage permet d'assurer un

soutien à l'étiage à la saison estivale, de 500 l/s. Le barrage des Cambous, situé quelques centaines de mètres en aval du barrage de Sainte-Cécile-d'Andorge, a été construit en 1957. Il est moins important : sa capacité de stockage est de l'ordre d'un million de m³. Il était initialement affecté à l'alimentation en eau des Houillères du Gard. Par la suite, sa vocation a évolué vers une utilisation touristique du plan d'eau créé (baignade, activités nautiques...), et vers le soutien à l'étiage (SMAGE, 2001).

Si le barrage de Sainte-Cécile-d'Andorge a une utilité certaine pour modérer les crues amont d'importance faible à moyenne, il présente les contreparties habituelles pour ce type d'ouvrage. Premièrement, le barrage nuit à la dynamique sédimentaire du Gardon. Selon des estimations, il retiendrait de l'ordre de 10 à 15 000 m³ de matériaux grossiers par an (SMAGE, 2001). Du fait de ce déficit, le lit se creuse à l'aval, et les berges sont plus sensibles à l'érosion. Un carrière exploite les matériaux stockés en amont du barrage depuis 1979 (SMAGE, 2001). Outre ce constat, la présence même du barrage induit un nouveau type de risque : celui de la rupture ! Lors d'événements majeurs, le barrage peut en effet être fortement contraint. En 2002, les barrages écrêteurs du bassin du Vidourle ont ainsi été très éprouvés, puisque les cotes maximales des flots ont dépassé leurs crêtes (par exemple, d'environ 1 m au barrage de la Rouvière). Les pluies à l'échelle du Gardon se sont concentrées dans la partie intermédiaire-aval du bassin, épargnant ainsi relativement le barrage de Sainte-Cécile-d'Andorge. Concernant ce risque de rupture, un Plan Particulier d'Intervention (PPI) a été approuvé récemment par le préfet du Gard (30 avril 2013). Enfin, et comme déjà évoqué : la localisation des pluies, si elles sont essentiellement situées à l'aval, réduit évidemment considérablement le rôle de l'ouvrage. C'est ce qui s'est passé en 2002.

Outre les barrages, des digues ont été aménagées sur le bassin du Gardon, de façon cependant très ponctuelle. Les principaux secteurs endigués sont situés aux zones à forte concentration de population, ou à la partie extrême-aval du bassin, à proximité de la confluence avec le Rhône. Ainsi, le Gardon à Alès est contraint par deux épaisses digues, qualifiées de « quais ». Des endiguements ont également été construits au niveau des communes de Saint-Jean-du-Gard, d'Anduze, de La-Grand-Combe, pour le piémont cévenol et, plus en aval, au niveau de Collias à la confluence Alzon-Gardon, Remoulins, Montfrin, et Comps, commune juste en amont de l'exutoire du Gardon. Quelques digues et talus plus secondaires ont été construits sur les affluents du Gardon. En aval d'Alès et dans la Gardonnenque, les remblais de la ligne ferroviaire Alès-Nîmes, et de la route nationale 106 reliant ces deux villes, font office de digues. Des remblais identiques sont présents à l'extrême aval du bassin. Sans trop développer, il faut préciser que la mise en place de digues est de nos jours vivement discutée, pour plusieurs raisons : aggravations possibles des inondations en amont et en aval du secteur endigué ; influence sur la ripisylve naturelle (voire disparition) ; risques de rupture... Selon la circulaire aux préfets du 24 janvier 1994, il faut « éviter tout endiguement ou remblaiement nouveau qui ne serait pas justifié par la protection de lieux fortement urbanisés. ».

De plus, des seuils et des épis en enrochements ont été implantés dans les lits des cours d'eau du bassin. Les seuils sont utiles à l'étiage. Ils permettent de remonter le niveau de la ligne d'eau, et, corrélativement, celui de la nappe phréatique (SMAGE, 2001). Ces seuils ont été essentiellement implantés sur le Gardon, de l'aval des communes d'Alès et Anduze jusqu'à l'exutoire. Les épis ont pour vocation la stabilisation des berges menacées par l'érosion. Placés dans les zones à forte vitesse d'écoulement et à faible rayon de courbure, ils facilitent l'engraissement des rives concaves (SMAGE, 2001).

Enfin, il faut préciser qu'entre 1976 et 1988, le lit du Gardon a été recalibré pour faciliter l'évacuation des crues faibles à moyennes, sur un linéaire discontinu d'une quarantaine de kilomètres. Les travaux ont concerné les Gardons d'Alès et d'Anduze et le Gardon jusqu'à la confluence avec le Rhône, et ont été menés par des carriers. Le lit modifié présente maintenant une forme trapézoïdale, dont la largeur varie entre 100 et 200 m, et la profondeur de 1 à 3 m. Ces travaux ont permis de réduire considérablement les débordements pour les crues faibles à moyennes. Ceux-ci sont toutefois

toujours très importants pour les événements majeurs, comme en témoignent les conséquences dramatiques de l'épisode de septembre 2002 (SMAGE, 2001).

3.4 Les cours d'eau réglementaires et les équipements de mesures hydrologiques du bassin du Gardon

La prévision des crues sur le bassin versant du Gardon est assurée par le Service de Prévision des Crues Grand-Delta (SPC-GD). Le rôle de ce SPC et ses stratégies de prévisions, avaient été détaillés au chapitre 1. A cette section, on présente plus particulièrement les cours d'eau du bassin pour lesquels le SPC-GD est tenu d'assurer la vigilance et la prévision, cours d'eau dits réglementaires, ainsi que les équipements de la mesure hydrologique. Ces éléments sont indiqués à la figure 66.

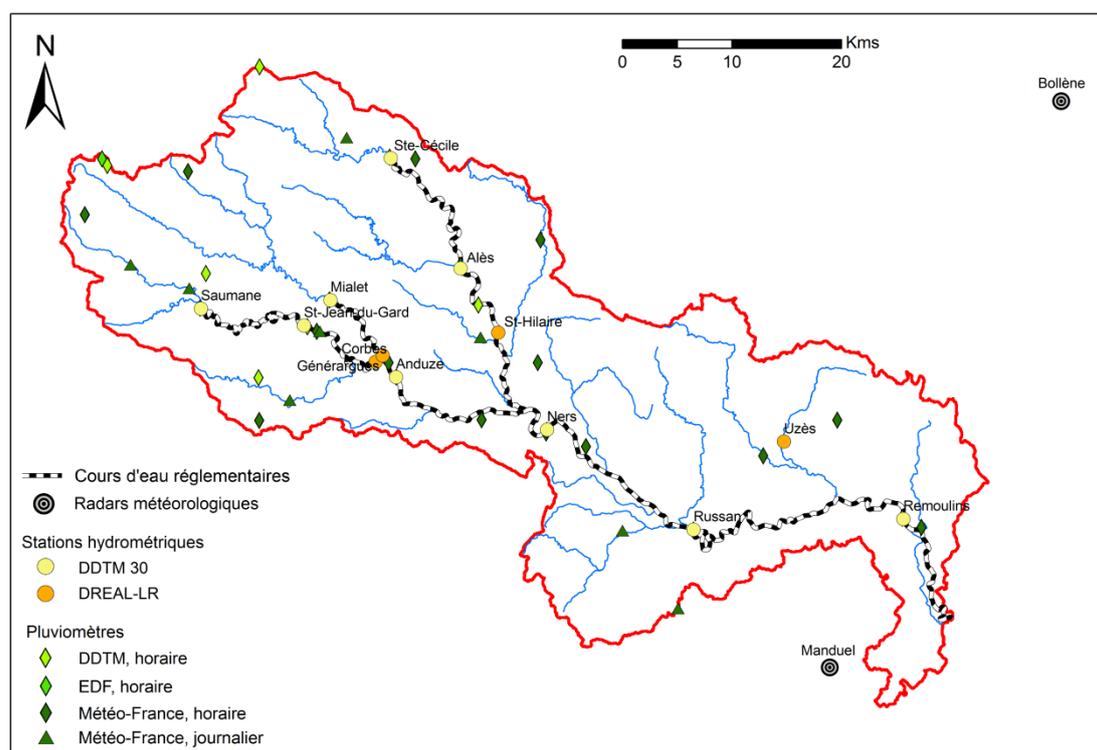


Figure 66 : Cours d'eau réglementaires et équipements de mesures hydrologiques du bassin versant du Gardon, en l'état actuel. Cours d'eau réglementaires d'après Vigicrues (2013). Localisations et caractéristiques des équipements d'après le SEVNOL²⁷ (sevnol.ohmcv.fr). En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN).

Actuellement, le bassin compte 160 kilomètres de cours d'eau réglementaires. Ils correspondent aux principaux cours d'eau du bassin : Gardon d'Alès, d'Anduze, de Saint-Jean-du-Gard et de Mialet pour la partie amont ; Gardons réunis pour la partie aval. Les prévisions du SPC-GD sur les cours d'eau amont sont menées à l'aide du modèle ALHTAÏR, présenté au chapitre 1. Celles sur le tronçon en aval de la confluence des Gardons d'Anduze et d'Alès, sont effectuées avec le modèle PREVI-X (voir chapitre 1). Le modèle PREVI-X est alimenté par l'hydrogramme observé à Ners, et par une modélisation ALHTAÏR des principaux sous-bassins du tronçon. Les horizons de prévisions pour les

²⁷ SEVNOL : Système d'Extraction et de Visualisation des données de l'OHM-CV en Ligne. OHM-CV : Observatoire Hydro-météorologique Méditerranéen Cévennes Vivarais. Observatoire visant à fédérer les compétences de chercheurs de disciplines variées (météorologie, hydrologie, géophysique...) pour améliorer les connaissances et les capacités de prévision du risque hydro-météorologique associé aux pluies intenses et aux crues éclair (www.ohmcv.fr).

deux modèles sont de l'ordre des temps de concentration jusqu'à la station de la prévision. Par exemple à la station aval de Remoulins, l'horizon de prévision est d'environ 6h (SPC-GD, 2013).

Le bassin comporte un nombre conséquent d'équipements de mesures hydrologiques, nécessaires à la prévision des crues. 14 stations hydrométriques permettent la connaissance des débits et hauteurs écoulés. 9 de ces stations ont été installées par le SPC-GD. Quatre stations ont été mises en place par la DREAL-LR, et la station restante par la CNR²⁸ à Remoulins. Les stations du SPC-GD et de la CNR sont adaptées aux crues, celles de la DREAL-LR aux étiages estivaux. Les courbes de tarage des stations du SPC-GD, permettant la conversion *hauteur d'eau mesurée – débit observé*, ont été établies par jaugeages et par des modélisations hydrauliques locales.

En sus des stations, le bassin comporte 37 pluviomètres, selon les données du SEVNOL, ce qui correspond à une densité d'environ 1 pluviomètre pour 55 km² de territoire. La partie amont du bassin en comprend le plus grand nombre. Ces pluviomètres ont des pas de temps de mesure horaires ou journaliers. Ils ont été mis en place et sont exploités par Météo-France pour le plus grand nombre (23 pluviomètres), par le SPC-GD (13 pluviomètres). Il y a également un pluviomètre EDF (pluviomètre de Barre-des-Cévennes, à l'amont du bassin).

Les données des pluviomètres et des stations hydrométriques du bassin sont collectées automatiquement toutes les cinq minutes par radio, par le concentrateur du SPC-GD. Des conventions ont été actées avec la CNR et EDF pour des échanges de données, voire de prévisions (SPC-GD, 2013).

Deux radars météorologiques, du réseau ARAMIS de Météo-France, complètent le dispositif de mesure de pluie. Ils ont été installés à Manduel, à proximité de Nîmes à quelques kilomètres de la limite sud du bassin, et à Bollène (Vaucluse). Les données de réflectivités des radars sont au pas de temps de 5 minutes, et à la résolution d'1 km². Une convention encadre la mise à disposition de ces données au profit d'une société privée, RHEA, qui les exploite pour le compte du SPC-GD. L'application CALAMAR[®] développée par la société permet de traiter et de convertir les réflectivités en intensités pluviométriques. Le traitement comporte deux étapes principales (Thierion, 2010). La première consiste en la suppression des échos au sol et des masques causés par le relief. La réflectivité radar est ensuite convertie en intensité en étalonnant l'image avec les mesures du réseau de pluviomètres au sol (Ayrat *et al.*, 2005 ; Thierion, 2010).

²⁸ CNR : Compagnie Nationale du Rhône.

Annexe 3 : Caractéristiques des sous-bassins alimentant le modèle hydraulique.

Cette annexe renseigne les noms et les longueurs cumulées des principaux cours d'eau, et les superficies des 50 sous-bassins en amont et latéraux au modèle hydraulique, d'après les données de la BD CARTHAGE® (IGN). La localisation des sous-bassins est rappelée à la figure 67. Certains sous-bassins ne comportent pas de cours d'eau renseignés dans la BD CARTHAGE® : il s'agit de petits cours d'eau intermittents. Ceux-ci sont visibles sur le SCAN 25® de l'IGN, mais ne sont pas nommés. Pour la définition de leurs sous-bassins, ces petits cours d'eau ont été vectorisés avec le SIG ARCGIS®.

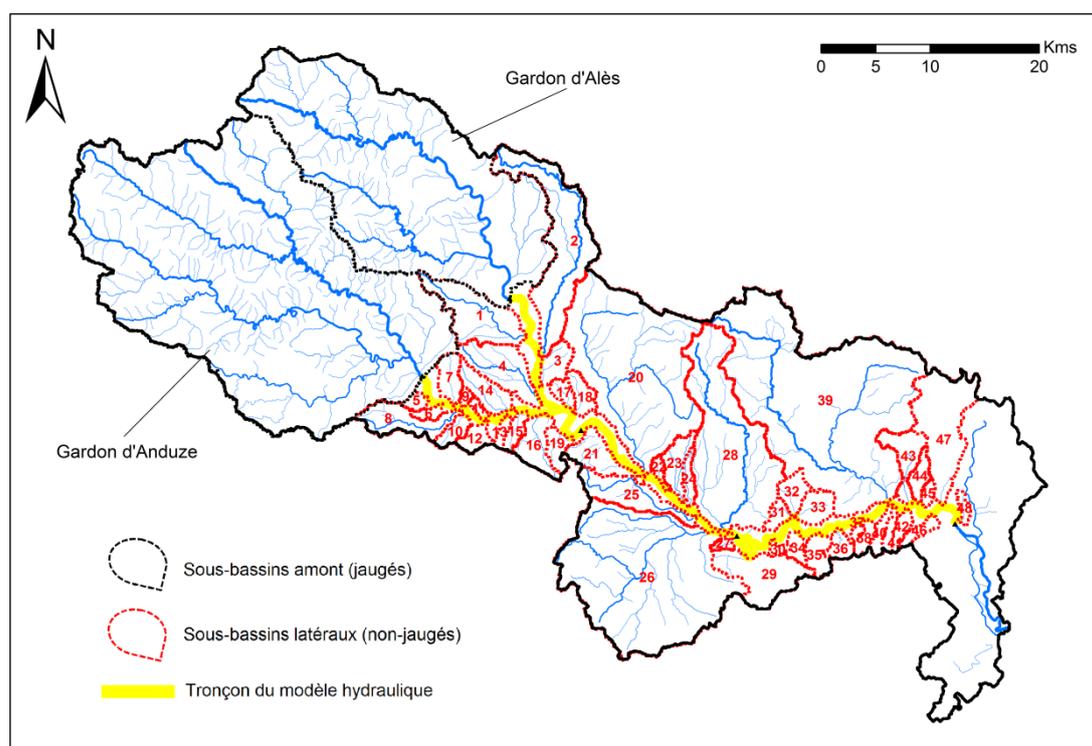


Figure 67 : Sous-bassins alimentant le modèle hydraulique. Les noms des cours d'eau, et les longueurs par sous-bassin, sont issus des données de la BD CARTHAGE® (IGN ; ici en bleu). En noir : limite du bassin versant du Gardon.

Identifiant du sous-bassin	Principal(aux) cours d'eau (d'après BD CARTHAGE®)	Superficie à l'exutoire (km ²)	Longueurs cumulées des cours d'eau (en km, d'après BD CARTHAGE®)
Gardon d'Anduze	Gardon d'Anduze Gardon de Saint-Jean Gardon de Sainte-Croix Gardon de Saint-Germain Gardon de Mialet La Salindrenque Ruisseau de Borgne	545	590
Gardon d'Alès	Gardon d'Alès Le Galeizon Le Dourdon La Salindre	315	325
Sous-bassin n°1	L'Alzon d'Alès	28	22

Sous-bassin n°2	L'Avène	58	38
Sous-bassin n°3	Ruisseau de la Coste	7	7
Sous-bassin n°4	Ruisseau de Carriol	21	23
Sous-bassin n°5		2	
Sous-bassin n°6		2	
Sous-bassin n°7	Ruisseau des Granaux	7	5
Sous-bassin n°8	Ruisseau de l'Ourne	16	17
Sous-bassin n°9		1	
Sous-bassin n°10	Ruisseau de Peironnelle	5	4
Sous-bassin n°11		2	
Sous-bassin n°12	Ruisseau de Lirou	5	
Sous-bassin n°13		2	
Sous-bassin n°14	Ruisseau de Grimoux	11	11
Sous-bassin n°15	Le Couloubry	4	4
Sous-bassin n°16	L'Allarenque	12	11
Sous-bassin n°17	Valat du Merle	4	3
Sous-bassin n°18	Ruisseau du Plan des Aires	6	4
Sous-bassin n°19	Le Rieu	6	4
Sous-bassin n°20	La Droude Ruisseau de la Candouillère	127	100
Sous-bassin n°21	Ravin de la Bruyère	13	10
Sous-bassin n°22	Valat Major	2	3
Sous-bassin n°23	Valat de la Dame	9	11
Sous-bassin n°24	Valat de la Font Saint-Estève	4	5
Sous-bassin n°25	Ruisseau de l'Auriol	19	17
Sous-bassin n°26	La Braune L'Esquielle Ruisseau de Teulon	145	108
Sous-bassin n°27	Valat des Conques	2	2
Sous-bassin n°28	Le Bourdic	91	80
Sous-bassin n°29	Ruisseau du Pontel	25	5
Sous-bassin n°30		2	
Sous-bassin n°31	Ruisseau de Villeneuve	4	2
Sous-bassin n°32	Le Riau	7	3
Sous-bassin n°33	Le Rial	8	3
Sous-bassin n°34		4	
Sous-bassin n°35		7	
Sous-bassin n°36	Ruisseau de la Signore	4	3
Sous-bassin n°37		1	
Sous-bassin n°38		3	
Sous-bassin n°39	L'Alzon d'Uzès Les Seynes	203	112
Sous-bassin n°40		4	
Sous-bassin n°41		3	
Sous-bassin n°42		4	
Sous-bassin n°43	Le Grand Vallat	12	5
Sous-bassin n°44		5	

Sous-bassin n°45		2	
Sous-bassin n°46		4	
Sous-bassin n°47	Ruisseau de Font Grasse	38	3
Sous-bassin n°48	Ruisseau de la Fontaine du Cérier	2	3

Tableau 21.

Annexe 4

Cette annexe présente un article soumis au journal *Natural Hazards and Earth System Sciences* (NHES). Les résultats présentés au chapitre 2 constituent une partie des résultats de cet article.

1 **A coupling of hydrologic and hydraulic models**
 2 **appropriate for the fast floods of the Gardon river basin**
 3 **(France).**

4
 5 O. Laganier¹, P.A. Ayrat¹, D. Salze¹ and S. Sauvagnargues¹

6 [1]{Ecole des Mines d'Alès, Laboratoire de Génie de l'Environnement Industriel et des Risques Industriels et
 7 Naturels, Alès, France}

8 Correspondence to: pierre-alain.ayrat@mines-ales.fr

9

10 **Abstract**

11 Mediterranean catchments are regularly affected by fast and flash floods. Numerous hydrologic models were
 12 developed, and allow to reconstruct these floods. However, these approaches often concern average size basins, of a
 13 few hundred km². At more important scales (> 1 000 km²), a coupling of hydrologic and hydraulic models appears
 14 to be an adapted solution. This study has for first objective the evaluation of the performances of a coupling of
 15 models for the floods hydrographs modelling. Then, secondly, the coupling results are compared with those of other
 16 modellings options. These comparisons aim at clearing up the following points: 1) Is a simplified propagation
 17 model (Lag&Route) as efficient as a full hydraulic model for the modelling of the hydrographs of the intermediary-
 18 downstream part of the stream? 2) Is adding lateral inflows necessary for all studied events? 3) What is the impact
 19 of the qualities of upstream modellings feeding the coupling? The coupling combines the SCS-LR hydrologic
 20 model of the ATHYS platform, and the MASCARET 1D hydraulic model, based on full equations of Saint-Venant.
 21 It is applied to the Gardon river basin (2 040 km²), in the South of France. The performances are analyzed for 7
 22 recent events. The obtained coupling results are satisfactory. Furthermore, this coupling seems well adapted for
 23 flood and inundation forecasting.

24 **1 Introduction**

25 Fast and flash floods in the Mediterranean area are well-known for their importance and violence. They are
 26 characterized by very brutal reactions by rivers, with specific discharges rates sometimes greater than 20 m³/s/km²,
 27 and flood water rising very rapidly, generally in a few hours. These reactions are the consequence of extremely
 28 rainy episodes, for which cumulated rainfall can reach values superior to 500 mm in 24h, with intensities

29 sometimes superior to 100 mm/h. In France, the southeast regions are frequently affected. The last major events are
 30 the ones that affected the Aude river in November 1999 (Gaume et al., 2004), the Gard area in September 2002
 31 (Delrieu et al., 2005), and the Var area in June 2010 (Martin, 2010). Each of these events took many human lives,
 32 and generated damages for amounts of between 500 million and more than one billion euros.

33 The literature informs a set of satisfactory solutions for the floods modelling of Mediterranean rivers, at the scale of
 34 small or medium-sized catchments (lower than some hundred km²). Numerous adapted hydrologic models were
 35 proposed, but there is not, at the moment, a clear consensus as to a preferential approach (Hapuarachchi et al.,
 36 2011). TOPMODEL and its derivatives (Saulnier and Le Lay, 2009; Vincendon et al., 2010), or else the models
 37 based on the SCS theory (see for example: Bouvier et al., 2004; Gaume et al., 2004; Sangati and Borga, 2009), are
 38 among some of the best known.

39 These hydrologic models are not adapted for the modelling of large Mediterranean streams, draining areas of the
 40 order of 1 000 km² or more. At these scales, overflowing can be important, because of the widening of the
 41 floodplain. The issues at stake are often more numerous there than in the upstream parts: cities, roads along the
 42 streams... At present, the flood warning services in charge of flood forecasting in the southeast of France, use and
 43 develop propagation models, which allow to forecast with a few hours in advance, water levels and discharges
 44 reached at points of interest. Besides the water levels and discharges forecasting at every points of the river, a
 45 complementary approach could propose a forecast of areas which could be flooded (Claudet and Bouvier, 2004).
 46 For this purpose, a hydraulic model based on the Saint-Venant equations or on simplifications of these equations,
 47 such as the diffusive wave and the kinematic wave, is necessary.

48 This hydraulic model, applied to the intermediary-downstream part of the river, must be fed. If inflows are obtained
 49 by hydrologic modelling, this is called a coupling of hydrologic and hydraulic models. Some examples of coupling
 50 were already detailed in the literature (see for example: Knebl et al., 2005; Whiteaker et al., 2006; Lian et al., 2007;
 51 Biancamaria et al., 2009; Bonnifait et al., 2009; Montanari et al., 2009; Mejia and Reed, 2011; Kim et al., 2012;
 52 Lerat et al., 2012). To our knowledge, a single application concerns a catchment prone to fast floods: the study of
 53 Bonnifait et al. (2009), which propose a coupling of the hydrologic n-TOPMODELS model, with the CARIMA
 54 hydraulic model. The coupling is used to reconstitute the major event of September 2002, at the scale of the Gardon
 55 river catchment (2 040 km²), in the south of France.

56 This study details the construction and the performances of a coupling of hydrologic and hydraulic models, also
 57 applied to the Gardon river basin. The proposed coupling is unidirectional. A one dimension hydraulic model based
 58 on the full Saint-Venant equations is used on the intermediary-downstream part of the Gardon river. It is fed by 50
 59 upstream and lateral inflows. These inflows are modelled with a distributed, conceptual and events-based
 60 hydrologic model. The coupling results are analyzed for 7 recent events, of medium importance, according to the
 61 discharges data recorded by 5 hydrometric stations of the catchment.

1 An analysis in two phases is proposed. A first part estimates the qualities of the coupling modellings. Then,
 2 secondly, comparisons with the performances of other modelling options are carried out. These comparisons aim at
 3 bringing elements of responses to the following questionings:

4 - Is a simplified propagation model as effective as a full 1D hydraulic model for the modelling of the discharges of
 5 the intermediary-downstream part of the Gardon river?

6 - Is the use of the coupling justified for all events, or can a simple hydraulic model, without lateral inflows, be
 7 sufficient in some cases?

8 - What is the impact of the qualities of the hydrologic modellings at upstream entry of the hydraulic model?

9 The different modellings are estimated at 5 stations of the catchment. The analysis concerns only the floods
 10 hydrographs. Other interesting contributions of the coupling, as for example the reconstruction of the flooded areas,
 11 are not analyzed in this study, but offer interesting perspectives.

12 This article is organized as follows. Part two provides a description of the Gardon catchment, the hydrologic data
 13 used, and the events studied. Part three describes the strategy for implementing the coupling approach, the
 14 hydrologic and hydraulic models, and the parameters adjustment. Part four details the coupling results, and the
 15 results of the comparisons with the other modelling options. Finally, the article ends with a discussion.

16 2 Study area and flood events modelled

17 2.1 The Gardon catchment

18 The Gardon River is a major tributary of the downstream part of the Rhône River, located in the southeast of France
 19 (Fig. 1). Its watershed area is 2040 km² at the confluence. The source of the Gardon River is in the Cevennes, a low
 20 mountain range with a 1699 m peak, the *Pic de Finiels*. It contains two main upstream reaches, the *Gardon d'Alès*
 21 and the *Gardon d'Anduze*, and a single downstream reach. The *Gardon d'Alès* and *Gardon d'Anduze* meet a few
 22 kilometres upstream from the village of Ners, in the intermediate part of the catchment.

23 The upstream and downstream parts of the Gardon river basin have very different features. In the upstream part, the
 24 river system has many branches, and a landscape with steep-sided valleys and steeply-sloped hillsides. In some
 25 places, slopes are greater than 50%. From a geological point of view, this area is essentially made up of former
 26 grounds of primary age, with a preponderance of schist and granites, and a lower proportion of sandstone. The
 27 vegetation consists of oaks and chestnut trees, with a great number of conifers at high altitude. Downstream from
 28 Alès and Anduze, the valleys widen and create alluvial plains with deposits of the Quaternary, which in some
 29 places extend over several kilometres. The widest point is in the *Gardonnenque* plain. The river system is
 30 simplified, because it crosses softer formations of the secondary era (limestone, marls, and sandstone). Some
 31 elements of relief remain, which rarely exceed 200 m. The landscape is dominated by scrubland and cropland. This

32 zone of plains ends with the Gardon gorges, which are profoundly dug in limestone, and in some places rise up to
 33 about 100 m. The Gardon gorges stretch over about twenty kilometres. The River Gardon tributaries have a highly
 34 karstic nature in these places. Downstream from the gorges, the River Gardon crosses a zone of alluvial deposits
 35 from the River Rhone. The floodplain widens, although less than in the *Gardonnenque* plain.

36 There are some moderate size cities (Fig. 1) in this catchment, which is predominantly rural. Located in the
 37 intermediate part of the catchment, Alès is the biggest city with a current population of slightly more than 40,000
 38 inhabitants. Total population in the catchment was estimated to be 191,000 inhabitants in 2006 (orig.cg-gard.fr), of
 39 which about 25% live in flood risk areas.

40 Climate in the Gardon watershed is typically Mediterranean. It is characterized by sometimes very intense and
 41 violent rainy events, which generally occur in the autumn. These events cause fast floods (flash floods in the
 42 upstream parts), which sometimes have tragic consequences. The catastrophic event in September 2002, which
 43 affected the River Gardon and the nearby Cèze and Vidourle river basins, is still in everyone's mind. Values cited
 44 in the literature demonstrate how exceptional it was (Delrieu et al., 2005). Cumulated rainfall between 600 and 700
 45 mm in 24 hours was observed in the triangle linking the cities of Alès, Anduze, and Ners, which is the current
 46 record in the region. Peak specific discharges superior to 20 m³/s/km² were recorded in certain sub-catchments
 47 (Delrieu et al., 2005). There were 23 victims, and damage was estimated to be 1.2 billion euros for the whole area
 48 (Sauvagnargues-Lesage and Simonet, 2004; Ruin et al., 2008).

49 2.2 Hydrological data and events studied

50 Discharge data from five hydrometric stations in the catchment were used. Figure 1 indicates the locations of these
 51 stations. Table 1 provides data on the surface area drained and the catchment outlet distances for each station.
 52 Rainfall radar images at 1-km resolution were also analysed. They come from two Météo-France radars, located
 53 near the catchment, in the cities of Bollène and Manduel (Fig. 1). The radar images were corrected beforehand
 54 according to the rain gauge network measurements, using CALAMAR[®] software (Ayrat et al., 2005; Thierion et al.,
 55 2011). These discharge and rainfall data were supplied by the regional flood warning service SPC-GD ("*Service de*
 56 *Prévision des Crues Grand Delta*"), and have a 5-minute time step. This fine time step is used for modelling, as it is
 57 well adapted to the fast kinetics of events in this catchment.

58 For this study, seven events were analysed, which occurred between 2005 and 2011. These events were among the
 59 most important ones during the period, for which hydrological data are the most complete. Table 2 summarises
 60 some of their characteristics. Total rainfall upstream to Russan varied between 140 mm for event n°6 and 370 mm
 61 for event n°7. Peak flows in this station were between 700 m³/s (event n°5) and 1420

62 m³/s (event n°4). Figure 2 provides data for the cumulated rainfall distribution in the catchment for each event. Two
 63 general trends can be seen:

- 1 - For events n°1 and 5, cumulated rainfall is more significant in the intermediary-downstream part of the
2 catchment. Table 2 shows for these two cases an increase in the volume at the downstream stations,
3 indicating the proportionally important contribution of lateral inflows in these zones.
- 4 - For events n°2, 3, 4, 6, and 7, cumulated rainfall was more important in the upstream part of the
5 catchment. This distribution of rain is the one most frequently observed (Jacq, 1994), because the
6 Cevennes mountains amplify the rainfall. The volume increased between the upstream stations and the
7 station of Ners, in a way, however, rather different according to the event. Lateral inflows were the
8 most important for events n°6 and 7. Volumes diminished between Ners and Russan for events n°2, 3,
9 and 4. This decrease can be understood in terms of karstic losses in the river bed, and/or rating curves
10 inaccuracies. It also corresponds to insignificant contributions of lateral inflows between both stations.

11 Some remarks concerning the hydrological data of these events must be made. Hydrographs at the Alès station are
12 not available for events n°1 and 2, because the station rating curve is not valid for these periods. The rating curve at
13 Remoulins is very uncertain, and its discharge data were not used in this study. Finally, in the case of event n°6,
14 rainfall radar data are missing at the beginning of the event. They were completed by rain gauge measurements
15 using inverse distance interpolation techniques.

16 3 The coupling of models: choices and definitions

17 In this part, we present the chosen coupling approach, and the models we used. Then, the application of the
18 coupling to the Gardon catchment is detailed.

19 3.1 The choice of the type of coupling

20 Two major strategies of coupling of hydrologic and hydraulic models are proposed in the literature (Lian et al.,
21 2007; Lerat, 2009; Mejia and Reed, 2011): the unidirectional coupling (also called external) and the bidirectional
22 coupling (internal coupling). In the first case, the information is exchanged in one direction only, from the
23 hydrologic model to the hydraulic model. Hydrographs obtained with the hydrologic model feed the hydraulic
24 model, which is used at a second stage. It is the simplest strategy of coupling, and the most frequently used (Lerat,
25 2009). For the bidirectional coupling, the hydraulic model interacts with the hydrologic model, allowing a more
26 realistic modelling at confluences (backwater effects are taken into account). At each time step of the modelling,
27 both models are made consistent, according to a complex procedure. An example of this approach of coupling is
28 detailed by Kim et al. (2012).

29 In our study, an external coupling of models was chosen. Several criteria motivated this choice. Firstly, this type of
30 coupling is more flexible: the models can be easily changed, if the need appears (Whiteaker et al., 2006). This fact
31 is important, because there is still no clear consensus on a preferential approach for hydrologic modelling of flash
32 floods, as stated by Hapuarachchi et al. (2011). So, if a more relevant hydrologic model is developed in the coming

33 years, it can be easily integrated in the coupling, simply by replacing the former model. Furthermore, the
34 implementation of a bidirectional coupling on the scale of a catchment such as the one of the Gardon river, appears
35 to be complicated, and little adapted to the operational vocation wished for the tool. According to Lerat (2009), the
36 applications of bidirectional coupling are limited to watersheds of restricted areas, of some km² to dozens of km²,
37 because of the numerical complexity of the approach. The durations of modellings, and numerical instabilities, are
38 more important than for a unidirectional coupling.

39 3.2 The choice of the models

40 The external coupling combines a hydrologic model and a hydraulic model. In this section, the choice of both
41 models is detailed.

42 As indicated in the introduction, the coupling must be able to estimate discharges, water levels, and flooded areas,
43 at every point of the stream. These spatially distributed informations would be of a particular interest for flood
44 forecasting. So, the used coupling has to contain a hydraulic model based on the Saint-Venant equations, or on
45 simplified approximations of these equations. Propagation models, such as the Muskingum (McCarthy, 1938) or
46 Lag&Route (Linsley, 1949) models, are dismissed, because they do not allow to estimate the flooded areas.
47 However, discretized versions of these two approaches, as for example the Muskingum-Cunge model (Miller and
48 Cunge, 1975), would be, a priori, satisfactory for the modelling of discharges in each point of the reach.

49 This first choice makes, the question of the dimension, and of the simplification level of the equations of the
50 hydraulic model, arises. The hydraulic models can be at one, two, or three dimensions. The 3D models are rather
51 infrequent in the literature, and their field of application is restricted to very short reaches, lower than one
52 kilometer. At the complete scale of a stream, 1D or 2D models are used. The 1D models constitute the oldest
53 approach, but are still in wide use and development (Horritt and Bates, 2002; Cook and Merwade, 2009). They can
54 be completed by storage areas for a finer representation of overflowing. The 2D models are more realistic, being
55 released from the constraint of axial flow. They present, as main weak points, a heavy implementation requiring a
56 large number of data (fine topography, local roughnesses...), as well as important calculation times, which limits
57 even at present their interest for an operational use. So, we favor a 1D hydraulic model.

58 It can be based on the full Saint-Venant equations, or on simplifications of these latter: the kinematic wave and the
59 diffusive wave. According to Ponce et al. (1978), the use of the kinematic wave is valid for streams with steep
60 slopes (around 0.01 m/m), and in areas where the slope is lower (around 0.0001 m/m), but then in the limited case
61 of slow floods. The Gardon river, subjected to fast kinetics floods, and with slopes around 0.001 m/m in its
62 downstream part, seems little enough adapted to this option. The hypothesis of the less restrictive diffusive wave
63 seems a priori more satisfactory. Moussa and Bocquillon (2009) apply a model based on this approximation to the
64 Lez catchment, neighbouring the Gardon river basin, and obtain satisfactory results. A hydraulic model based on
65 the full Saint-Venant equations requires fine topographic data, and its calculation time is a priori more important.

1 However, it remains interesting for an operational purpose. So, a 1D hydraulic model based on the full Saint-
2 Venant equations, or on the simplification of the diffusive wave, seems to be adapted to the context of the study.
3 We choose a 1D hydraulic model based on the Saint-Venant equations.

4 This hydraulic model is fed by hydrologic modellings of lateral and upstream inflows. To satisfy the operational
5 issue, a hydrologic model containing few parameters, with short calculation times, is favored. Also, it must be
6 adapted to the context of floods of Mediterranean catchments. In particular, studies on Mediterranean basins
7 showed clear improvements of modellings when a rainfall data spatially distributed is used in entrance of the
8 hydrologic model (Saulnier and Le Lay, 2009; Sangati and Borga, 2009; Sangati et al., 2009; Anquetin et al., 2010;
9 Zoccatelli et al., 2010; Trambly et al., 2011). Thus, we choose a conceptual and distributed model, based on a
10 simplified but physically based description of the catchment, synonym of rapidity.

11 The coupling uses the SCS-LR hydrologic model implemented in the ATHYS modelling platform
12 (<http://www.athys-soft.org>), and the MASCARET one-dimensional hydraulic modelling code, based on full Saint-
13 Venant equations. The ATHYS platform is developed by the IRD (“*Institute of Research for Development*”), and
14 the MASCARET code by EDF (“*Electricité De France*”—French Electric Company), and the CETMEF (“*Centre*
15 *d’Etudes Techniques Maritimes et Fluviales*”). Both tools, which will be described in the following section, are
16 open-source.

17 3.3 Description of the models

18 3.3.1 SCS-LR hydrologic model

19 The SCS-LR model combines a runoff model adapted from the Soil Conservation Service (SCS) and a Lag and
20 Route model (LR) based on a cascade of linear reservoirs. It is an events-based, distributed, conceptual model with
21 reservoirs, based on a discretization of the catchment in regular square cells. It has been used in many studies on
22 Mediterranean watersheds of limited area, in particular concerning the *Gardon d’Anduze* river basin (Bouvier et al.,
23 2004; Bouvier et al., 2006; Marchandise, 2007; Marchandise and Viel, 2009; Coustau, 2011; Trambly et al.,
24 2011). It proves to be successful for modelling typical floods on Mediterranean watersheds, particularly compared
25 with other models (Bouvier et al., 2006; Marchandise, 2007; Coustau, 2011).

26 The SCS runoff model associates a time variable runoff coefficient $C(t)$ with every grid cell, which depends on the
27 cumulated rainfall $P(t)$, and on an S parameter, characterising the initial water deficit in the catchment area:

$$C(t) = \left(\frac{P(t) - 0.2S}{P(t) + 0.8S} \right) \left(2 - \frac{P(t) - 0.2S}{P(t) + 0.8S} \right)$$

28 (1)

29 with $P(t)$ and S in mm, $C(t)$ in %.

30 This runoff coefficient increases with the cumulated rainfall. To represent its decrease during period without rains,
31 a reduction of $P(t)$ is added:

$$\frac{dP(t)}{dt} = Pb(t) - dsP(t)$$

32 (2)

33 where $Pb(t)$ is the instantaneous precipitation in mm/h, and ds a coefficient (h^{-1}).

34 Finally, the runoff $R(t)$ of the cell (mm/h) is expressed as:

$$R(t) = C(t).Pb(t)$$

35 (3)

36 The LR routing model is based on the definition of a propagation time T_m and of a diffusion time K_m for each cell
37 m , estimated from the cell to outlet distances l_m :

$$T_m = \frac{l_m}{V_0}$$

38 (4)

$$K_m = K_0 T_m$$

39 (5)

40 where V_0 is the speed of propagation (m/s), and K_0 a coefficient without dimension. The elementary discharge $q(t)$
41 at outlet, corresponding to the propagation of the runoff $R(t_0)$ generated at the cell m at time t_0 , is:

$$q(t) = 0$$

42 if $t < t_0 + T_m$

$$q(t) = \frac{R(t_0)}{K_m} \exp\left(-\frac{t - (t_0 + T_m)}{K_m}\right) B$$

43 if $t > t_0 + T_m$

44 (6)

45 where B is the cell surface.

46 Finally, the complete flood hydrograph is obtained by adding all the contributions of the cells, at each time. A five-
47 minute time step is used for modelling.

1 This model is a simplified version of the complete SCS-LR model of the ATHYS platform, and is identical to the
 2 one used by Trambly et al. (2011). In this version, the contribution of delayed flows is ignored. Trambly et al.
 3 (2011) showed that it gives satisfactory results for 16 events at the Anduze station. Besides this last observation,
 4 this version was chosen because it has a low number of adjustment parameters, which is an important criterion for
 5 flood forecasting. The model contains four parameters, for which values must be defined: S , ds , V_0 and K_0 . The
 6 adjustment is detailed in section 3.6.

7 3.3.2 The MASCARET hydraulic model

8 MASCARET is the one-dimensional hydraulic modelling code used for developing the hydraulic model. It can be
 9 used to calculate steady and unsteady flows in fluvial and transcritical systems. It is based on full Saint-Venant
 10 equations, composed of the continuity equation:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q_l$$

11 (7)

12 and of the dynamic equation:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\beta \frac{Q^2}{A} \right) + gA \left(\frac{\partial y}{\partial x} \right) + gA(S_f - S_0) = 0$$

13 (8)

14 where Q is the discharge (m^3/s), x the longitudinal distance (m), A the wetted area (m^2), q_l the lateral inflows by
 15 meter (m^2/s), β the Boussinesq coefficient, without dimension, characterizing the variations of speed in the cross-
 16 section, g the gravity (m/s^2), y the water depth (m), S_f the friction slope (m/m), and S_0 the bed slope (m/m). Using
 17 the Manning-Strickler expression, S_f can be written:

$$S_f = \frac{Q^2}{K_s^2 A^2 R_h^{4/3}}$$

18 (9)

19 with K_s the Strickler coefficient ($\text{m}^{1/3}/\text{s}$) which characterizes flow resistance, and R_h the hydraulic mean radius (m)
 20 such as $R_h = A/P$, with P the wetted perimeter (m).

21 The 1D Saint-Venant models are subjected to several hypotheses:

- 22 - The flow follows a privileged direction;
- 23 - The density of water is supposed constant;
- 24 - The pressure is distributed in a hydrostatic way;

25 - The slope of the stream is moderated (lower than 0.1 m/m).

26 The 1D Saint-Venant equations are based on a discretization of topography in cross sections (Samuels, 1990). In
 27 the face of hydraulic structures (weirs, dams...), they are replaced locally by adapted hydraulic equations. Some
 28 examples are given in EDF-CETMEF (2011). Numerical techniques are used for solving the equations. Two
 29 schemes, explicit and implicit, are implemented in the MASCARET code, and are at the user choice.

30 The model has several adjustment parameters: the K_s Strickler coefficient ($\text{m}^{1/3}/\text{s}$), the values of friction losses, and
 31 the coefficients of the hydraulic structures equations.

32 3.4 Application of the coupling to the Gardon river basin

33 Figure 3 shows how the coupling of models was implemented in the studied catchment. The MASCARET
 34 hydraulic model is applied from the Anduze and Alès stations up to the Remoulins station. Floodplains widen
 35 considerably downstream from both stations, leading to important overflowing during strong floods, which justify
 36 the employment of a hydraulic model. The studied reach includes the gorges zone, which is very influential during
 37 extreme events, in particular during the one of September 2002 (see Fig. 1).

38 The hydraulic model consists of three reaches. Both upstream reaches correspond to the downstream parts of the
 39 *Gardon d'Anduze* and *Gardon d'Alès*, which are 14.5 and 12.5 kms long. The downstream reach connects the
 40 confluence with the Remoulins station, and is 55.2 kms long. The total extent of the hydraulic model is 82.2 kms.
 41 There are about 50 inflows, with two major upstream inflows (the Alès and Anduze sub-catchments), and 48 lateral
 42 inflows (Fig. 3). Lateral inflows were defined on the basis of a minimum threshold area of 1 km^2 . The average area
 43 of lateral sub-catchments is 20 km^2 , for a median value of 5 km^2 . Sub-catchments n°2, 20, 26, 28, and 39 have an
 44 area greater than 50 km^2 , the maximum being 203 km^2 for inflow n°39. All in all, the selected lateral sub-
 45 catchments cover 92% of the area between both upstream stations and the Remoulins station.

46 3.5 Models characteristics

47 The 50 lateral inflows are modelled with the SCS-LR model, in a simplified version (see Sect. 3.3.1). The cell grid
 48 of the model is built from a Digital Elevation Model (DEM) of the IGN's BD ALTI® ("*Institut national de*
 49 *l'information géographique et forestière*"). The cell size is of 100 × 100 m. This resolution is particularly well
 50 adapted to the smallest lateral sub-catchments. The flow paths between each cell, allowing the cell to outlet
 51 distances (l_m) to be evaluated, were forced according to the river polylines of the catchment, on the basis of the
 52 IGN's BD CARTHAGE®. This processing seemed necessary in the intermediate-downstream part of the Gardon
 53 catchment, where low slopes falsify flow paths, and the areas really drained.

54 The rainfall data in entrance of the model are the CALAMAR® data at 1-km resolution, evoked in section 2.2.
 55 These CALAMAR® data are interpolated in each cell of the model, according to the Thiessen method.

1 As indicated above, the hydraulic model contains three main reaches (Fig. 3), connected by a zone of confluence.
 2 The topographic data in entrance of the hydraulic model are cross sections. They are identical to those of the study
 3 of Bonnifait et al. (2009). They had been collected with the SPC-GD and with the SMAGE (“*Syndicat Mixte*
 4 *d’Aménagement des Gardons*”). Missing in the gorges sector, the authors had to complete them by means of
 5 1:25000 maps. All in all, the hydraulic model used contains 161 cross sections. To limit miscalculations, additional
 6 sections were interpolated. The spacing of cross sections varies from 10 to 50 m depending on zones.

7 Bridges and weirs of the Gardon river were taken into account in the model. The geometries of the bridges which
 8 were recovered, were integrated into cross sections. Coefficients of friction losses were associated to them. Weirs
 9 are modelled by means of specific hydraulic equations (see EDF-CETMEF, 2011), containing two parameters: the
 10 weirs crest elevation, and a discharge coefficient. All in all, the model contains 15 bridges and 18 weirs.

11 The initial condition of the hydraulic model is a water line, characterizing the base flow. In this study, it is identical
 12 for all the events, and corresponds to a constant discharge of 5 m³/s injected into both upstream stations.

13 The time step of SCS-LR modellings is of 5 minutes. In the case of the hydraulic model, the explicit resolution
 14 scheme chosen requires a very fine a time step for modelling, of 0.1s in this case. The model outputs are then
 15 sampled at a 5 minutes time step.

16 3.6 Models parameters adjustments

17 The SCS-LR hydrologic model, as indicated previously, contains four parameters to be adjusted. An identical
 18 strategy to that adopted by Trambly et al. (2011) is chosen: the S and V_0 parameters are adjusted for each event,
 19 and the ds and K_0 parameters are fixed to a constant value. The model is particularly sensitive to the S values. The
 20 V_0 parameter influences essentially the value and the time of arrival of the peak. Modellings of about twenty events
 21 at Anduze, carried out in parallel to this study, were sometimes improved very clearly after calibration of this
 22 parameter. It is also calibrated, after this observation. Concerning the ds and K_0 parameters, the values used by
 23 Trambly et al. (2011) are used, i.e.: $ds = 0.4$ and $K_0 = 1.5$.

24 The S and V_0 parameters are calibrated according to observed hydrographs at the Anduze station. For this purpose,
 25 the simplex iterative algorithm (Nelder and Mead, 1965), implemented in the ATHYS platform, is used. The
 26 algorithm is based on the maximization of a quality criterion of the modelling. In this particular case, the Nash
 27 criterion (Nash and Sutcliffe, 1970) is used:

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^T (Q_{OBS,i} - Q_{MOD,i})^2}{\sum_{i=1}^T (Q_{OBS,i} - \bar{Q}_{OBS})^2}$$

28 (10)

29 where T is the event duration, and $Q_{OBS,i}$ and $Q_{MOD,i}$ (m³/s) are the observed and modeled discharges at time step i .

30 The calibration domain includes only discharges superior to 50 m³/s, to limit the influence of low values. However,
 31 in the case of event n°5, for which peak flow does not reach this threshold at Anduze (Tab. 2), the calibration
 32 procedure was applied to discharges superior to 10 m³/s.

33 The S and V_0 values obtained after calibration are then used for the modelling of the 49 other inflows (the Alès sub-
 34 catchment and the 48 lateral inflows). The ds and K_0 fixed values are equally employed.

35 Table 3 indicates the parameter values calibrated at Anduze for the 7 events studied. The S parameter values follow
 36 a coherent trend. For events arising just after the summer season, the S parameter is high, characterising an
 37 important water deficit. On the contrary, for events in November-December, the values are lower, since rainy
 38 events at the beginning of autumn have contributed in a more or less significant way to refilling the catchment. The
 39 V_0 values are rather variable, but coherent with the classically observed speeds. The performance of the hydrologic
 40 modelling is described in section 4.1.1.

41 The parameters of the hydraulic model are the Strickler coefficients K_s , the friction losses coefficients, and the
 42 coefficients of the hydraulic equations associated with weirs. The friction losses were defined according to the
 43 values of literature. Both parameters of the weirs equation, i.e. the weirs crest elevation and the discharge
 44 coefficient, respectively derive respectively from the IGN’s BD TOPO®, and from the literature.

45 The K_s Strickler coefficients of the hydraulic model were empirically adjusted. The procedure consisted in reducing
 46 as much as possible the time differences between the observed and simulated peaks, and between the observed and
 47 simulated beginning of flood rises, at the three stations in Ners, Russan, and Remoulins. The beginning of the flood
 48 rise is identified as the first discharge value exceeding 50 m³/s. Several sets of the Strickler coefficient were
 49 estimated, for which values vary from 15 to 30 in the river bed, and from 10 to 15 in floodplain. The adjustment
 50 procedure was applied to event n°3. The hydrographs observed at Anduze and Alès, and the lateral inflows
 51 modelled are the boundaries conditions of the hydraulic model. This event was chosen because the lateral inflow
 52 contributions were weak (Tab. 2), and had little influence in terms of shifting the peak times.

53 The best set considered a Strickler coefficient of 25 in the river bed, except in the gorges, where it was 30, and 10
 54 in the floodplain. This parameterisation is very satisfactory in terms of peak flow timing. The peak modelled for
 55 event n°3 was 5 minutes late at Ners, 5 minutes early at Russan, and on time at Remoulins. The peak propagation
 56 times from one station to another seem to be entirely satisfactory. Performance was a bit less satisfactory
 57 concerning the beginning of flood rise times, with an average delay of one hour at the three stations. This parameter
 58 set was used for all the other events in the study.

59 In this way, only two parameters of the coupling (S and V_0) were adjusted for each event, at the Anduze station.
 60 Other parameters and initial conditions remained identical. This parsimonious criterion makes the coupling very
 61 interesting from an operational point of view.

1 3.7 Performance assessment

2 The performance of the coupling of models was evaluated by analysing discharge data from five stations in the
3 catchment area, as shown in figure 1. The quality of the hydrologic modelling was estimated on the basis of
4 hydrographs recorded at Anduze and Alès, and for lateral inflows according to the differences in volume observed
5 between two consecutive stations. The performance of the coupling was evaluated at three stations in the
6 downstream part of the catchment (Ners, Russan, and Remoulins).

7 Three quality indicators were assessed. First, the Nash coefficient, which was already mentioned in the last section.
8 It provides information on the overall quality of the hydrographs modelled. The other two indices are specific to
9 peak flow. These coefficients are the relative error for peak flow RE_{Qm} (%), and the temporal difference between
10 the observed and simulated peaks ΔT_{Qm} (min):

$$RE_{Qm} = \frac{Q_{mMOD} - Q_{mOBS}}{Q_{mOBS}} \times 100$$

11 (11)

$$\Delta T_{Qm} = T_{mMOD} - T_{mOBS}$$

12 (12)

13 with Q_{mMOD} and Q_{mOBS} as the modelled and observed peak flows (m^3/s), and T_{mMOD} and T_{mOBS} as the
14 corresponding times. A positive RE_{Qm} value indicates an overestimation in the peak modelled, and conversely. The
15 ΔT_{Qm} index is positive when the peak modelled is late, and negative if it is early. At the Remoulins station, only the
16 ΔT_{Qm} index was estimated, because the rating curve was too uncertain as indicated above.

17 4 Results

18 This part presents the obtained results. At first, the coupling of models results are detailed. Then, comparisons with
19 other modellings options are analyzed.

20 4.1 Coupling results

21 4.1.1 Hydrologic modelling of upstream inflows and lateral inflows

22 The SCS-LR hydrologic modelling results were evaluated at both the Anduze and Alès stations, and for lateral
23 inflows according to the differences in volumes observed between the downstream stations.

24 Table 4 presents the modelling results at Anduze (the calibration station) and Alès. Events n°1 and n°2 were not
25 provided for the second station, because the rating curve was not valid during these periods (see Sect. 2.2).
26 Performance was generally satisfactory at Anduze, with Nash values varying from 0.53 to 0.91. A similar range of
27 values was observed by Tramblay et al. (2011) with the same version of the model, for a 16 event set at Anduze. At

28 the Alès station, Nash values were very different from one event to another, indicating qualities varying from very
29 bad to very good. The Nash index decreased for all events compared with the Anduze values. Nash values are
30 sometimes negative, reflecting a very bad adaptation of parameters calibrated at Anduze. The peak evaluation
31 indices were, however, rather satisfactory at both stations. Peak error was between 0 and ± 25 %, and the ΔT_{Qm}
32 index between 0 and ± 30 minutes, for 5 events. Only events n°6 and n°7 present major errors. These two cases
33 contain several peaks, and a secondary peak was identified as the main peak by the model. Some hydrographs
34 modelled at Anduze and Alès are represented in figure 4. Flood fall is in general rather poorly represented,
35 particularly for winter or end of autumn events. This observation is directly attributable to the choice of a simplified
36 version of SCS-LR model.

37 Table 5 compares the differences in volumes observed between the downstream stations, with the volumes
38 generated by lateral inflows included between these stations, estimated with SCS-LR. The differences in volumes at
39 Ners cannot be estimated for events n°1 and 2, and the hydrographs at Alès were missing as indicated above. There
40 appears to be a tendency to underestimate the volumes modelled for lateral inflows along the Alès / Anduze - Ners
41 reaches, and on the contrary a tendency to overestimate them for those along the Ners-Russan reach. There is
42 volume compensation at the Russan station, where the total volume modelled for lateral inflows since Alès and
43 Anduze is closer to the differences in volumes observed, than at the Ners station. It is difficult to propose a physical
44 interpretation of these inflow differences between both sections. The rather marked karstic functioning of the
45 downstream sub-catchments, for which the hydrologic model is not in theory well adapted, the uncertainties linked
46 to the rating curves, and a bad adaptation of parameters calibrated at Anduze, are possible explanations.

47 4.1.2 Coupling performance at the downstream stations

48 The results of the coupled models at the Ners, Russan, and Remoulins stations are presented in Table 6.
49 Coefficients are generally good for the selected range of events. The Nash index is between 0.61 and 0.92 at Ners,
50 and between 0.72 and 0.97 at Russan. Event n°3 presents the highest values at both stations, whereas event n°2 has
51 the lowest. The RE_{Qm} index has satisfactory values between 0 and ± 15 % for most events. However, peaks for
52 events n°1, 5, and 7 at the Ners station, present more important errors, with the highest peak overestimation of 39%
53 for event n°7. The ΔT_{Qm} index was equal to or less than 30 minutes for five events at Ners, and for four at Russan
54 and Remoulins, which characterises good peak flow timing, and confirms the hydraulic model parameterisation
55 described in Section 3.6. However, this coefficient is very high at three stations for event n°7: the delay for the peak
56 modelled is more than twenty hours.

57 Results presented in Table 6 also bring to light an improvement in the Nash values at Russan, compared with those
58 at Ners, for all events. The average increase was 13% between both stations. There is a twofold explanation for this
59 observation. First, the improvement in the modelling of events n°2, 3, and 4 (varying from +0.05 to +0.11) for
60 which lateral inflows at the section Ners-Russan are insignificant or of little importance (Table 5), indicate that the
61 hydraulic model is better adapted at Russan, and/or a more valid rating curve at this station. It is necessary to

1 specify that the Ners station is located only 4 kms downstream from the confluence, which complicates the
 2 hydraulic model. It is also possible that the topographic data of the hydraulic model are more precise near Russan.
 3 The second explanation concerns the others events, and particularly those for which lateral inflows are
 4 proportionally important (events n°1 and n°5). It was previously noted that the total volume of lateral inflows from
 5 Alès and Anduze is more satisfactory at Russan than at Ners, as there is a compensation at the most downstream
 6 station. This more correct estimation also seems to be responsible for the improved results of the coupled models at
 7 Russan. The Nash values increased for events n°1 and 5 by +0.11 and +0.20. If this trend toward improvement is
 8 clear for the Nash coefficient, it is barely obvious for the indices concerning peak flow.

9 4.2 Comparison with other modelling options

10 The coupling of models results at the Ners, Russan and Remoulins stations, are now compared with those of other
 11 modelling options. These comparisons are going to allow us to bring elements of responses to the following
 12 questionings:

- 13 - Is a simplified propagation model as relevant as a hydraulic model based on full Saint-Venant
 14 equations, for the estimation of the discharges at the Ners, Russan and Remoulins stations?
- 15 - Is the consideration of lateral inflows justified for all the events? In other words, is the choice of a
 16 coupling appropriate, or could a simple hydraulic model without lateral inflows suit?
- 17 - What is the impact of the quality of modellings injected at Anduze and Alès on the coupling results in
 18 the downstream?

19 For greater clarity, the abbreviation COUPL_{MOD} identifies the coupling previously detailed. The following
 20 comparisons are analyzed.

21 At first (Sect. 4.2.1), we try to estimate the influence of a simplified conceptualization for flood wave propagations.
 22 For this purpose, the COUPL_{MOD} results are compared with those obtained with the Lag&Route routing scheme of
 23 the SCS-LR model. This option is noted LR. Upstream and lateral inflows are identical in both cases. The only
 24 differences between both options concern:

- 25 1 The resolute equations: full Saint-Venant equations in the case of COUPL_{MOD}, and physically based but
 26 simplified equations in the case of LR (see Sect. 3.3);
- 27 2 The representation of the river bed: it is very detailed in the case of COUPL_{MOD} (cross sections), simplified
 28 in the case of LR (square cells).

29 Secondly, we assess the interest of adding lateral inflows (Sect. 4.2.2). The COUPL_{MOD} results are compared with
 30 those obtained with the simple hydraulic model, without lateral inflows. This option is noted SV_{MOD}. Upstream
 31 entries are identical for both options: they are hydrologic modellings.

32 Then, in the third section (Sect. 4.2.3), we try to estimate the impact of upstream entries on the hydraulic model
 33 results. For that purpose, the COUPL_{MOD} results are compared with those of the coupling, integrating the observed
 34 (recorded) upstream entrances, and thus, perfect. This option is noted COUPL_{OBS}. The lateral inflows are identical
 35 for both approaches: they are SCS-LR modellings.

36 Finally, in the fourth part (Sect. 4.2.4), we directly estimate the importance of taking into account lateral inflows,
 37 with regard to the importance of the quality modellings for upstream inflows. The COUPL_{MOD} results are compared
 38 with those of the SV_{OBS} option. This SV_{OBS} option corresponds to the hydraulic model without lateral inflows, fed
 39 upstream by the observed hydrographs.

40 4.2.1 COUPL_{MOD} vs LR: influence of a simplified routing conceptualization

41 The parameters of the LR routing model, V_0 and K_0 (see Sect. 3.3.1), are calibrated for each of 7 events, on the
 42 three Alès/Anduze – Ners, Ners – Russan, and Russan – Remoulins reaches, according to the hydrographs
 43 observed at downstream stations. Upstream entries and lateral inflows are identical to those of the COUPL_{MOD}
 44 modelling. The results of the LR option are presented in table 7.

45 The Nash indexes vary according to events, between 0.62 and 0.93 at Ners, and between 0.61 and 0.87 at Russan.
 46 The RE_{Qm} coefficients are globally average. If some values are interesting (event n°6 at Ners, events n°1 and 7 at
 47 Russan), errors on some peaks reach more than 30 %. In the same way, the ΔT_{Qm} indexes are often important, in
 48 particular at the Russan station, where the peak is clearly early for 6 events.

49 At the Ners station, the performances in terms of Nash are equivalent between both options, even slightly to the
 50 advantage of the LR option. At Russan, this option is less successful: five events present clear degradations of the
 51 Nash indexes. Concerning the RE_{Qm} index, consequent gaps are observed for events n°2, 3 and 4, at both stations.
 52 Some peaks are however reproduced in a equivalent way by both options. It is difficult to identify a global trend
 53 concerning the ΔT_{Qm} index. There are so many improvements as degradations of this index at Ners; at Russan, the
 54 COUPL_{MOD} option is more successful; at Remoulins, the results are equivalent for five events, but benefit the LR
 55 option for events n°1 and 6.

56 Some hydrographs at the Russan station are detailed in figure 5. The performances of both options are close in the
 57 case of events n°1 and 7. Concerning this last event, the Nash index is slightly degraded with the LR option (0.79
 58 with COUPL_{MOD}; 0.74 with LR). The recessions between peaks, as well as first peak, are better modelled with
 59 COUPL_{MOD}. Concerning the remaining two events, peaks modelled with LR are rather clearly underestimated, and
 60 early. The COUPL_{MOD} modelling seems more satisfactory in these cases.

61 So, it is difficult to conclude on the impact of a simplified routing conceptualization on the downstream results. The
 62 performances of both options, COUPL_{MOD} and LR, are globally equivalent at Ners; the ΔT_{Qm} indexes calculated at
 63 Remoulins are also often rather close. At Russan, it appears for four cases a clear degradation of modellings with

1 the LR option (events n°2, 3, 4 and 5). It is maybe the location of the Russan station, just above the Gardon gorges,
 2 which explains this finding. In this sector, the river bed narrows brutally: this configuration is finely reproduced in
 3 the hydraulic model, while the LR option does not take this into account.

4 **4.2.2 COUPL_{MOD} vs SV_{MOD}: influence of adding lateral inflows**

5 The SV_{MOD} option corresponds to the simple hydraulic model, without lateral inflows, fed upstream by hydrographs
 6 modelled with SCS-LR. A comparison with COUPL_{MOD} informs the interest of adding lateral inflows for the
 7 modelling. The results of the SV_{MOD} option are indicated in table 8.

8 The performances with this option are very variable according to the events. The Nash indexes are rather good for
 9 events n°3, 4 and 7, moderates for n°2 and 6, and very bad for n°1 and 5. In the same way, the RE_{Qm} and ΔT_{Qm}
 10 indexes are very bad for events n°1 and 5, but also for event n°7 (except the RE_{Qm} index at Russan), and, to a lesser
 11 extent however, for event n°6. They are rather satisfactory for the remaining three events.

12 The comparison with the COUPL_{MOD} modelling informs significant differences according to the events. It seems
 13 these differences between both options depend on the cumulated rainfall spatial distribution (Fig. 2). The indexes
 14 obtained for events n°2, 3 and 4, are rather little different from those achieved with COUPL_{MOD}. A light
 15 improvement of Nash at Ners is noted in the case of event n°4, when the lateral inflows are added (0.75 vs 0.80).
 16 These three events present more significant rainfall in the upstream part of the catchment, and rather little important
 17 contributions of lateral inflows (see Tab. 5). This fact explains the absence of notable gaps between both options.

18 By contrast, for events n°1, 5, and to a lesser extent for event n°6, important differences are observed: the
 19 COUPL_{MOD} results are more satisfactory than those of SV_{MOD}, for all indexes. For example, Nash of event n°5
 20 evolve from -1.05 at Ners and -0.73 at Russan with the SV_{MOD} option, to respectively 0.68 and 0.88 when lateral
 21 inflows are taken into account. So, adding these seems necessary for the good modelling of these three events.
 22 Again, this finding can be explained by the rainfall spatial distribution during these events: for n°1 and 5, the
 23 strongest rains were measured in the intermediary-downstream part of the catchment, causing very important
 24 laterals inflows responses, proportionally to the flows at Anduze and Alès (Tab. 2 and Tab. 5); in the case of event
 25 n°6, the highest cumulated rainfall are observed in the upstream part of the catchment, but inflows of the
 26 intermediary-downstream part react in a consequent way.

27 Finally, in the case of event n°7, modellings degrade when lateral inflows are added. The Nash indexes with the
 28 SV_{MOD} option are over of +0.06 at Ners, and +0.09 at Russan. This lesser quality of the COUPL_{MOD} results is
 29 understandable by the errors of the hydrologic model at Alès and Anduze: the second peak of this event is rather
 30 widely overestimated in both stations (see Fig. 4). Adding lateral inflows amplifies this error in the downstream,
 31 and as a consequence modellings are of less good quality. This case of degradation is the only one observed when
 32 lateral inflows are added. The ΔT_{Qm} indexes remain rather close according to both options, being very bad: it is also
 33 the consequence of upstream errors.

34 Figure 6 details observed and modelled hydrographs with COUPL_{MOD} and SV_{MOD} at Russan, for events n°1, 3, 6
 35 and 7. The differences between both options are little visible in the case of event n°3: Nash indexes are very close.
 36 However, the COUPL_{MOD} modelling estimates the peak more finely. Conversely, differences are very important for
 37 event n°1. The SV_{MOD} option underestimates the event rather widely. Flood rises are much delayed, and the second
 38 peak is widely underestimated. A less significant underestimation is also observed for event n°6. Finally, in the case
 39 of event n°7, the SV_{MOD} option is the most satisfactory. Adding lateral inflows, overestimated on the Ners-Russan
 40 reach (see Tab. 5), explains the too premature increases preceding the last two peaks, and the too important values
 41 of these, in the case of the COUPL_{MOD} modelling.

42 To summarize, we can say that the interest of adding lateral inflows depends essentially on the rainfall spatial
 43 distribution of the event. However, adding lateral inflows can also contribute to the degradation of modellings, by
 44 worsening the errors on upstream entries (case of event n°7).

45 **4.2.3 COUPL_{MOD} vs COUPL_{OBS}: influence of the upstream injected hydrographs**

46 The COUPL_{OBS} option is identical to the COUPL_{MOD} option, except concerning upstream entries to the hydraulic
 47 model, which are in this case the observed hydrographs. So, the COUPL_{OBS}/COUPL_{MOD} comparison allows to
 48 estimate the impact of the qualities of modellings injected at Anduze and Alès on the coupling results at the
 49 downstream. In the cases of events n°1 and 2, for which the rating curve at Alès is not adapted, hydrographs
 50 modelled at this station are taken into account. The results of the COUPL_{OBS} option are indicated in table 9.

51 Globally with this option, the indexes are rather satisfactory for all the events. The Nash coefficients vary between
 52 0.63 and 0.98 at Ners, and are higher than 0.85 at Russan. The RE_{Qm} index is sometimes very good. Some gaps
 53 higher than 20 % are however noted at Ners. Peaks are generally well synchronized. Rather important gaps are
 54 raised for some cases: event n°1, event n°6 at Russan and Remoulins, and event n°7 at Remoulins. They appear to
 55 be due to hydrologic modellings errors on lateral inflows, rather than to the hydraulic model. The presented case of
 56 event n°3, is the case which was used to the adjustment of the K_s parameters of the hydraulic model (see Sect. 3.6).

57 As in the previous section, gaps in performance according to both modelling options are very different from one
 58 event to another. There are very few differences between the results of COUPL_{MOD} and COUPL_{OBS} for events n°1, 3
 59 and 5. Only the Nash indexes at Ners in the case of event n°5, and the ΔT_{Qm} coefficients at Ners for event n°1,
 60 present reasonable gaps. Again, the rainfall spatial distribution is an explanation of this observation. The lateral
 61 inflows were consequent during events n°1 and 5, minimizing the importance of hydrographs injected upstream to
 62 the hydraulic model. So, the modelling accuracy of lateral inflows is not fundamental for these two cases.
 63 Concerning event n°3, it is the good modelling of hydrographs at Alès and Anduze (respective Nash indexes of
 64 0.91 and 0.89, see Tab.4) which explains the low gap between both options at the Ners, Russan and Remoulins
 65 stations. The lateral inflows play a secondary role during this event (see Tab. 5).

1 Three other events, n°2, 4 and 6, present clear increases of the Nash indexes, and limited differences for the RE_{Qm}
 2 and ΔT_{Qm} indexes when hydrographs observed upstream are injected (COUPL_{OBS} option). The strongest Nash
 3 increase is observed in the case of event n°6 at Ners (Nash of 0.64 with COUPL_{MOD} vs 0.95 with COUPL_{OBS}, an
 4 improvement of almost 50 %). This increase is explained by a better representation of flood rises and falls. For
 5 these three events, the quality of modellings at Alès and Anduze is important for the improvement in the Nash
 6 values at the downstream: this can be attributed to the strong contributions of upstream inflows, considering the
 7 flowed out volumes at the downstream stations (see Tab. 2). However, the two others indexes do not present clear
 8 improvements.

9 Finally, event n°7 constitutes, as already observed in the previous section, a special case. All the indexes are
 10 improved with the COUPL_{OBS} option. Previously observed errors of ΔT_{Qm} are widely corrected: the main peak is
 11 well identified this time.

12 Some modellings according to both options, at the Ners station, are presented in figure 7. In the case of event n°5,
 13 the results do not differ much: the quality of the modelling of upstream inflows has not got much impact. The
 14 differences are clearer concerning the three other events. In the case of events n°4 and 6, the flood rises and falls are
 15 better reproduced with the COUPL_{OBS} option: modellings at Anduze and Alès underestimate them (see Fig. 4 for
 16 event n°4). However, the peak is better reproduced with COUPL_{MOD} for event n°6: it is the combined result of
 17 overestimations of peaks at Anduze and Alès (see the RE_{Qm} index, Tab. 4), and of an underestimate of the lateral
 18 inflows upstream to Ners (see Tab. 5), which compensates these errors upstream. In the case of event n°7, the
 19 improvements of the indexes are understandable by a better estimation of peaks and flood fall, with the COUPL_{OBS}
 20 option. It is interesting to note the important role of both upstream catchments on flood falls, which are, except for
 21 event n°5, far better modelled when upstream entries are the observed data.

22 To summarize, the results show again the important role of the rainfall spatial distribution. Events with rains
 23 essentially located in the upstream part, present the most important improvements when the observed data are taken
 24 into account. However, these improvements are more debatable concerning the reconstruction of peaks: rather
 25 often, the RE_{Qm} and ΔT_{Qm} indexes are little different according to both options. Only event n°7 presents an
 26 improvement of all the indexes with COUPL_{OBS}.

27 **4.2.4 COUPL_{MOD} vs SV_{OBS}: direct comparison of the impact of the quality of upstream injected** 28 **hydrographs, vs the importance of the lateral inflows**

29 In this section, the interest of adding lateral inflows is directly confronted with the impact of modellings at the
 30 upstream entries. For that purpose, the results of the hydraulic model without lateral inflows, fed by the observed
 31 data at Anduze and Alès, are compared with the COUPL_{MOD} results, at the three downstream stations. This
 32 modelling option is noted SV_{OBS}, and its results are presented in table 10.

33 Again, the indexes values, and the gaps with regard to the COUPL_{MOD} modelling, are very variable according to the
 34 events. As previously evoked, the complete coupling is necessary for events n°1 and 5. Important gaps between
 35 both options are noted, the results of the SV_{OBS} option being unsatisfactory. There are few differences in the case of
 36 event n°3, for which lateral inflows are not much consequent, and SCS-LR modellings are very good at Alès and
 37 Anduze. In the case of events n°2, 4, 6 and 7, improvements of the Nash indexes are noticed. Concerning the two
 38 other indexes, they are equivalent for events n°2 and 4, clearly degraded with SV_{OBS} for event n°6, and improved
 39 with this same option for event n°7. These trends appear to the modelled hydrographs, presented, for some events,
 40 in figure 8.

41 For event n°1, gaps are consequent. The SV_{OBS} option clearly underestimates the hydrograph. Peaks are also
 42 underestimated with the coupling. In the case of event n°2, gaps are more reduced. The peak is reproduced in a very
 43 satisfactory way with both options. The gaps in terms of Nash (0.78 for SV_{OBS} vs 0.61 for COUPL_{MOD}) are hard to
 44 see: we can barely say that the flood rise and fall are slightly better reproduced with the SV_{OBS} option. In the case of
 45 event n°6, this last option is also more satisfactory on flood rise and fall, but less interesting for the reproduction of
 46 the peak: the addition of lateral inflows is necessary for its good estimation. Finally, in the case of event n°7, the
 47 SV_{OBS} option is the most satisfactory, except for the evaluation of the last peak.

48 Thus, the SV_{OBS}/COUPL_{MOD} comparison ends in contrasted findings according to the events. Nash is improved or
 49 equivalent for five events with SV_{OBS}, which indicates, in these cases, the importance of the quality of modellings
 50 upstream to the hydraulic model. The indexes relative to peaks are however often equivalent for both options.
 51 Adding lateral inflows appears to be necessary for events n°1, 5, and for the good modelling of the peak of event
 52 n°6.

53 **5 Discussion**

54 The presented results show that the coupling of models is an interesting tool for the modelling of the hydrographs
 55 of the Gardon river at the downstream stations. In this part, two points are discussed: the choice of the hydrologic
 56 model parameters of the ungauged lateral inflows, and the use and the interests of the coupling for floods
 57 forecasting.

58 **5.1 Concerning the SCS-LR hydrologic model parameters of the ungauged inflows**

59 In this study, the SCS-LR hydrologic model parameters calibrated at Anduze are used for the modellings of the
 60 others sub-catchments feeding the hydraulic model, gauged (Alès), or not (the 48 lateral inflows). With this
 61 simplified approach, the performances of the coupling are satisfactory at the Ners, Russan and Remoulins stations.
 62 However, they could be improved, using better adapted parameters.

63 Naturally, the parameters cannot be calibrated on ungauged catchments. For the lateral inflows modelling,
 64 regionalization approaches of the parameters seem adapted (see examples in: Merz and Blöschl, 2004; McIntyre et

1 al., 2005; Parajka et al., 2005; Oudin et al., 2008; Masih et al., 2010; Oudin et al., 2010; Garambois, 2012). These
 2 methods are based on parameters calibrated on gauged catchments. The literature details three regionalization
 3 approaches:

- 4 - The regressive approaches. Regressions between the parameters calibrated on gauged catchments and physical
 5 and climatic descriptors are established. The set of parameters of the ungauged catchment is known according
 6 to the value of the descriptor of the basin. These methods require a large number of gauged catchments, to
 7 cover a wide range of descriptors values.
- 8 - The approaches based on spatial proximity. The parameters calibrated on the closest catchments are averaged,
 9 then directly used for the target ungauged catchment. This approach is based on the hypothesis that nearby
 10 catchments have similar hydrological reactions, because of the relative homogeneity of the physical and
 11 climatic characteristics. It approximates the strategy used in this study.
- 12 - The approaches by physical similarity. The sets calibrated on the closest gauged catchments, but this time in
 13 the sense of the physical and climatic characteristics, are averaged then used for the ungauged basin. The
 14 similarity between catchments is quantified by means of an index.

15 According to Oudin et al. (2008), there is still no clear consensus for a preferential regionalization method.
 16 According to Garambois (2012), the regionalization methods by similarity, defined from soils characteristics, are
 17 particularly relevant for catchments of the Cévennes area.

18 Methods of correction of modellings for ungauged catchments were also developed. Artigue (2012) provides an
 19 example, applied to ungauged sub-catchments of the Gardon river basin. The author proposes a correction of his
 20 neural networks model results, by means of a law based on the ungauged basins areas and the estimated maximal
 21 specific discharges. This correction strategy allows to obtain realistic modellings.

22 These solutions constitute an appropriate way to improve the hydrologic modellings of sub-catchments, and thus
 23 the coupling of models results.

24 **5.2 Use of the coupling for flood forecasting**

25 As previously evoked, the elaborate coupling of models is a priori adapted for flash flood forecasting, and
 26 overflowing associated. In this section, we indicate the existing approaches to define both parameters of the
 27 coupling before the beginning of the event. Then, we detail the modelling of the inundated areas.

28 The coupling of models contains two parameters which must be adjusted for each event: S and V_0 . In this study,
 29 these two parameters were calibrated, what is obviously impossible in a forecasting context: the values of both
 30 parameters must be defined beforehand. For that purpose, the literature describes several possible options. A first
 31 approach consists in using one or several state indicators of the catchment, as for example the soil moisture, the
 32 base flow... Regressions are established between the parameters calibrated for a range of events, and the

33 corresponding indicators values. The parameters for an upcoming event are then known, according to the indicator
 34 value of the day. This option was analyzed for the S parameter of the SCS-LR model, at the scale of the Gardon
 35 d'Anduze catchment (Marchandise and Viel, 2009; Trambly et al., 2011). These authors show that the $Hu2$ index
 36 calculated every day by the SIM model of Météo-France (Habets et al., 2008), and estimating the soil moisture of
 37 the root layer (between 10 and 190 cm), is particularly interesting to estimate the S parameter.

38 A second approach was recently developed, and is described by Coustau (2011) and Coustau et al. (2013). These
 39 authors propose assimilation techniques of discharges for the estimation of the S and V_0 parameters of the SCS-LR
 40 model. They show that an assimilation in the first few hours of the flood allows to obtain parameters supplying
 41 good results, according to their tests on the Lez river catchment (neighbor of the Gardon river basin). This option is
 42 also interesting.

43 Thus, it would be advisable for a use of the coupling in an objective of flood forecasting, to predetermine the
 44 parameters according to one of these two approaches. These parameters must be then regionalized on the ungauged
 45 catchments, as we mentioned earlier.

46 The coupling is a priori relevant for the modelling of the flooded areas. However, the 1D hydraulic model in its
 47 current form, is little adapted. Indeed, in the floodplain, the flows are strongly multidirectional, and do not satisfy
 48 the hypothesis of 1D flow. For a fine modelling of overflowing, it would be advisable to use a 2D model, or to
 49 complete the 1D model with storage areas. The choice of a 1D model rather than a 2D approach had previously
 50 been justified (see Sect. 3.2). The 2D model requires very fine data, and its calculation times are more important,
 51 which is a limiting constraint for a use in operational forecast. Furthermore, studies comparing 1D and 2D models,
 52 indicate close results with both options, for the modelling of inundated areas (Horritt and Bates, 2002; Aureli et al.,
 53 2006; Besnard and Goutal, 2011). However, in the case of the study of Aureli et al. (2006), the 2D model allows a
 54 more realistic representation of overflowing during the first hours of the event. Besnard and Goutal (2011) proposes
 55 a MASCARET model with storage areas, applied to the Garonne river, in the southwest of France. The authors
 56 indicate the importance of the links between storages areas, which must be defined in a fine way for the good
 57 modelling of overflowing.

58 So, adding storage areas to the hydraulic model, appears to be a necessary step for the coupling of models relevance
 59 for major events, such as the one of September 2002.

60 **6 Summary and conclusions**

61 This study showed that a coupling of hydrologic and hydraulic models is adapted for modelling the fast floods of
 62 the Gardon river basin. At the downstream stations of the catchment, the Nash values are included between 0.61
 63 and 0.97, reflecting qualities rated as rather good to excellent. The coefficients specific to peak flows are also
 64 satisfactory. For the most part of the studied events, the relative error for peak flow (RE_{Q_m}) is included between
 65 $\pm 15\%$, and the temporal difference (ΔT_{Q_m}) is lower or of the order of 30 minutes.

1 A comparison with other modelling strategies was made, and allowed to provide responses to the questioning asked
2 in introduction and at section 4.2.

3 At first, we are interested in the contribution of a full hydraulic model for the discharges estimation, compared with
4 a simplified Lag&Route routing model. Close results were observed. The coupling is slightly more successful at the
5 Russan station, and even rather clearly for four events. At Ners and Remoulins, both options seem rather
6 equivalent. So, a simplified Lag&Route model can suit for discharges routing on the intermediary-downstream part
7 of the Gardon river. However, contrary to the hydraulic model, it does not allow to estimate flooded areas.

8 The second interrogation concerned the interest of adding lateral inflows. For this purpose, the coupling results
9 were compared with those of the SV_{MOD} option (hydraulic model without lateral inflows). The gaps between both
10 options differ rather clearly according to events. The rainfall spatial distribution during the event is a key element.
11 When cumulated rainfalls are more important in the intermediary-downstream part of the catchment (case of events
12 n°1, 5, and to a lesser extent for event n°6), adding lateral inflows is necessary: the coupling is clearly more
13 successful than the SV_{MOD} option. On the other hand, when rains are rather centered on sub-catchments upstream to
14 the hydraulic model, the gaps between both options are rather low (case of events n°2, 3 and 4). Then, the lateral
15 inflows are not necessary. The case of event n°7 constitutes an interesting feature: it is the only event for which the
16 SV_{MOD} option is the most successful. This fact is understandable by an amplification of the errors of both
17 modellings at upstream entries to the hydraulic model, when lateral inflows are added.

18 Thirdly, the impact of the qualities of modellings at upstream entries to the hydraulic model was estimated. For that
19 purpose, the coupling results were compared with those of the COUPL_{OBS} option (identical coupling, but with the
20 recorded hydrographs injected at Alès and Anduze). Even there, the rainfall spatial distribution during the event is
21 very influential. The results of both options are very close in the case of events n°1 and 5, for which rains were
22 scarce in the upstream, but also for event n°3. Concerning this last case, the absence of significant improvements is
23 understandable by the very good quality of the hydrologic modellings at Anduze and Alès. The COUPL_{OBS}
24 modelling is more satisfactory, in terms of Nash, for 4 others episodes. These events with heavy rains upstream
25 require good hydrologic modellings upstream. In the cases of events n°2, 3 and 4, the differences are however of
26 little significance concerning the RE_{Qm} and ΔT_{Qm} indexes.

27 A last comparison estimated the gaps between the SV_{OBS} results (hydraulic model without lateral inflows, with
28 observed upstream entries) and those of the coupling. In the case of events n°1 and 5, the coupling is clearly more
29 successful than the SV_{OBS} option. It shows that adding lateral inflows is more important than a satisfactory
30 hydrologic modelling at Alès and Anduze. The SV_{OBS} option is more successful in terms of Nash, for events n°2, 4,
31 6 and 7. The improvements concern especially flood rises and falls. The differences are hardly noticeable for peaks,
32 in the case of events n°2 and 4; the modelled peak is more satisfactory with the coupling, in the case of event n°6.

33 If the coupling results are satisfactory, they could be improved thanks to better hydrologic modellings of lateral
34 inflows. For this purpose, methods of correction of modellings (Artigue, 2012) or of parameters regionalization
35 (Garambois, 2012), were estimated for Mediterranean basins and seem relevant for this studied case.

36 Finally, this coupling of models turns out very interesting for floods forecasting. However, the problem of the
37 estimation of the coupling parameters before the event, arises. For this purpose, approaches of assimilation of data
38 (Coustau, 2011; Coustau et al., 2013) or of estimation of the parameters according to state indicators of the
39 catchment (Marchandise and Viel, 2009; Trambly et al., 2010; Trambly et al., 2011), are relevant. Furthermore,
40 the 1D hydraulic model, completed by storage areas, should be very interesting for the inundated area modelling
41 during major events, as the one of September, 2002. The continuation of works will address these two aspects.

42 Acknowledgments

43 The authors thank Yann Laborda, from SPC-GD, for supplying the hydrological data useful to this study, and its
44 sensible advice. Thanks are also presented to Fabrice Zaoui, from EDF, for its advice relating to the MASCARET
45 code. Thanks to Guy Delrieu, from LTHE (*Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement*), to
46 have supplied river cross sections, necessary for this study. Finally, thanks to Gilles Rocquelain, Fabrice Cebron
47 and Marie-Christine Germain, from *BRL Ingénierie*, for their advice and remarks.

48 References

- 49 Anquetin, S., Braud, I., Vannier, O., Viallet, P., Boudevillain, B., Creutin, J.-D., and Manus, C.: Sensitivity of the
50 hydrological response to the variability of rainfall fields and soils for the Gard 2002 flash-flood event, *J. Hydrol.*,
51 394, 134-147, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.07.002 2010.
- 52 Artigue, G.: Prévission des crues éclair par réseaux de neurones : généralisation aux bassins non jaugés, Ph.D.,
53 Université Montpellier II, Montpellier, France, 318 pp., 2012.
- 54 Aureli, F., Mignosa, P., Ziveri, C., and Maranzoni, A.: Fully-2D and quasi-2D modeling of flooding scenarios due
55 to embankment failure, *River Flow 2006 – Ferreira, Alves, Leal & Cardoso (eds)*, Taylor & Francis Group,
56 London, England, 1473-1482, 2006.
- 57 Ayral, P.A., Sauvagnargues-Lesage, S., and Bressand, F.: Contribution à la spatialisation du modèle opérationnel de
58 prévission des crues éclair Alhtair, *Études de Géographie Physique*, 32, 75-97, 2005.
- 59 Besnard, A., and Goutal, N.: Comparaison de modèles 1D à casiers et 2D pour la modélisation hydraulique d'une
60 plaine d'inondation – Cas de la Garonne entre Tonneins et La Réole, *Houille Blanche*, 3-2011, 42-47,
61 doi:10.1051/lhb/2011031, 2011.
- 62 Biancamaria, S., Bates, P.D., Boone, A., and Mognard, N.M.: Large-scale coupled hydrologic and hydraulic
63 modelling of the Orb river in Siberia, *J. Hydrol.*, 379, 136-150, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.09.054, 2009.

- 1 Bonnifait, L., Delrieu, G., Le Lay, M., and Boudevillain, B., Masson, A., Belleudy, P., Gaume, E., Saulnier, G.M.:
2 Distributed hydrologic and hydraulic modelling with radar rainfall input: reconstruction of the 8-9 September 2002
3 catastrophic flood event in the Gard region, France, *Adv. Water Res.*, 32, 1077-1089,
4 doi:10.1016/j.advwatres.2009.03.007, 2009.
- 5 Bouvier, C., Marchandise, A., Lequien, A., Brunet, P., and Crespy, A.: Distributed rainfall/runoff modelling of
6 September 2002 flood in two southern France river basins, BALWOIS International Scientific Conference, Ohrid,
7 Republic of Macedonia, 25-29 May 2004, 2004.
- 8 Bouvier, C., Ayrat, P.A., Brunet, P., Crespy, A., Marchandise, A., and Martin C.: Recent advances in rainfall-runoff
9 modelling: extrapolation to extreme floods in southern France, *Proceedings of the AMHY-FRIEND International*
10 *Workshop on Hydrological Extremes*, University of Calabria, Cosenza, Italy, 3-4 May 2006, 229-238, 2006.
- 11 Claudet, R., and Bouvier, C.: Outils de prévision des crues rapides : les besoins de l'alerte et du suivi en temps réel,
12 *Colloque SHF « Crues méditerranéennes »*, Nîmes, France, June 2004, 105-112, 2004.
- 13 Cook, A., and Merwade, V.: Effect of topographic data, geometric configuration and modeling approach on flood
14 inundation mapping, *J. Hydrol.*, 377, 131-142, 2009.
- 15 Coustau, M.: Contribution à la prévision des crues sur le bassin du Lez : modélisation de la relation pluie-débit en
16 zone karstique et impact de l'assimilation de débits, Ph.D., Université Montpellier II, Montpellier, France, 234 pp.,
17 2011.
- 18 Coustau, M., Ricci, S., Borrell-Estupina, V., Bouvier, C., and Thual, O.: Benefits and limitations of data
19 assimilation for discharge forecasting using an event-based rainfall-runoff model, *Nat. Hazard. Earth Sys.*, 13, 583-
20 596, doi:10.5194/nhess-13-583-2013, 2013.
- 21 Delrieu, G., Ducrocq, V., Gaume, E., Nicol, J., Payrastré, O., Yates, E., Kirstetter, P.E., Andrieu, H., Ayrat, P.A.,
22 Bouvier, C., Creutin, J.D., Livet, M., Anquetin, S., Lang, M., Neppel, L., Oblé, C., Parent-du-Châtelet, J.,
23 Saulnier, G.M., Walpersdorf, A., and Wobrock, W.: The catastrophic flood event of 8-9 September 2002 in the
24 Gard region, France: A first case study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological
25 Observatory, *J. Hydrometeorol.*, 6, 34-52, 2005.
- 26 EDF-CETMEF: MASCARET v7.1 Note de principe, 152 pp., 2011.
- 27 Gaume, E., Livet, M., Desbordes, M., and Villeneuve, J.P.: Hydrological analysis of the river Aude, France, flash
28 flood on 12 and 13 November 1999, *J. Hydrol.*, 286, 135-154, doi:10.1016/j.jhydrol.2003.09.015, 2004.
- 29 Garambois, P.A.: Étude régionale des crues éclair de l'arc méditerranéen français ; élaboration de méthodologies de
30 transfert à des bassins versants non jaugés, Ph.D., Université de Toulouse, Toulouse, France, 451 pp., 2012.
- 31 Habets, F., Boone, A., Champeaux, J.L., Etchevers, P., Franchistéguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P.,
32 Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Quintana Segui, P., Rousset-Regimbeau, F., and Viennot, P.: The SAFRAN-
33 ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France, *J. Geophys. Res.*, 113, DO6113,
34 doi:10.1029/2007JD008548, 18 pp., 2008.
- 35 Hapuarachchi, H.A.P., Wang, Q.J., and Pagano, T.C.: A review of advances in flash flood forecasting, *Hydrol.*
36 *Process.*, 25, 2771-2784, doi:10.1002/hyp.8040, 2011.
- 37 Horritt, M.S., and Bates, P.D.: Evaluation of 1D and 2D numerical models for predicting river flood inundation, *J.*
38 *Hydrol.*, 268, 87-99, 2002.
- 39 Jacq, V.: Inventaire des situations à précipitations diluviennes sur le Languedoc-Roussillon, la Provence-Alpes-
40 Côte d'Azur et la Corse – Période 1958-1994, *Météo-France S3C/PRO*, France, 190 pp., 1994.
- 41 Kim, J., Warnock, A., Ivanov, V.Y., and Katopodes, D.: Coupled modeling of hydrologic and hydrodynamic
42 processes including overland and channel flow, *Adv. Water Resour.*, 37, 104-126,
43 doi:10.1016/j.advwatres.2011.11.009, 2012.
- 44 Knebl, M.R., Yang, Z.L., Hutchison, K., and Maidment, D.R.: Regional scale flood modeling using NEXRAD
45 rainfall, GIS, and HEC-HMS/RAS: a case study for the San Antonio River Basin Summer 2002 storm event, *J.*
46 *Environ. Manage.*, 75, 325-336, doi:10.1016/j.jenvman.2004.11.024, 2005.
- 47 Lerat, J.: Quels apports hydrologiques pour les modèles hydrauliques? Vers un modèle intégré de simulation des
48 crues, Ph.D., Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 390 pp., 2009.
- 49 Lerat, J., Perrin, C., Andréassian, V., Loumagne, C., and Ribstein, P.: Towards robust methods to couple lumped
50 rainfall-runoff models and hydraulic models: A sensitivity analysis on the Illinois River, *J. Hydrol.*, 418-419, 123-
51 135, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.09.019, 2012.
- 52 Lian, Y., Chan, I.C., Singh, J., Demissie, M., Knapp, V., and Xie, H.: Coupling of hydrologic and hydraulic models
53 for the Illinois River Basin, *J. Hydrol.*, 344, 210-222, doi:10.1016/j.jhydrol.2007.08.004, 2007.
- 54 Linsley, R.K., Kohler, M.A., and Paulhus, J.L.H.: *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York, USA, 1949.
- 55 Masih, I., Uhlenbrook, S., Maskey, S., and Ahmad, M.D.: Regionalization of a conceptual rainfall-runoff model
56 based on similarity of the flow duration curve: A case study from the semi-arid Karkheh basin, Iran, *J. Hydrol.*,
57 391, 188-201, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.07.018, 2010.
- 58 Marchandise, A.: Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze ; étude comparative de différents
59 modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques,
60 Ph.D., Université Montpellier II, Montpellier, France, 214 pp., 2007.

- 1 Marchandise, A., and Viel, C.: Utilisation des indices d'humidité de la chaîne Safran-Isba-Modcou de Météo-
2 France pour la vigilance et la prévision opérationnelle des crues, *Houille Blanche*, 6-2009, 35-41,
3 doi:10.1051/hb/2009075, 2009.
- 4 Martin, C.: Les inondations du 15 Juin 2010 dans le centre Var : réflexion sur un épisode exceptionnel, *Études de*
5 *Géographie Physique*, 37, 41-76, 2010.
- 6 McCarthy, G.T.: The Unit Hydrograph and flood routing, unpublished manuscript, 1938.
- 7 McIntyre, N., Lee, H., Wheeler, H., Young, A., and Wagener, T.: Ensemble predictions of runoff in ungauged
8 catchments, *Water Resour. Res.*, 41, W12434, doi:10.1029/2005WR004289, 2005.
- 9 Mejia, A.I., and Reed, S.M.: Evaluating the effects of parameterized cross section shapes and simplified routing
10 with a coupled distributed hydrologic and hydraulic model, *J. Hydrol.*, 409, 512-524,
11 doi:10.1016/j.jhydrol.2011.08.050, 2011.
- 12 Merz, R., and Blöschl, G.: Regionalisation of catchment model parameters, *J. Hydrol.*, 287, 95-123,
13 doi:10.1016/j.jhydrol.2003.09.028, 2004.
- 14 Miller, W., and Cunge, J.: Simplified equations of unsteady flow – Unsteady flow in open channels, ed. K.
15 Mahmood & V. Yevjevich, Vol. 1, Chap. 5, *Water Resour. Publ.*, Fort Collins, Colorado, 1975.
- 16 Montanari, M., Hostache, R., Matgen, P., Schumann, G., Pfister, L. and Hoffmann, L.: Calibration and sequential
17 updating of a coupled hydrologic-hydraulic model using remote sensing-derived water stages, *Hydrol. Earth Syst.*
18 *Sc.*, 13, 367-380, 2009.
- 19 Moussa, R., and Bocquillon, C.: On the use of the diffusive wave for modelling extreme flood events with overbank
20 flow in the floodplain, *J. Hydrol.*, 374, 116-135, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.006, 2009.
- 21 Nash, J.E., and Sutcliffe, J.V.: River flow forecasting through conceptual models part I – a discussion of principles,
22 *J. Hydrol.*, 10, 282-290, 1970.
- 23 Nelder, J., and Mead, R.: A simplex method for function minimization, *Comput. J.*, 7-4, 308-313, 1965.
- 24 Oudin, L., Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., and Le Moine, N.: Spatial proximity, physical similarity,
25 regression and ungauged catchments: A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments,
26 *Water Resour. Res.*, 44, W03413, doi:10.1029/2007WR006240, 2008.
- 27 Oudin, L., Kay, A., Andréassian, V., and Perrin, C.: Are seemingly physically similar catchments truly
28 hydrologically similar?, *Water Resour. Res.*, 46, W11558, doi:10.1029/2009WR008887, 2010.
- 29 Parajka, J., Merz, R., and Blöschl, G.: A comparison of regionalisation methods for catchment model parameters,
30 *Hydrol. Earth Syst. Sc. Discuss.*, 2, 509-542, 2005.
- 31 Ponce, V.M., Li, R.M., and Simons, D.B.: Applicability of kinematic and diffusion models, *J. Hydr. Eng. Div.-*
32 *ASCE*, 104, 353-360, 1978.
- 33 Ruin, I., Creutin, J.D., Anquetin, S., and Lutoff, C.: Human exposure to flash floods – Relation between flood
34 parameters and human vulnerability during a storm of September 2002 in Southern France, *J. Hydrol.*, 361, 199-
35 213, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.07.044, 2008.
- 36 Samuels, P.G.: Cross section location in one-dimensional models, *International Conference on river flood*
37 *hydraulics*, Great Britain, September 17-20th 1990, 339-350, 1990.
- 38 Sangati, M., and Borga, M.: Influence of rainfall spatial resolution on flash flood modelling, *Nat. Hazard Earth*
39 *Syst.*, 9, 575-584, 2009.
- 40 Sangati, M., Borga, M., Rabuffetti, D., and Bechini, R.: Influence of rainfall and soil properties spatial aggregation
41 on extreme flash flood response modelling: An evaluation based on the Sesia river basin, North Western Italy, *Adv.*
42 *Water Resour.*, 32, 1090-1106, doi:10.1016/j.advwatres.2008.12.007, 2009.
- 43 Saulnier, G.M., and Le Lay, M.: Sensitivity of flash-flood simulations on the volume, the intensity, and the
44 localization of rainfall in the Cévennes-Vivarais region (France), *Water Resour. Res.*, 45, W10425,
45 doi:10.1029/2008WR006906, 2009.
- 46 Sauvagnargues-Lesage, S., and Simonet, C.: Retour d'expérience sur la gestion de l'évènement de Septembre 2002
47 par les Services de la Sécurité Civile, *Houille Blanche*, 6-2004, 1-7, 2004.
- 48 Thierion, V., Ayrat, P.A., Geisel, J., Sauvagnargues-Lesage, S., and Payrastra, O.: Grid technology reliability for
49 flash flood forecasting: End-user assessment, *J. Grid Computing*, 9, 405-422, 2011.
- 50 Trambly, Y., Bouvier, C., Martin, C., Didon-Lescot, J.F., Todorovik, D., Domergue, J.M.: Assessment of initial
51 soil moisture conditions for event-based rainfall-runoff modeling, *J. Hydrol.*, 387, 176-187,
52 doi:10.1016/j.jhydrol.2010.04.006, 2010.
- 53 Trambly, Y., Bouvier, C., Ayrat, P.A., and Marchandise, A.: Impact of rainfall spatial distribution on rainfall-
54 runoff modeling efficiency and initial soil moisture conditions estimation, *Nat. Hazard. Earth Sys.*, 11, 157-170,
55 doi:10.5194/nhess-11-157-2011, 2011.
- 56 Vincendon, B., Ducrocq, V., Saulnier, G.M., Bouilloud, L., Chancibault, K., Habets, F. and Noilhan, J.: Benefit of
57 coupling the ISBA land surface model with a TOPMODEL hydrological model version dedicated to Mediterranean
58 flash-floods, *J. Hydrol.*, 394, 256-266, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.04.012, 2010.

- 1 Whiteaker, T.L., Robayo, O., Maidment, D.R., and Obenour, D.: From a NEXRAD rainfall map to a flood
- 2 inundation map, *J. Hydrol. Eng.*, 11, 37-45, doi:10.1061/(ASCE)1084-0699(2006)11:1(37), 2006.
- 3 Zocatelli, D., Borga, M., Zanon, F., Antonescu, B., and Stancalie, G.: Which rainfall spatial information for flash
- 4 flood response modelling? A numerical investigation based on data from the Carpathian range, Romania, *J.*
- 5 *Hydrol.*, 394, 148-161, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.07.019, 2010.

1 Table 1. Drained areas and outlet distances for the five stations.

2

Stations	Drained areas (km ²)	Outlet distances (km)
Anduze	545	83.7
Alès	315	81.7
Ners	1100	64.3
Russan	1530	45.3
Remoulins	1900	13.9

3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

1 Table 2. Some key event characteristics. AN, N, and RU stand for the Anduze, Ners, and Russan stations. UP
 2 groups together both upstream sub-catchments (Anduze and Alès).

Event	Period	Mean rainfall (mm)			Runoff volume (Mm ³)			Peak discharge (m ³ /s)		
		UP	N	RU	UP	N	RU	AN	N	RU
1	05-12/09/05	280	300	320	-	63	99	150	460	850
2	18-22/10/06	210	170	140	-	91	85	1300	1340	1290
3	21-24/10/08	190	180	160	46	52	50	1070	1390	1340
4	01-04/11/08	250	230	190	98	118	113	1040	1290	1420
5	06-09/09/10	90	120	140	2	15	21	20	560	700
6	21-28/12/10	160	150	130	97	126	133	360	730	880
7	02-09/11/11	460	430	370	195	222	229	1070	1120	1300

3
 4
 5
 6
 7
 8
 9
 10

1 Table 3. S and V_0 parameters calibrated at the Anduze station, for the seven events studied.

2

Event	S	V_0
1	391	1.6
2	238	3.6
3	408	3.1
4	203	3
5	367	1.4
6	108	1.6
7	227	2.7

3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

17 Table 4. Hydrologic modelling results. Performance indexes at the Anduze and Alès stations.

18

Event	Anduze			Alès		
	Nash	RE _{Qm}	ΔT_{Qm}	Nash	RE _{Qm}	ΔT_{Qm}
1	0.72	-11	-15	-	-	-
2	0.87	-10	10	-	-	-
3	0.91	-25	5	0.89	2	25
4	0.90	-20	-5	0.57	-3	25
5	0.53	-6	-5	-4.57	17	30
6	0.68	15	705	-0.50	24	45
7	0.80	-15	1415	-0.25	69	1180

19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31

1 Table 5. Comparison of the differences in volumes (Mm³) observed between stations (V_{OBS}), and lateral inflow
 2 volumes estimated with SCS-LR (V_{SCS-LR}), in both sections Anduze / Alès (UP) - Ners and Ners - Russan.

3

Event	UP - Ners		Ners - Russan	
	V _{OBS}	V _{SCS-LR}	V _{OBS}	V _{SCS-LR}
1	-	15.0	35.7	39.9
2	-	0.2	0	0.2
3	5.6	2.4	0	0
4	19.4	5.1	0	1.2
5	12.9	9.2	5.7	11.1
6	28.9	7.5	6.4	6.3
7	27.7	18.2	7.1	19.4

4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

16 Table 6. Coupling results. Performance indexes at the Ners, Russan and Remoulins stations.

17

Event	Ners			Russan			Remoulins
	Nash	RE _{Qm}	ΔT _{Qm}	Nash	RE _{Qm}	ΔT _{Qm}	ΔT _{Qm}
1	0.77	-23	-30	0.86	1	-260	-210
2	0.61	4	25	0.72	-4	5	20
3	0.92	3	15	0.97	-3	10	10
4	0.80	1	-20	0.86	-11	-35	-25
5	0.68	-30	-15	0.88	-12	-20	-10
6	0.64	0	90	0.73	-11	55	70
7	0.75	39	1270	0.79	15	1275	1300

18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30

1 Table 7. LR option results. Performance indexes at the Ners, Russan and Remoulins stations. The symbols on the
 2 right of indexes characterize the gaps compared with the COUPL_{MOD} option. ↓↓ : Deterioration of more than 50 % ;
 3 ↓ : Deterioration between 5 et 50 % ; ↑ : Improvement between 5 and 50 % ; ↑↑ : Improvement of more than 50 % ;
 4 = : Close values, in ± 5 %. Symbol also attributed for RE_{Qm}, if the absolute difference is lower in ± 10; and for
 5 ΔT_{Qm}, if the absolute difference is lower in ± 15 minutes.

6

Event	Ners			Russan			Remoulins
	Nash	RE _{Qm}	ΔT _{Qm}	Nash	RE _{Qm}	ΔT _{Qm}	ΔT _{Qm}
1	0.74 =	-25 =	-50 ↓↓	0.87 =	-7 =	-265 =	45 ↑↑
2	0.62 =	-18 ↓↓	-5 ↑↑	0.61 ↓	-32 ↓↓	-85 ↓↓	-30 =
3	0.93 =	-15 ↓↓	-30 =	0.80 ↓	-36 ↓↓	-70 ↓↓	5 =
4	0.77 =	-13 ↓↓	-10 =	0.73 ↓	-32 ↓↓	-70 ↓↓	-20 =
5	0.78 ↑	-26 =	-45 ↓↓	0.79 ↓	-28 ↓↓	-50 ↓↓	25 =
6	0.62 =	-4 =	15 ↑↑	0.70 =	-18 =	-40 =	5 ↑↑
7	0.77 =	22 ↑	1280 =	0.74 ↓	-4 ↑↑	1245 =	1340 =

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17 Table 8. SV_{MOD} option results. Performance indexes at the Ners, Russan and Remoulins stations. The symbols on
 18 the right of indexes characterize the gaps compared with the COUPL_{MOD} option. ↓↓ : Deterioration of more than 50
 19 % ; ↓ : Deterioration between 5 et 50 % ; ↑ : Improvement between 5 and 50 % ; ↑↑ : Improvement of more than 50
 20 % ; = : Close values, in ± 5 %. Symbol also attributed for RE_{Qm}, if the absolute difference is lower in ± 10; and for
 21 ΔT_{Qm}, if the absolute difference is lower in ± 15 minutes.

22

Event	Ners			Russan			Remoulins
	Nash	RE _{Qm}	ΔT _{Qm}	Nash	RE _{Qm}	ΔT _{Qm}	ΔT _{Qm}
1	0.14 ↓↓	-41 ↓↓	140 ↓↓	-0.10 ↓↓	-69 ↓↓	-2510 ↓↓	-2330 ↓↓
2	0.61 =	3 =	25 =	0.72 =	-5 =	5 =	20 =
3	0.92 =	-5 =	25 =	0.96 =	-11 =	-15 =	20 =
4	0.75 ↓	-2 =	-15 =	0.83 =	-14 =	-25 =	-10 =
5	-1.05 ↓↓	-91 ↓↓	255 ↓↓	-0.73 ↓↓	-93 ↓↓	420 ↓↓	-1380 ↓↓
6	0.52 ↓	-8 =	135 ↓	0.51 ↓	-25 ↓↓	135 ↓↓	175 ↓↓
7	0.81 ↑	27 ↑	1315 =	0.88 ↑	3 ↑↑	1310 =	1320 =

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

1 Table 9. COUPL_{OBS} option results. Performance indexes at the Ners, Russan and Remoulins stations. The symbols
 2 on the right of indexes characterize the gaps compared with the COUPL_{MOD} option. ↓↓ : Deterioration of more than
 3 50 % ; ↓ : Deterioration between 5 et 50 % ; ↑ : Improvement between 5 and 50 % ; ↑↑ : Improvement of more than
 4 50 % ; = : Close values, in ± 5 %. Symbol also attributed for RE_{Qm}, if the absolute difference is lower in ± 10; and
 5 for ΔT_{Qm}, if the absolute difference is lower in ± 15 minutes.

6
7

Event	Ners			Russan			Remoulins
	Nash	RE _{Qm}	ΔT _{Qm}	Nash	RE _{Qm}	ΔT _{Qm}	ΔT _{Qm}
1	0.77 =	-25 =	65 ↓↓	0.89 =	-9 =	-90 =	-195 =
2	0.78 ↑	5 =	20 =	0.85 ↑	-6 =	-5 =	15 =
3	0.96 =	9 =	5 =	0.99 =	-2 =	-5 =	0 =
4	0.94 ↑	5 =	30 =	0.97 ↑	-8 =	5 ↑↑	10 =
5	0.63 ↓	-31 =	-10 =	0.88 =	-14 =	-20 =	-5 =
6	0.95 ↑	-13 ↓↓	5 ↑↑	0.95 ↑	-12 =	-85 ↓↓	-70 =
7	0.98 ↑	12 ↑↑	15 ↑↑	0.95 ↑	3 ↑↑	5 ↑↑	-50 ↑↑

8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

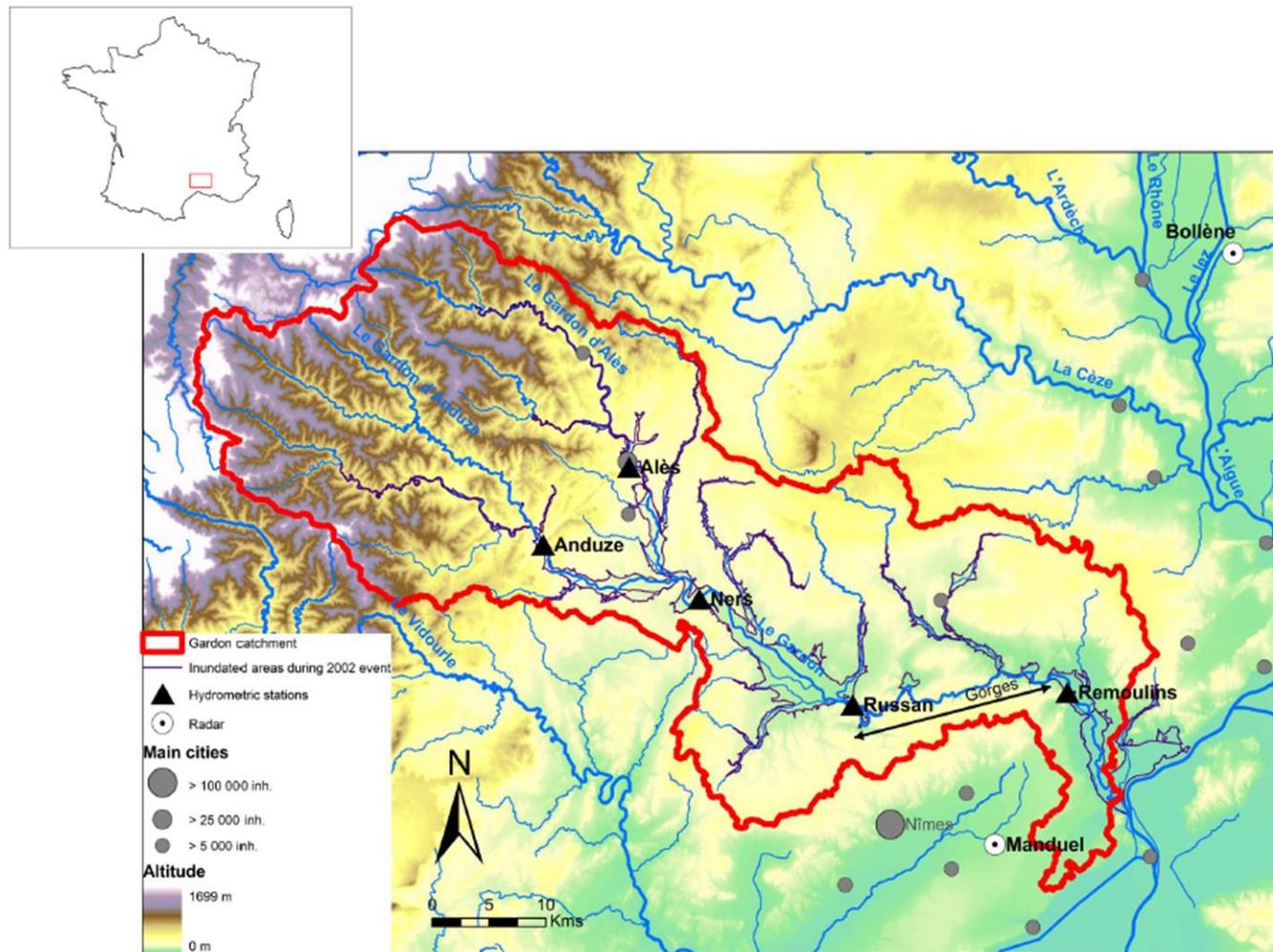
19 Table 10. SV_{OBS} option results. Performance indexes at the Ners, Russan and Remoulins stations. The symbols on
 20 the right of indexes characterize the gaps compared with the COUPL_{MOD} option. ↓↓ : Deterioration of more than 50
 21 % ; ↓ : Deterioration between 5 et 50 % ; ↑ : Improvement between 5 and 50 % ; ↑↑ : Improvement of more than 50
 22 % ; = : Close values, in ± 5 %. Symbol also attributed for RE_{Qm}, if the absolute difference is lower in ± 10; and for
 23 ΔT_{Qm}, if the absolute difference is lower in ± 15 minutes.

24

Event	Ners			Russan			Remoulins
	Nash	RE _{Qm}	ΔT _{Qm}	Nash	RE _{Qm}	ΔT _{Qm}	ΔT _{Qm}
1	0.13 ↓↓	-38 ↓↓	160 ↓↓	-0.10 ↓↓	-67 ↓↓	-2500 ↓↓	-2315 ↓↓
2	0.78 ↑	3 =	20 =	0.85 ↑	-7 =	-10 =	15 =
3	0.96 =	0 =	15 =	0.97 =	-10 =	-15 =	10 =
4	0.89 ↑	3 =	35 =	0.94 ↑	-10 =	5 ↑↑	15 =
5	-1.14 ↓↓	-94 ↓↓	220 ↓↓	-0.75 ↓↓	-96 ↓↓	480 ↓↓	430 ↓↓
6	0.86 ↑	-26 ↓↓	-590 ↓↓	0.77 ↑	-39 ↓↓	-590 ↓↓	-530 ↓↓
7	0.91 ↑	8 ↑↑	-5 ↑↑	0.87 ↑	-9 =	-45 ↑↑	-55 ↑↑

25

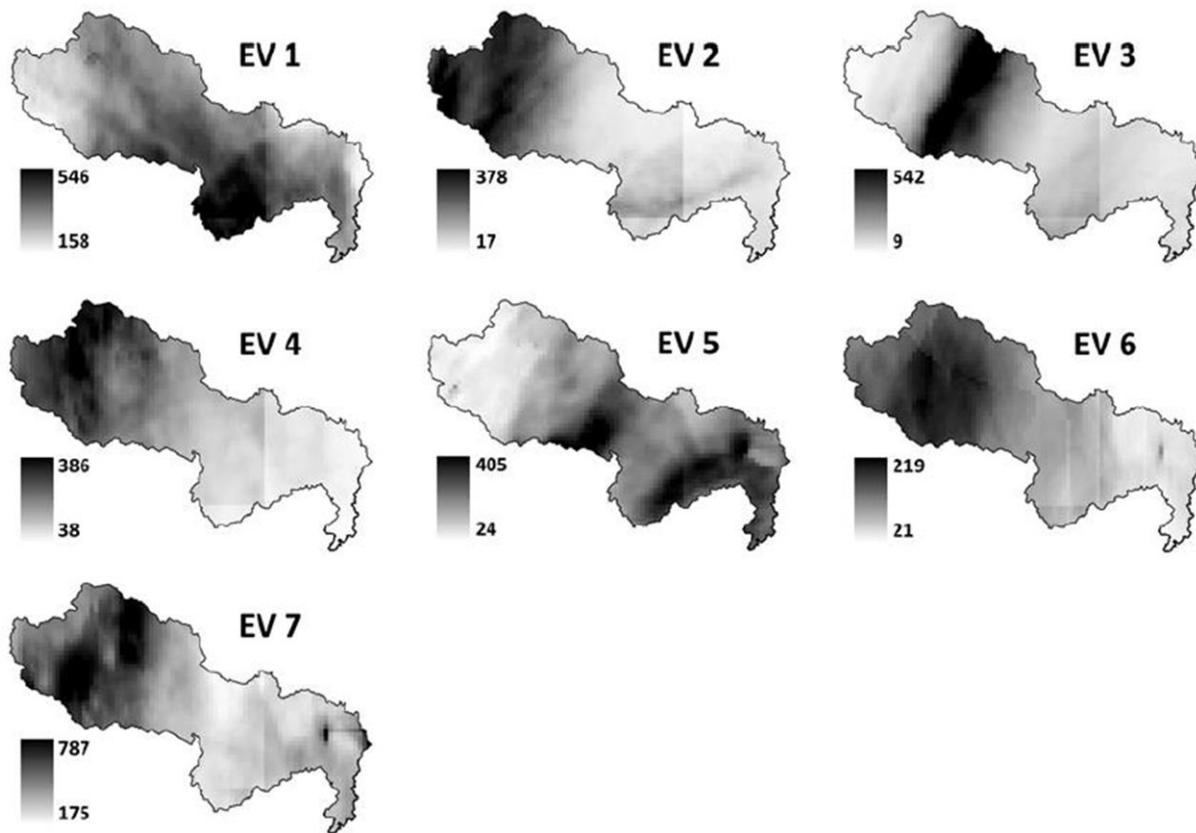
1 Figure 1. The Gardon catchment.



2

3

1 Figure 2. Cumulated rainfall (mm) for each event.



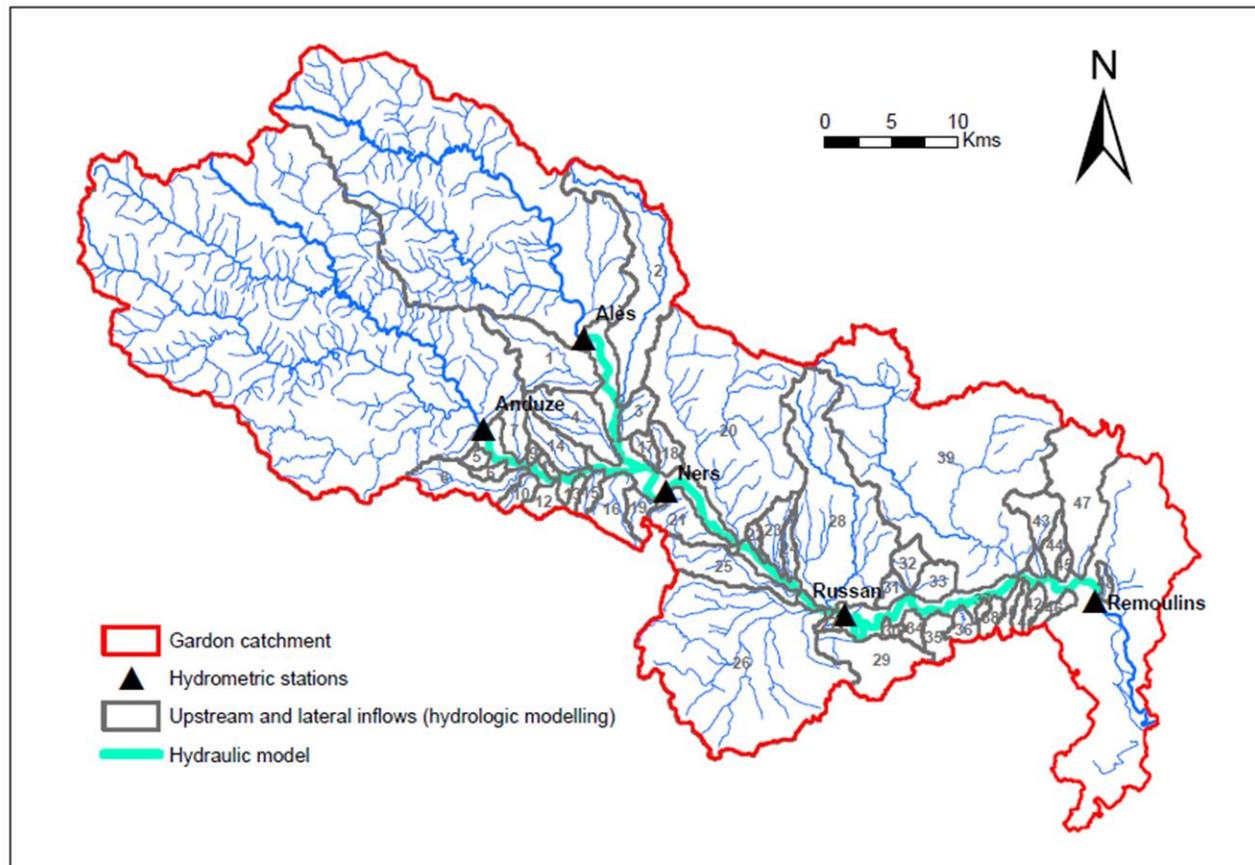
2

3

4

1 Figure 3. Coupling of models applied to the Gardon river basin.

2



3

Figure 4. Hydrographs modelled (with SCS-LR) for events n°3, 4, and 7 at the Anduze and Alès stations.

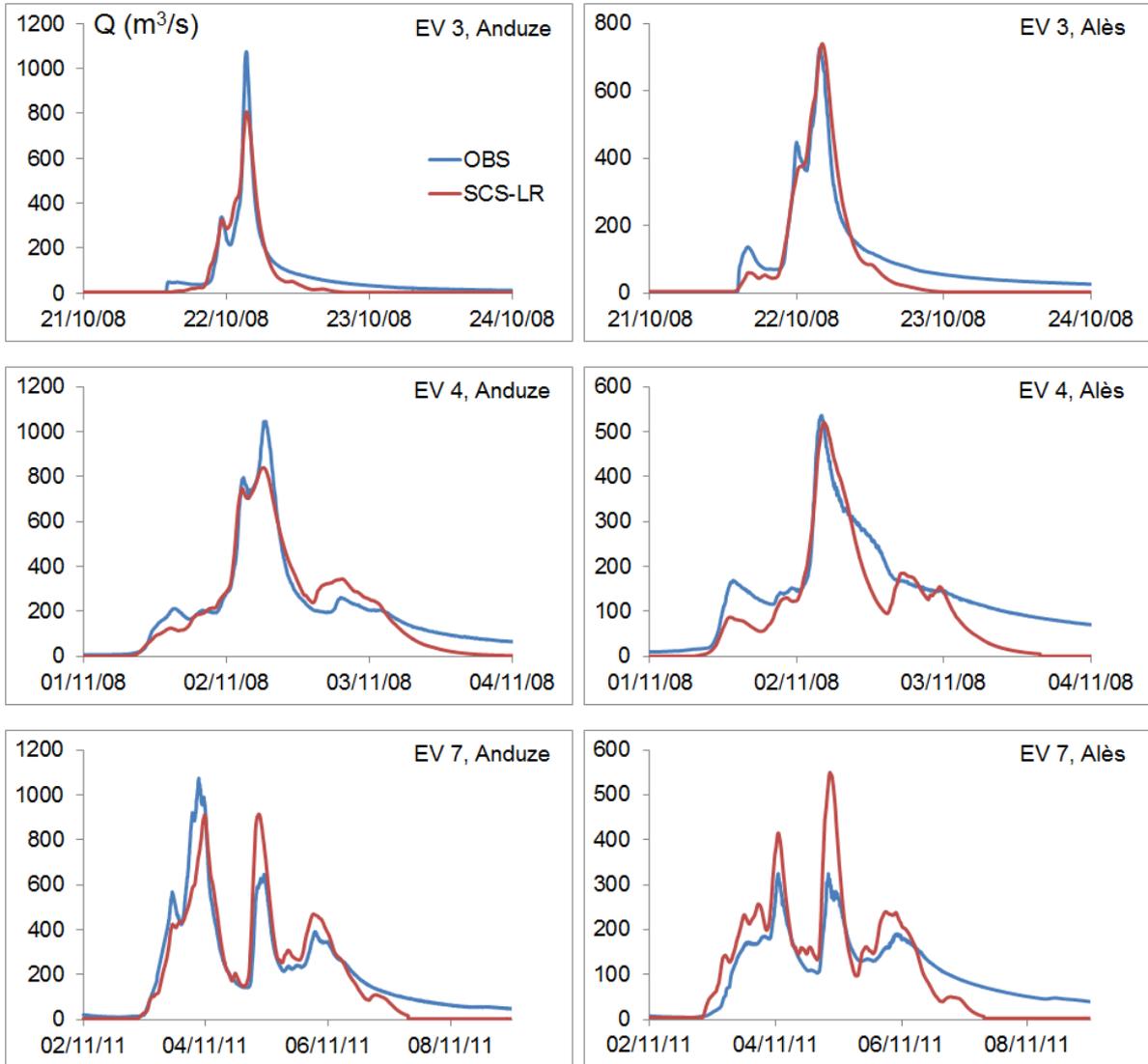


Figure 5. Hydrographs modelled for events n°1, 3, 5 and 7 according to COUPL_{MOD} and LR modelling options, at the Russan station.

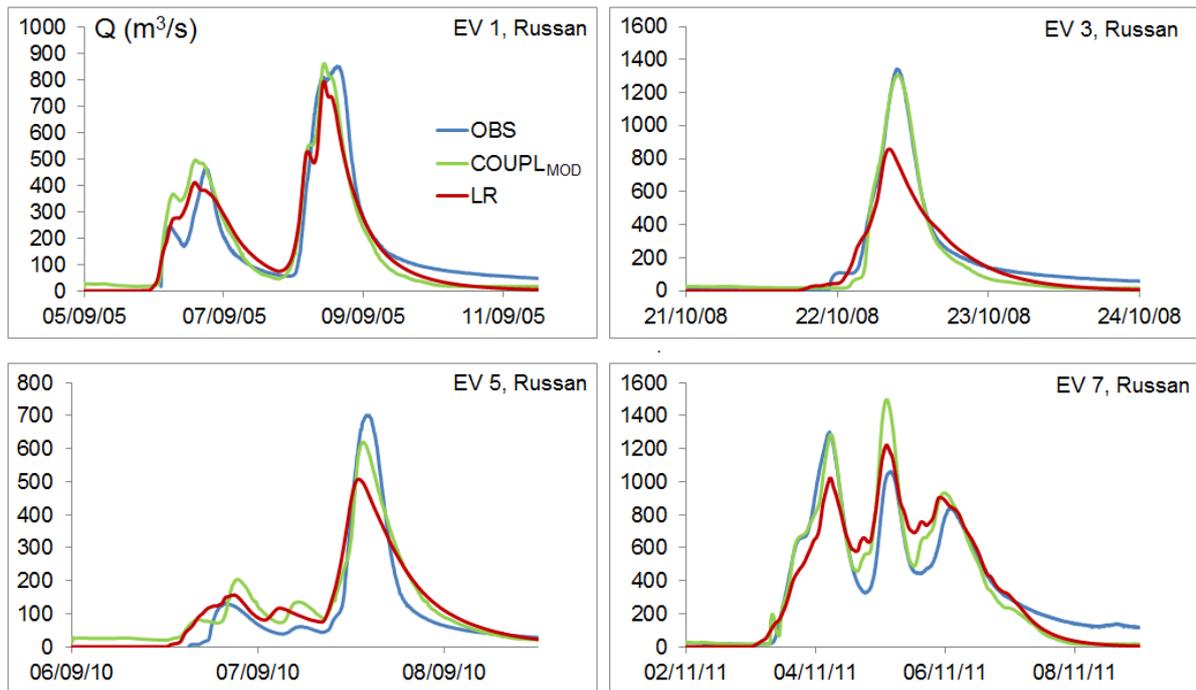


Figure 6. Hydrographs modelled for events n°1, 3, 6 and 7 according to COUPL_{MOD} and SV_{MOD} modelling options, at the Russan station.

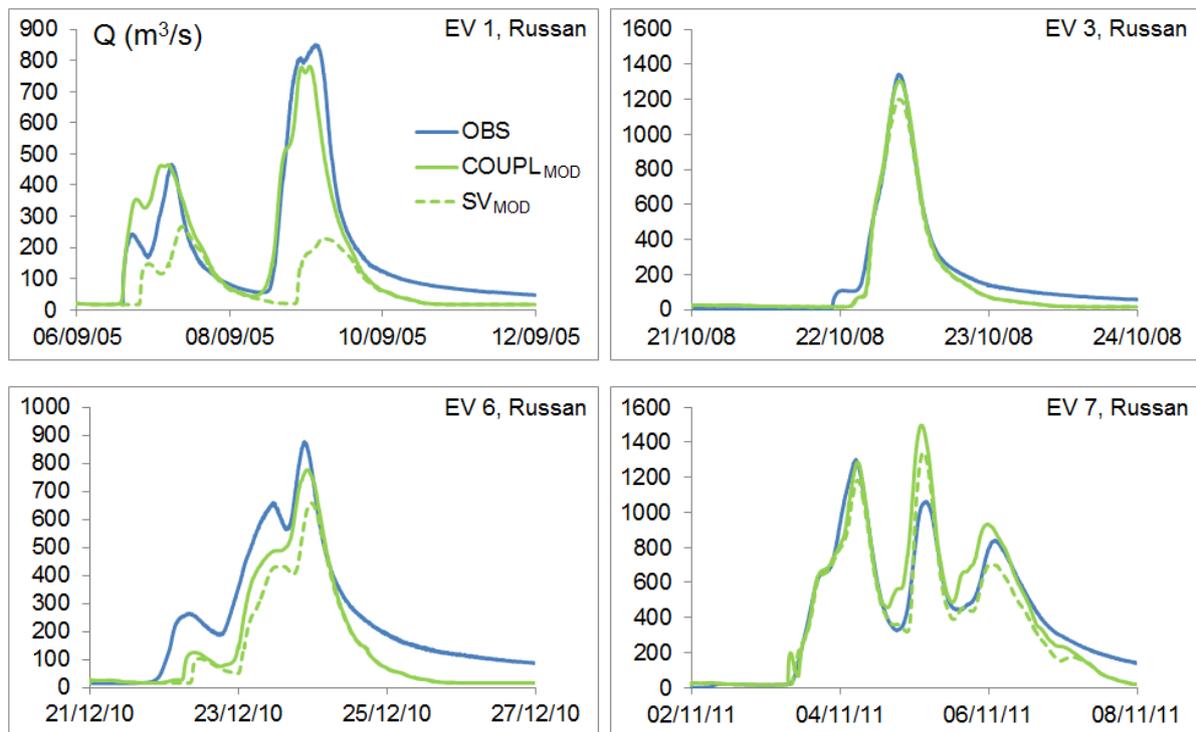


Figure 7. Hydrographs modelled for events n°4, 5, 6 and 7 according to COUPL_{MOD} and COUPL_{OBS} modelling options, at the Ners station.

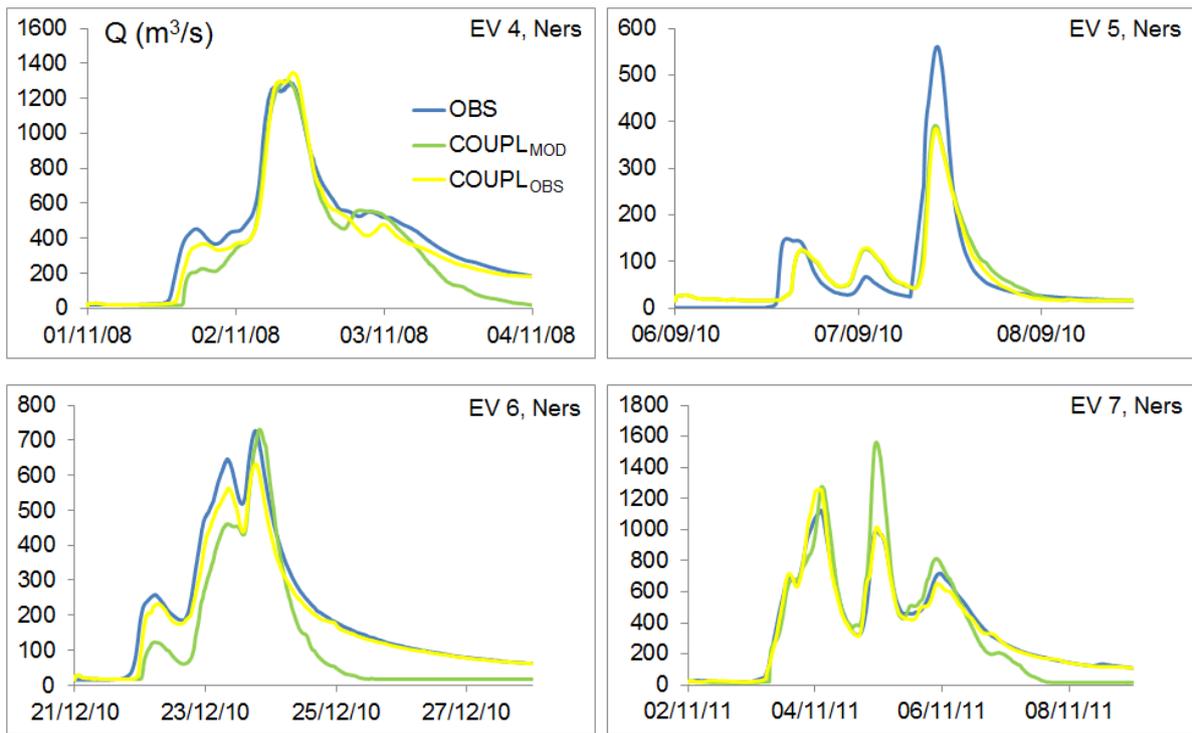
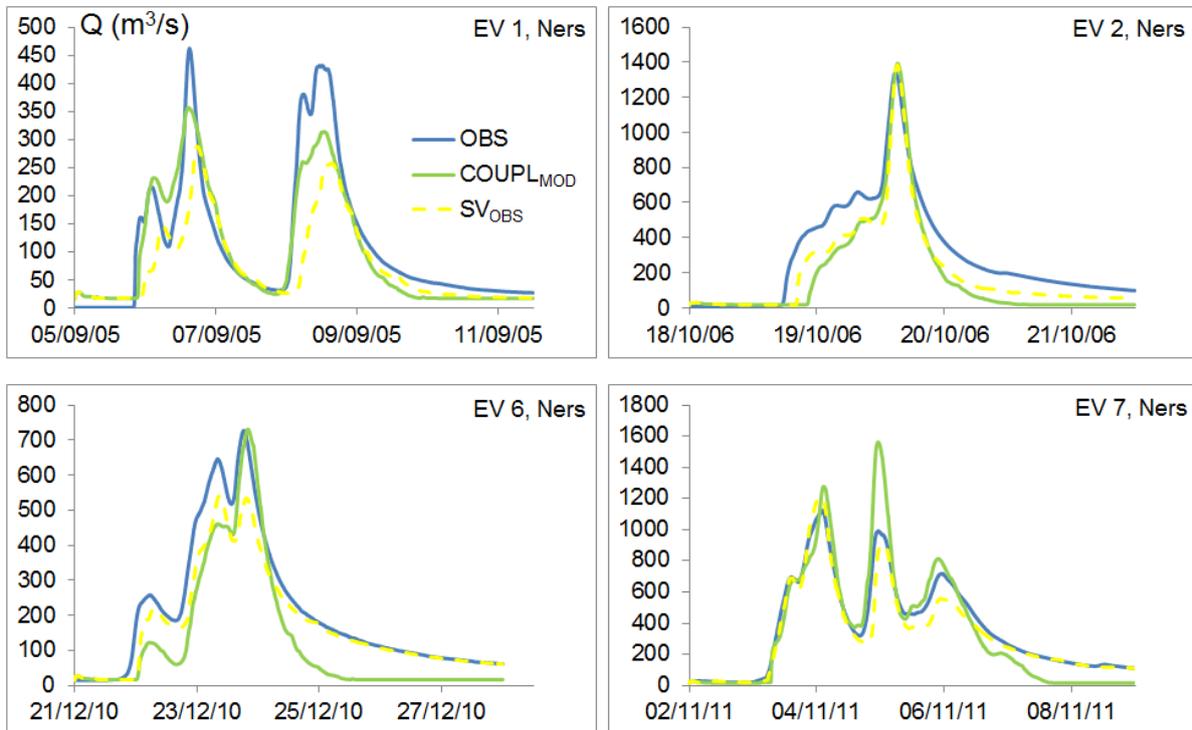


Figure 8. Hydrographs modelled for events n°1, 2, 6 and 7 according to COUPL_{MOD} and SV_{OBS} modelling options, at the Ners station.



Annexe 5 : Caractéristiques des casiers et des liaisons.

A cette annexe, sont décrites les caractéristiques des casiers complétant le modèle hydraulique (voir chapitre 3), et des liaisons associées. Les coefficients des liaisons (voir équations 19 à 23) sont ceux définis par défaut dans le code. Les dimensions des liaisons (largeur, longueur, surface) ont été renseignées à l'aide des données de la BD TOPO[®], mais également à partir de la BD ORTHO[®] de l'IGN, ou encore, concernant les longueurs des chenaux, d'après la BD CARTHAGE[®]. Les cotes sont issues de la BD TOPO[®], ou, si la liaison n'y est pas renseignée, du MNT corrigé (voir chapitre 3).

Tableau des caractéristiques des casiers :

Casier	Cote minimale (m. ASL)	Superficie (km ²)
casier1	116.8	1.7
casier2	106.8	2.0
casier3	99.9	1.6
casier4	96.0	2.4
casier5	124.0	0.5
casier6	118.8	0.5
casier7	112.6	0.5
casier8	108.7	0.3
casier9	97.2	1.2
casier10	124.3	0.2
casier11	122.2	0.4
casier12	115.7	0.2
casier13	115.7	0.6
casier14	109.1	0.8
casier15	108.0	0.6
casier16	112.0	0.5
casier17	107.1	0.8
casier18	102.6	0.6
casier19	106.9	0.5
casier20	101.7	0.8
casier21	98.8	1.0
casier22	93.4	1.2
casier23	101.4	1.4
casier24	91.5	0.4
casier25	122.9	0.1
casier26	119.3	0.1
casier27	117.5	0.3
casier28	105.8	0.2
casier29	104.7	0.1
casier30	107.8	0.6
casier31	103.1	0.9
casier32	102.5	0.3
casier33	98.6	0.3
casier34	98.9	0.1
casier35	88.6	0.6
casier36	87.6	1.0
casier37	80.3	1.3
casier38	79.7	0.2
casier39	80.4	0.2
casier40	77.9	0.6
casier41	65.4	0.4
casier42	74.3	0.3
casier43	72.8	0.5
casier44	71.8	0.6
casier45	65.9	1.0
casier46	66.3	4.4
casier47	64.5	1.8

casier48	62.4	1.6
casier49	66.0	1.3
casier50	60.0	2.4
casier51	66.9	1.2
casier52	72.0	1.1
casier53	58.0	0.8
casier54	90.6	0.6
casier55	88.0	0.4
casier56	88.7	0.1
casier57	79.2	0.6
casier58	73.0	1.3
casier59	68.0	0.4
casier60	68.8	0.7
casier61	63.5	2.0
casier62	62.7	1.4
casier63	56.0	3.7
casier64	56.3	3.0

Tableau 22.

Tableau des caractéristiques des liaisons casier - tronçon de la modélisation hydraulique :

No liaison	Casier associé	Abscisse en m (n°bief)	Type	Cote (m. ASL)	Coef. m (sans un.)	Coef. C (sans un.)	Largeur l (m)	Longueur L (m)
1	casier1	16.61 (1)	Seuil (1)	130.0	0.4	0.8	15	-
2	casier1	1136.56 (1)	Seuil (1)	127.0	0.4	0.8	15	-
3	casier1	2266.4 (1)	Seuil (1)	124.0	0.4	0.8	15	-
4	casier1	2655.52 (1)	Seuil (1)	124.0	0.4	0.8	15	-
5	casier2	2672.04 (1)	Seuil (1)	124.0	0.4	0.8	5	-
6	casier2	3852.26 (1)	Seuil (1)	118.0	0.4	0.8	5	-
7	casier2	4853.0 (1)	Seuil (1)	114.3	0.4	0.8	5	-
8	casier2	5013.0 (1)	Seuil (1)	113.0	0.4	0.8	5	-
9	casier3	5013.0 (1)	Seuil (1)	113.0	0.4	0.8	5	-
10	casier3	5997.0 (1)	Seuil (1)	111.4	0.4	0.8	5	-
11	casier3	7196.15 (1)	Seuil (1)	109.0	0.4	0.8	5	-
12	casier3	8576.0 (1)	Seuil (1)	107.9	0.4	0.8	5	-
13	casier4	8607.0 (1)	Seuil (1)	110.8	0.4	0.8	5	-
14	casier4	9400.0 (1)	Seuil (1)	105.0	0.4	0.8	5	-
15	casier4	10452.0 (1)	Seuil (1)	101.0	0.4	0.8	5	-
16	casier4	11363.0 (1)	Seuil (1)	99.0	0.4	0.8	5	-
17	casier4	11634.0 (1)	Seuil (1)	98.3	0.4	0.8	5	-
18	casier5	0.0 (1)	Seuil (1)	129.0	0.4	0.8	15	-
19	casier5	1104.0 (1)	Seuil (1)	126.0	0.4	0.8	15	-
20	casier6	1677.0 (1)	Seuil (1)	124.0	0.4	0.8	5	-
21	casier6	2857.0 (1)	Seuil (1)	123.0	0.4	0.8	5	-
22	casier6	3687.0 (1)	Seuil (1)	122.0	0.4	0.8	5	-
23	casier7	3849.0 (1)	Seuil (1)	118.3	0.4	0.8	5	-
24	casier7	5185.0 (1)	Seuil (1)	114.8	0.4	0.8	5	-
25	casier7	5658.0 (1)	Seuil (1)	114.6	0.4	0.8	5	-
26	casier8	5672.0 (1)	Seuil (1)	114.0	0.4	0.8	5	-
27	casier8	6757.0 (1)	Seuil (1)	108.0	0.4	0.8	5	-
28	casier8	6937.0 (1)	Seuil (1)	109.0	0.4	0.8	5	-
29	casier9	7253.0 (1)	Seuil (1)	108.3	0.4	0.8	5	-
30	casier9	8420.0 (1)	Seuil (1)	106.0	0.4	0.8	5	-
31	casier9	9745.0 (1)	Seuil (1)	102.1	0.4	0.8	5	-
32	casier9	11034.0 (1)	Seuil (1)	100.4	0.4	0.8	5	-
33	casier10	819.3 (2)	Seuil (1)	128.0	0.4	0.8	5	-
34	casier10	1687.0 (2)	Seuil (1)	125.3	0.4	0.8	5	-
35	casier11	1692.0 (2)	Seuil (1)	125.3	0.4	0.8	5	-
36	casier11	2675.0 (2)	Seuil (1)	125.0	0.4	0.8	5	-
37	casier12	3185.0 (2)	Seuil (1)	120.0	0.4	0.8	5	-
38	casier12	3997.0 (2)	Seuil (1)	119.0	0.4	0.8	5	-
39	casier13	3998.0 (2)	Seuil (1)	119.0	0.4	0.8	5	-

40	casier13	4950.0 (2)	Seuil (1)	117.9	0.4	0.8	5	-
41	casier13	5273.0 (2)	Seuil (1)	115.6	0.4	0.8	5	-
42	casier14	5280.0 (2)	Seuil (1)	115.5	0.4	0.8	5	-
43	casier14	6370.0 (2)	Seuil (1)	112.8	0.4	0.8	5	-
44	casier14	7354.0 (2)	Seuil (1)	111.0	0.4	0.8	5	-
45	casier15	7363.0 (2)	Seuil (1)	111.0	0.4	0.8	5	-
46	casier15	8367.0 (2)	Seuil (1)	107.8	0.4	0.8	5	-
47	casier15	9009.0 (2)	Seuil (1)	109.8	0.4	0.8	5	-
48	casier17	9117.0 (2)	Seuil (1)	119.8	0.4	0.8	5	-
49	casier18	9234.0 (2)	Seuil (1)	109.1	0.4	0.8	5	-
50	casier18	10334.0 (2)	Seuil (1)	104.7	0.4	0.8	5	-
51	casier18	10909.0 (2)	Seuil (1)	104.0	0.4	0.8	5	-
52	casier19	9141.0 (2)	Seuil (1)	111.0	0.4	0.8	5	-
53	casier20	10913.0 (2)	Seuil (1)	104.0	0.4	0.8	5	-
54	casier20	12105.0 (2)	Seuil (1)	106.0	0.4	0.8	5	-
55	casier20	12327.0 (2)	Seuil (1)	102.1	0.4	0.8	5	-
56	casier22	12338.0 (2)	Seuil (1)	102.0	0.4	0.8	5	-
57	casier22	13258.0 (2)	Seuil (1)	99.0	0.4	0.8	5	-
58	casier22	13556.0 (2)	Seuil (1)	100.1	0.4	0.8	5	-
59	casier24	13592.0 (2)	Seuil (1)	100.1	0.4	0.8	5	-
60	casier24	14646.0 (2)	Seuil (1)	94.5	0.4	0.8	5	-
61	casier24	14751.0 (2)	Seuil (1)	102.2	0.4	0.8	5	-
62	casier25	2105.0 (2)	Seuil (1)	123.8	0.4	0.8	5	-
63	casier25	3235.0 (2)	Seuil (1)	123.4	0.4	0.8	5	-
64	casier26	3427.0 (2)	Seuil (1)	124.5	0.4	0.8	5	-
65	casier26	3993.0 (2)	Seuil (1)	119.2	0.4	0.8	5	-
66	casier27	4002.0 (2)	Seuil (1)	118.2	0.4	0.8	5	-
67	casier27	5045.0 (2)	Seuil (1)	117.5	0.4	0.8	5	-
68	casier28	5050.0 (2)	Seuil (1)	117.5	0.4	0.8	5	-
69	casier28	6019.0 (2)	Seuil (1)	114.5	0.4	0.8	5	-
70	casier29	6022.0 (2)	Seuil (1)	114.5	0.4	0.8	5	-
71	casier29	6768.0 (2)	Seuil (1)	108.8	0.4	0.8	5	-
72	casier30	6782.0 (2)	Seuil (1)	110.9	0.4	0.8	5	-
73	casier30	7950.0 (2)	Seuil (1)	111.9	0.4	0.8	5	-
74	casier30	8215.0 (2)	Seuil (1)	112.3	0.4	0.8	5	-
75	casier31	8224.0 (2)	Seuil (1)	112.5	0.4	0.8	5	-
76	casier31	9510.0 (2)	Seuil (1)	107.5	0.4	0.8	5	-
77	casier31	9817.0 (2)	Seuil (1)	106.9	0.4	0.8	5	-
78	casier32	9823.0 (2)	Seuil (1)	106.9	0.4	0.8	5	-
79	casier32	10643.0 (2)	Seuil (1)	103.6	0.4	0.8	5	-
80	casier33	10644.0 (2)	Seuil (1)	103.6	0.4	0.8	5	-
81	casier33	11687.0 (2)	Seuil (1)	101.0	0.4	0.8	5	-
82	casier34	12115.0 (2)	Seuil (1)	101.0	0.4	0.8	5	-
83	casier34	13022.0 (2)	Seuil (1)	100.0	0.4	0.8	5	-
84	casier35	174.0 (3)	Seuil (1)	95.1	0.4	0.8	5	-
85	casier35	2048.0 (3)	Seuil (1)	90.8	0.4	0.8	5	-
86	casier35	3032.0 (3)	Seuil (1)	90.8	0.4	0.8	5	-
87	casier36	3032.0 (3)	Seuil (1)	90.8	0.4	0.8	5	-
88	casier36	3684.0 (3)	Seuil (1)	92.7	0.4	0.8	5	-
89	casier37	5195.0 (3)	Seuil (1)	89.9	0.4	0.8	5	-
90	casier37	6733.0 (3)	Seuil (1)	81.5	0.4	0.8	5	-
91	casier37	7577.0 (3)	Seuil (1)	83.0	0.4	0.8	5	-
92	casier37	9094.0 (3)	Seuil (1)	86.0	0.4	0.8	5	-
93	casier40	9108.0 (3)	Seuil (1)	81.0	0.4	0.8	15	-
94	casier40	10087.0 (3)	Seuil (1)	81.0	0.4	0.8	15	-
95	casier40	10265.0 (3)	Seuil (1)	81.0	0.4	0.8	15	-
96	casier41	10283.0 (3)	Seuil (1)	79.5	0.4	0.8	15	-
97	casier41	11739.0 (3)	Seuil (1)	79.0	0.4	0.8	15	-
98	casier42	11741.0 (3)	Seuil (1)	77.5	0.4	0.8	5	-
99	casier42	12163.0 (3)	Seuil (1)	76.0	0.4	0.8	5	-
100	casier42	12666.0 (3)	Seuil (1)	75.0	0.4	0.8	5	-
101	casier45	14058.0 (3)	Seuil (1)	74.7	0.4	0.8	5	-
102	casier45	15483.0 (3)	Seuil (1)	70.2	0.4	0.8	5	-
103	casier45	16286.0 (3)	Seuil (1)	68.2	0.4	0.8	5	-
104	casier45	17475.0 (3)	Seuil (1)	66.9	0.4	0.8	5	-
105	casier48	17555.0 (3)	Seuil (1)	67.1	0.4	0.8	5	-

106	casier48	17945.0 (3)	Seuil (1)	66.1	0.4	0.8	5	-
107	casier48	18235.0 (3)	Seuil (1)	65.0	0.4	0.8	5	-
108	casier50	18235.0 (3)	Seuil (1)	65.0	0.4	0.8	5	-
109	casier50	19823.0 (3)	Seuil (1)	63.4	0.4	0.8	5	-
110	casier50	19884.0 (3)	Seuil (1)	62.3	0.4	0.8	5	-
111	casier53	19891.0 (3)	Seuil (1)	62.3	0.4	0.8	5	-
112	casier53	21231.0 (3)	Seuil (1)	60.4	0.4	0.8	5	-
113	casier53	22005.0 (3)	Seuil (1)	64.2	0.4	0.8	5	-
114	casier54	732.0 (3)	Seuil (1)	91.8	0.4	0.8	5	-
115	casier54	1220.0 (3)	Seuil (1)	95.5	0.4	0.8	5	-
116	casier54	12490.0 (1)	Seuil (1)	97.7	0.4	0.8	5	-
117	casier55	2818.0 (3)	Seuil (1)	91.4	0.4	0.8	5	-
118	casier55	3911.0 (3)	Seuil (1)	89.1	0.4	0.8	5	-
119	casier55	4904.0 (3)	Seuil (1)	88.2	0.4	0.8	5	-
120	casier56	4929.0 (3)	Seuil (1)	88.4	0.4	0.8	5	-
121	casier56	5172.0 (3)	Seuil (1)	93.0	0.4	0.8	5	-
122	casier57	5208.0 (3)	Seuil (1)	93.0	0.4	0.8	5	-
123	casier57	6194.0 (3)	Seuil (1)	82.2	0.4	0.8	5	-
124	casier57	6278.0 (3)	Seuil (1)	83.5	0.4	0.8	5	-
125	casier58	8737.0 (3)	Seuil (1)	78.9	0.4	0.8	5	-
126	casier58	9903.0 (3)	Seuil (1)	78.1	0.4	0.8	5	-
127	casier58	11097.0 (3)	Seuil (1)	77.4	0.4	0.8	5	-
128	casier58	12309.0 (3)	Seuil (1)	76.0	0.4	0.8	5	-
129	casier58	12634.0 (3)	Seuil (1)	77.0	0.4	0.8	5	-
130	casier59	12652.0 (3)	Seuil (1)	76.1	0.4	0.8	5	-
131	casier59	13524.0 (3)	Seuil (1)	81.0	0.4	0.8	5	-
132	casier60	14094.0 (3)	Seuil (1)	77.0	0.4	0.8	5	-
133	casier60	14986.0 (3)	Seuil (1)	69.9	0.4	0.8	5	-
134	casier60	16036.0 (3)	Seuil (1)	69.0	0.4	0.8	5	-
135	casier61	16037.0 (3)	Seuil (1)	69.1	0.4	0.8	5	-
136	casier61	17070.0 (3)	Seuil (1)	66.4	0.4	0.8	5	-
137	casier61	17895.0 (3)	Seuil (1)	65.5	0.4	0.8	5	-
138	casier62	17915.0 (3)	Seuil (1)	65.6	0.4	0.8	5	-
139	casier62	18907.0 (3)	Seuil (1)	64.0	0.4	0.8	5	-
140	casier63	18907.0 (3)	Seuil (1)	63.6	0.4	0.8	5	-
141	casier63	20262.0 (3)	Seuil (1)	61.9	0.4	0.8	5	-
142	casier63	20796.0 (3)	Seuil (1)	57.4	0.4	0.8	5	-
143	casier63	22062.0 (3)	Seuil (1)	58.6	0.4	0.8	5	-
144	casier44	12668.0 (3)	Seuil (1)	75.0	0.4	0.8	5	-
145	casier44	13592.0 (3)	Seuil (1)	74.0	0.4	0.8	5	-
146	casier44	14039.0 (3)	Seuil (1)	74.8	0.4	0.8	5	-
147	casier64	22069.0 (3)	Seuil (1)	58.0	0.4	0.8	5	-
148	casier64	22804.0 (3)	Seuil (1)	62.0	0.4	0.8	5	-
149	casier64	23273.0 (3)	Seuil (1)	64.0	0.4	0.8	5	-
223	casier33	12011.0 (2)	Seuil (1)	107.0	0.4	0.8	5	-
224	casier2	4900.0 (1)	Chenal (2)	111.0	-	-	15	230
225	casier4	11630.0 (1)	Chenal (2)	93.0	-	-	10	65
226	casier8	7160.0 (1)	Chenal (2)	105.2	-	-	25	420
227	casier9	10270.0 (1)	Chenal (2)	98.5	-	-	10	200
228	casier11	2390.0 (2)	Chenal (2)	120.0	-	-	10	200
229	casier12	3490.0 (2)	Chenal (2)	115.3	-	-	10	120
230	casier13	5290.0 (2)	Chenal (2)	114.3	-	-	25	550
231	casier14	6170.0 (2)	Chenal (2)	112.0	-	-	10	275
234	casier15	8150.0 (2)	Chenal (2)	105.0	-	-	10	210
236	casier18	10240.0 (2)	Chenal (2)	101.8	-	-	10	150
238	casier20	12110.0 (2)	Chenal (2)	100.5	-	-	10	480
240	casier22	13580.0 (2)	Chenal (2)	96.5	-	-	15	290
241	casier24	13750.0 (2)	Chenal (2)	95.0	-	-	10	150
242	casier27	4610.0 (2)	Chenal (2)	116.0	-	-	10	25
243	casier28	5620.0 (2)	Chenal (2)	113.0	-	-	10	90
244	casier30	7830.0 (2)	Chenal (2)	109.0	-	-	10	130
246	casier32	11450.0 (2)	Chenal (2)	100.0	-	-	10	750
247	casier54	1340.0 (3)	Orifice (4)	91.0	0.4	-	10	-
248	casier36	4000.0 (3)	Chenal (2)	86.5	-	-	10	600
249	casier37	5200.0 (3)	Orifice (4)	85.0	0.4	-	10	-
254	casier41	13500.0 (3)	Chenal (2)	73.0	-	-	10	2500

256	casier46	19590.0 (3)	Chenal (2)	62.5	-	-	10	3000
260	casier53	22280.0 (3)	Chenal (2)	56.5	-	-	30	630
264	casier59	13430.0 (3)	Chenal (2)	69.7	-	-	40	80
265	casier60	15850.0 (3)	Chenal (2)	67.2	-	-	10	1100
266	casier61	17460.0 (3)	Chenal (2)	63.0	-	-	10	890
267	casier62	18490.0 (3)	Chenal (2)	60.0	-	-	10	300
269	casier64	23400.0 (3)	Chenal (2)	52.9	-	-	20	775

Tableau 23.

Tableau des caractéristiques des liaisons entre casiers :

No liaison	Casier amont	Casier aval	Type	Cote (m. ASL)	Coef. m (sans un.)	Coef. C (sans un.)	Largeur l (m)	Longueur L (m)
150	casier1	casier2	Seuil (1)	117.3	0.4	0.8	15	-
151	casier2	casier3	Seuil (1)	114.6	0.4	0.8	5	-
152	casier1	casier2	Seuil (1)	120.0	0.4	0.8	15	-
153	casier3	casier4	Seuil (1)	114.7	0.4	0.8	100	-
154	casier6	casier7	Seuil (1)	119.2	0.4	0.8	250	-
155	casier7	casier8	Seuil (1)	115.0	0.4	0.8	5	-
156	casier8	casier9	Seuil (1)	109.3	0.4	0.8	350	-
157	casier10	casier11	Seuil (1)	125.1	0.4	0.8	5	-
158	casier12	casier13	Seuil (1)	122.2	0.4	0.8	5	-
159	casier13	casier14	Seuil (1)	117.1	0.4	0.8	5	-
160	casier14	casier15	Seuil (1)	112.5	0.4	0.8	5	-
161	casier15	casier16	Seuil (1)	113.0	0.4	0.8	15	-
162	casier15	casier17	Seuil (1)	113.3	0.4	0.8	15	-
163	casier15	casier17	Seuil (1)	110.9	0.4	0.8	15	-
164	casier17	casier19	Seuil (1)	115.6	0.4	0.8	5	-
165	casier19	casier18	Seuil (1)	109.0	0.4	0.8	15	-
166	casier18	casier19	Seuil (1)	107.8	0.4	0.8	15	-
167	casier18	casier20	Seuil (1)	105.0	0.4	0.8	5	-
168	casier19	casier21	Seuil (1)	110.8	0.4	0.8	5	-
169	casier21	casier18	Seuil (1)	106.5	0.4	0.8	15	-
170	casier20	casier21	Seuil (1)	106.8	0.4	0.8	15	-
171	casier21	casier23	Seuil (1)	106.5	0.4	0.8	5	-
172	casier23	casier20	Seuil (1)	105.8	0.4	0.8	15	-
173	casier23	casier22	Seuil (1)	103.9	0.4	0.8	15	-
174	casier23	casier22	Seuil (1)	105.8	0.4	0.8	5	-
175	casier20	casier22	Seuil (1)	104.5	0.4	0.8	5	-
176	casier16	casier17	Seuil (1)	115.0	0.4	0.8	15	-
177	casier22	casier24	Seuil (1)	96.3	0.4	0.8	5	-
178	casier26	casier27	Seuil (1)	121.4	0.4	0.8	5	-
179	casier26	casier27	Seuil (1)	139.7	0.4	0.8	5	-
180	casier27	casier28	Seuil (1)	117.2	0.4	0.8	5	-
181	casier28	casier29	Seuil (1)	106.8	0.4	0.8	5	-
182	casier29	casier30	Seuil (1)	108.4	0.4	0.8	5	-
183	casier30	casier31	Seuil (1)	114.7	0.4	0.8	5	-
184	casier31	casier32	Seuil (1)	105.8	0.4	0.8	5	-
185	casier32	casier33	Seuil (1)	101.4	0.4	0.8	5	-
186	casier33	casier34	Seuil (1)	103.5	0.4	0.8	5	-
187	casier35	casier36	Seuil (1)	92.8	0.4	0.8	5	-
188	casier35	casier36	Seuil (1)	96.3	0.4	0.8	5	-
189	casier37	casier38	Seuil (1)	89.2	0.4	0.8	15	-
190	casier39	casier37	Seuil (1)	83.1	0.4	0.8	15	-
191	casier37	casier40	Seuil (1)	83.1	0.4	0.8	15	-
192	casier38	casier39	Seuil (1)	84.8	0.4	0.8	5	-
193	casier39	casier40	Seuil (1)	83.9	0.4	0.8	5	-
194	casier40	casier41	Seuil (1)	79.0	0.4	0.8	5	-
195	casier41	casier43	Seuil (1)	79.4	0.4	0.8	5	-
196	casier42	casier43	Seuil (1)	76.0	0.4	0.8	15	-
197	casier43	casier46	Seuil (1)	74.1	0.4	0.8	15	-
198	casier42	casier44	Seuil (1)	76.0	0.4	0.8	15	-

199	casier46	casier44	Seuil (1)	74.7	0.4	0.8	15	-
200	casier44	casier46	Seuil (1)	74.0	0.4	0.8	15	-
201	casier44	casier45	Seuil (1)	72.9	0.4	0.8	15	-
202	casier46	casier45	Seuil (1)	71.0	0.4	0.8	15	-
203	casier46	casier45	Seuil (1)	69.4	0.4	0.8	15	-
204	casier46	casier47	Seuil (1)	71.1	0.4	0.8	5	-
205	casier47	casier48	Seuil (1)	66.5	0.4	0.8	15	-
206	casier47	casier49	Seuil (1)	69.1	0.4	0.8	5	-
207	casier48	casier49	Seuil (1)	67.0	0.4	0.8	15	-
208	casier48	casier50	Seuil (1)	64.0	0.4	0.8	15	-
209	casier49	casier51	Seuil (1)	70.3	0.4	0.8	5	-
210	casier50	casier53	Seuil (1)	61.0	0.4	0.8	5	-
211	casier52	casier51	Seuil (1)	73.0	0.4	0.8	15	-
212	casier51	casier50	Seuil (1)	67.8	0.4	0.8	15	-
213	casier55	casier56	Seuil (1)	88.8	0.4	0.8	15	-
214	casier55	casier56	Seuil (1)	94.0	0.4	0.8	15	-
215	casier56	casier57	Seuil (1)	95.5	0.4	0.8	15	-
216	casier56	casier57	Seuil (1)	92.8	0.4	0.8	15	-
217	casier58	casier59	Seuil (1)	76.0	0.4	0.8	15	-
218	casier60	casier61	Seuil (1)	69.8	0.4	0.8	5	-
219	casier60	casier61	Seuil (1)	71.3	0.4	0.8	5	-
220	casier63	casier64	Seuil (1)	61.0	0.4	0.8	5	-
221	casier62	casier63	Seuil (1)	63.8	0.4	0.8	5	-
222	casier61	casier62	Seuil (1)	67.0	0.4	0.8	5	-
232	casier16	casier15	Chenal (2)	111.0	-	-	10	10
233	casier17	casier15	Orifice (4)	109.0	0.4	-	15	-
235	casier18	casier19	Orifice (4)	107.5	0.4	-	15	-
237	casier21	casier20	Orifice (4)	105.0	0.4	-	10	-
239	casier23	casier22	Orifice (4)	102.0	0.4	-	20	-
245	casier31	casier32	Chenal (2)	103.0	-	-	10	10
250	casier38	casier37	Orifice (4)	84.0	0.4	-	20	-
251	casier38	casier39	Chenal (2)	82.4	-	-	10	10
252	casier39	casier40	Chenal (2)	80.0	-	-	10	10
253	casier40	casier41	Chenal (2)	77.5	-	-	10	10
255	casier43	casier46	Orifice (4)	74.0	0.4	-	10	-
257	casier47	casier48	Orifice (4)	65.0	0.4	-	15	-
258	casier48	casier50	Orifice (4)	62.3	0.4	-	20	-
259	casier50	casier53	Chenal (2)	59.3	-	-	15	10
261	casier49	casier48	Orifice (4)	66.0	0.4	-	20	-
262	casier50	casier51	Chenal (2)	64.0	-	-	30	10
263	casier52	casier51	Chenal (2)	70.0	-	-	20	10
268	casier63	casier64	Chenal (2)	57.8	-	-	15	10

Tableau 24.

Annexe 6 : Option de krigeage retenue pour le MNT corrigé, définissant la topographie des casiers du modèle hydraulique.

La correction altimétrique du MNT définissant la topographie des casiers est basée sur un krigeage ordinaire à modèle de semi-variogramme sphérique (voir section 3.3.3.3). C'est en fait l'option de krigeage proposée par défaut dans le SIG ARCGIS®, logiciel qui a été employé pour ces travaux. Cette annexe détaille cette option de krigeage. Elle est basée sur la description proposée par Baillargeon (2005), et sur la documentation en ligne d'ARCGIS® (<http://resources.arcgis.com/fr/home/>).

L'interpolation par krigeage prend en compte les distances entre le point de prévision et les points voisins où la variable est définie, et les relations spatiales entre les valeurs des variables. Le modèle de base du krigeage s'énonce comme suit :

$$Z(s) = \mu(s) + \delta(s) \quad (31)$$

Avec $s = (x,y)$ un point de l'espace géographique, $\mu(s)$ la structure déterministe pour l'espérance de $Z(s)$, et $\delta(s)$ une fonction aléatoire stationnaire, d'espérance nulle et de structure de dépendance spatiale supposée connue.

Dans le cas d'un krigeage ordinaire comme retenu ici, on a :

$$\mu(s) = \mu \quad (32)$$

avec μ une constante inconnue.

Une analyse variographique permet d'estimer la structure de dépendance spatiale de $\delta(s)$:

$$\gamma(r) = \frac{1}{2} \text{Var}(\delta(s) - \delta(s+h)) \quad (33)$$

avec $\gamma(r)$ le semi-variogramme, h le vecteur de translation entre les points s et $s+h$, et r la norme de h .

Ce semi-variogramme est modélisé à partir d'un modèle sphérique, tel que :

$$\gamma(r) = \begin{cases} c_0 + c \left(\frac{3r}{2a} - \frac{r^3}{2a^3} \right) & \text{pour } 0 \leq r \leq a \\ c_0 + c & \text{pour } r > a \end{cases} \quad (34)$$

avec c_0 , c et a des paramètres qui sont ajustés d'après les valeurs observées. La figure 68 illustre ce modèle (d'après <http://resources.arcgis.com/fr/home/>) :

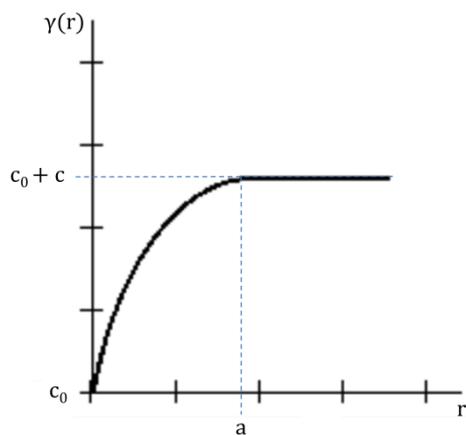


Figure 68 : Modèle de semi-variogramme sphérique employé pour le krigeage, avec pépite c_0 , palier c_0+c , et portée a (d'après <http://resources.arcgis.com/fr/home/>).

Annexe 7 : Débits de pointe du REX, et débits modélisés avec SCS-LR.

Cette annexe présente les estimations de débits du retour d'expérience (REX) mené suite à la crue de septembre 2002. Chaque point où le débit est estimé, dont les coordonnées sont renseignées en Lambert 93, comporte trois évaluations : minimale, probable, et maximale, établies selon les différentes laisses de crue relevées, et les différents K_s testés. Sont également présentés les débits de pointe résultants des deux options de modélisation testées au chapitre 3. L'option à calage dit « complet » correspond à un calage des paramètres sur la totalité de l'épisode à la station d'Anduze, d'après l'hydrogramme reconstitué par SIEE-SOGREAH (2004) ; l'option à calage dite « pic », est un calage sur le seul débit de pointe. Les valeurs en vert renseignent les débits modélisés dans l'intervalle du REX (compris dans [Q_Rex_Min ; Q_Rex_Max]), et donc, satisfaisants.

Cours d'eau	X_L93	Y_L93	Q_Rex_Min	Q_Rex_Prob	Q_Rex_Max	Q_Mod_Comp	Q_Mod_Pic
Ruisseau de Grimoux	784352	6327366	100	140	160	153	170
Alzon (Alès)	783352	6335822	270	330	370	230	264
Alzon (Alès)	782154	6336212	150	170	200	139	161
Alzon (Alès)	784930	6334437	300	430	550	312	353
Alzon (Alès)	781001	6336390	70	100	120	85	99
Alzon (Alès)	783154	6334446	80	100	125	65	72
Alzon (Uzès)	811875	6323055	250	496	500	586	700
Alzon (Uzès)	814204	6322569	150	200	300	533	641
Alzon (Uzès)	816386	6320757	750	1000	1235	1200	1440
Amous	778459	6330628	350	435	600	491	562
Amous	779685	6333915		241		294	342
Avène	789442	6332903	341	400	455	773	886
Avène	790992	6337988	420	520	565	633	732
Avène	792591	6341159	184	200	230	285	340
Avène	791008	6345781	115	125	150	185	224
Avène	789771	6336365	4	8	9	38	43
Bourdic	806614	6324074	250	350	500	263	319
Bourdic	803288	6329857		100	111	95	114
Bourdic	803153	6329821		80		65	79
Bourdic	806722	6321943	650	700	820	277	335
Bourdic	807189	6321903	8	10	12	33	45
Bourdic	803519	6327162	50	100	170	187	228
Braune	800017	6312936	40	60	80	162	222
Braune	798910	6312566	180	230	280	241	378
Braune	797374	6311895	550	750	950	376	472
Braune	796169	6310830	200	300	400	206	292
Braune	796159	6313140	170	230	290	151	202
Braune	794342	6311602	120	160	200	111	140
Droude	795156	6327088	765	1050	1320	1130	1290
Droude	795607	6328824	380	480	570	602	700
Galeizon	783609	6339923	965	1220	1450	925	1200
Galeizon	781277	6339862	806	900	1200	779	1020
Galeizon	777938	6341161	320	400	430	385	532
Galeizon	783282	6339486	45	60	75	44	52
Galeizon	777771	6340804	310	390	470	301	378
Gardon d'Alès	783960	6342299	284	350	426	747	1130
Gardon d'Alès	786274	6338446	1504	1844	2185	1600	2230
Gardon de Mialet	767620	6341120	232	318	404	371	630
Gardon de Mialet	767875	6340042	400	538	650	652	1120
Gardon de Saint-Jean	757875	6335643	80	135	200	173	237
Gardon de Saint-Jean	760688	6336544		407		399	535
Gardon de Saint-Jean	760593	6337160		509		288	470
Gardon de	757918	6335285	150	250	300	239	305

Saint-Jean Gardon de Saint-Jean	775679	6330147		120		84	95
Ourne	781203	6326208	100	160	200	283	337
Ourne	779108	6324992	250	300	350	239	287
Ourne	778156	6325360	220	270	350	210	253
Salindrenque	774756	6329584	400	533	640	536	789

Tableau 25.

Annexe 8 : Résultats des modélisations aux PHE.

Cette annexe présente les Plus Hautes Eaux (PHE), relevées après l'épisode de septembre 2002, et les résultats des modélisations du chapitre 3 en ces PHE. Ces données ont été fournies par le SPC-GD, et les identifiants présentés au tableau (Id_PHE) sont ceux de la donnée initiale. Les cotes des PHE sont renseignées à la colonne Z_PHE (en mètres ASL). Les cotes modélisées sont indiquées aux quatre dernières colonnes, avec respectivement :

- Z_Comp : cotes issues du modèle hydraulique simple, avec apports latéraux modélisés avec le jeu de paramètres hydrologiques calé sur la totalité de l'épisode à Anduze (Complet) ;
- Z_Pic : cotes issues du modèle hydraulique simple, avec apports latéraux modélisés avec le jeu de paramètres hydrologiques calé sur le débit de pointe à Anduze ;
- Z_Comp+Cas : cotes issues du modèle hydraulique à casiers, avec paramètres hydrologiques calés sur la totalité de l'hydrogramme à Anduze ;
- Z_Pic+Cas : cotes issues du modèle hydraulique à casiers, avec paramètres hydrologiques calés sur le pic à Anduze.

Id_PHE	Lit	X_L93	Y_L93	Z_PHE (m. ASL)	Z_Comp (m. ASL)	Z_Pic (m. ASL)	Z_Comp+Cas (m. ASL)	Z_Pic+Cas (m. ASL)
gam_34	mineur/moyen	779241	6329049	130.41	131.40	131.40	131.38	131.38
gam_134	mineur/moyen	779221	6329088	130.40	131.40	131.40	131.38	131.38
gam_133	mineur/moyen	779308	6328629	129.76	130.17	130.17	130.14	130.14
gam_31	mineur/moyen	779141	6328673	129.17	130.31	130.31	130.27	130.27
gam_1	mineur/moyen	787802	6334733	122.49	121.01	121.23	121.14	121.23
gam_2	mineur/moyen	788355	6334091	119.99	119.33	119.66	119.41	119.71
gam_42	mineur/moyen	782047	6326377	116.98	117.50	117.53	117.42	117.43
gam_44	mineur/moyen	784427	6326046	111.52	111.64	111.70	111.44	111.45
gam_8	mineur/moyen	788927	6331566	111.42	111.84	112.23	111.83	112.18
gav_350	mineur/moyen	791919	6326349	97.90	96.94	97.38	96.78	97.29
gav_349	mineur/moyen	791449	6324852	94.67	94.16	94.63	94.02	94.64
gav_348	mineur/moyen	792637	6325008	92.05	91.42	91.92	91.67	92.50
gav_352	mineur/moyen	794914	6324683	84.78	85.23	85.42	85.41	85.48
gav_423.3	mineur/moyen	797415	6321356	78.10	77.33	77.89	77.19	77.73
gav_423	mineur/moyen	797377	6321395	77.77	78.88	79.57	78.90	79.37
gav_398	mineur/moyen	798047	6321036	77.47	76.73	76.67	76.20	76.55
gav_321	mineur/moyen	798043	6321045	76.64	76.73	76.67	76.20	76.55
gav_441	mineur/moyen	798172	6320456	75.89	76.92	76.22	75.73	76.04
gav_318	mineur/moyen	798212	6320544	75.57	76.92	76.22	75.73	76.04
gav_92	mineur/moyen	798179	6320431	75.53	76.92	76.22	75.73	76.04
gav_317	mineur/moyen	798417	6320387	75.44	78.43	75.87	75.46	75.73
gav_316	mineur/moyen	798477	6320283	73.62	74.72	74.23	74.20	74.47
gav_438	mineur/moyen	800204	6318620	69.26	69.28	69.55	69.31	69.59
gav_405	mineur/moyen	801756	6318283	67.74	68.30	68.37	68.39	68.61
gav_447	mineur/moyen	806019	6315613	66.66	64.61	66.06	64.57	65.82
gam_29	majeur	779101	6328792	129.47	130.70	130.70	127.97	127.97
gam_133	majeur	779108	6328792	129.44	130.70	130.70	127.97	127.97
gam_32	majeur	779104	6328472	128.50	129.75	129.75	127.97	127.97
gam_39	majeur	779239	6327667	126.85	127.07	127.07	125.86	125.88
gam_40	majeur	779526	6327145	126.03	123.96	123.96	125.86	125.88
gam_99	majeur	787158	6333079	118.51	116.02	116.43	117.13	117.52
gam_97	majeur	787423	6332987	117.80	116.02	116.43	117.13	117.52
gam_6	majeur	788391	6333462	117.76	117.92	118.29	114.89	115.70
gam_101	majeur	787289	6333503	117.34	117.15	117.56	117.13	117.52
gam_100	majeur	787373	6333369	117.20	117.01	117.43	117.13	117.52
gam_5	majeur	788300	6333093	116.03	116.45	116.86	114.89	115.70
gam_43	majeur	783839	6325315	113.73	114.02	114.05	111.84	111.91
gam_4	majeur	788693	6332408	113.22	114.05	114.50	110.50	110.65
gam_103	majeur	788207	6332149	112.92	113.79	114.26	110.55	111.16
gam_73	majeur	788412	6331993	112.72	113.48	113.91	110.55	111.16
gam_7	majeur	788939	6331927	111.76	112.60	112.96	110.50	110.65

gam_46	majeur	786104	6326055	108.38	106.97	107.00	106.14	106.17
gam_68	majeur	787513	6329217	108.03	106.21	106.58	99.98	100.19
gam_47	majeur	786363	6325920	107.76	106.81	106.85	106.14	106.17
gam_64	majeur	788416	6330885	107.61	109.23	109.58	110.55	111.16
gam_69	majeur	787739	6329351	107.33	106.21	106.58	99.98	100.19
gam_45	majeur	786619	6326020	106.66	105.43	105.50	106.14	106.17
gam_48	majeur	786618	6325871	106.63	105.43	105.50	106.14	106.17
gam_49	majeur	786583	6325832	106.59	106.46	106.50	106.14	106.17
gam_70	majeur	787906	6328913	105.69	104.56	104.91	99.98	100.19
gam_65	majeur	788350	6329137	105.09	104.85	105.21	99.98	100.19
gam_71	majeur	788053	6328383	104.13	104.28	104.64	99.98	100.19
gam_72	majeur	788614	6328294	103.46	102.61	103.19	99.98	100.19
gam_132	majeur	788619	6328002	102.98	102.44	103.03	99.98	100.19
gav_345	majeur	792665	6325237	89.29	89.67	89.98	87.68	88.09
gav_346	majeur	792630	6325670	89.27	89.17	89.48	87.68	88.09
gav_347	majeur	792509	6325255	88.61	89.76	90.07	87.68	88.09
gav_394	majeur	795362	6322168	80.32	80.92	81.35	81.12	81.46
gav_354	majeur	796958	6321789	78.44	79.77	80.15	79.14	79.51
gav_414	majeur	797288	6321731	78.27	79.60	79.98	79.14	79.51
gav_398	majeur	798047	6321036	77.47	76.73	76.67	77.59	78.16
gav_399	majeur	797061	6320527	77.19	76.93	77.34	70.46	70.93
gav_420	majeur	798082	6321039	76.81	76.74	76.59	77.59	78.16
gav_430	majeur	797874	6319866	76.68	76.85	76.29	70.46	70.93
gav_429	majeur	797419	6320350	76.67	76.71	76.94	70.46	70.93
gav_429	majeur	797419	6320350	76.67	76.72	76.74	75.12	75.19
gav_321	majeur	798043	6321045	76.64	76.73	76.67	77.59	78.16
gav_419	majeur	797990	6319886	74.76	76.85	76.29	75.12	75.19
gav_440	majeur	797753	6319654	74.04	76.80	76.37	70.46	70.93
gav_433	majeur	798869	6317212	73.95	69.40	69.68	67.80	68.09
gav_73	majeur	798851	6317220	73.82	69.40	69.68	67.80	68.09
gav_320	majeur	798734	6320779	73.53	74.72	74.23	70.93	71.16
gav_439	majeur	798154	6319551	73.50	74.01	74.19	70.46	70.93
gav_413	majeur	798801	6320759	73.26	73.85	74.06	70.93	71.16
gav_72	majeur	798234	6319637	73.18	73.85	74.06	70.41	70.82
gav_90	majeur	798250	6319385	72.82	73.85	74.06	70.46	70.93
gav_418	majeur	798482	6319364	72.64	71.42	71.76	70.46	70.93
gav_417	majeur	798530	6319398	72.51	71.42	71.76	70.41	70.82
gav_449	majeur	798463	6319010	72.26	71.33	71.66	70.46	70.93
gav_89	majeur	798706	6319029	72.05	71.33	71.66	70.46	70.93
gav_94	majeur	800046	6320372	71.31	71.78	72.12	68.87	69.20
gav_407	majeur	799156	6318853	71.23	70.49	70.84	70.41	70.82
gav_71	majeur	799131	6318873	71.15	70.49	70.84	70.41	70.82
gav_70	majeur	799358	6318787	70.56	70.16	70.49	70.41	70.82
gav_431	majeur	799649	6318280	70.19	69.45	69.74	70.46	70.93
gav_68	majeur	799638	6318403	70.12	69.50	69.80	70.41	70.82
gav_432	majeur	799653	6318393	69.99	69.50	69.80	70.41	70.82
gav_67	majeur	799803	6317989	69.71	69.20	69.46	70.46	70.93
gav_69	majeur	799906	6318374	69.66	69.32	69.59	70.41	70.82
gav_448	majeur	800908	6320208	69.16	69.69	70.00	68.87	69.20
gav_443	majeur	800648	6315308	68.95	65.30	66.63	67.68	68.15
gav_406	majeur	801358	6319006	68.90	68.91	69.13	68.87	69.20
gav_404	majeur	800180	6317673	68.83	68.86	69.06	66.95	67.89
gav_95	majeur	801548	6319250	68.00	68.94	69.16	67.44	67.59
gav_62	majeur	801083	6315253	67.97	65.28	66.62	66.50	67.57
gav_442	majeur	801004	6315432	67.92	65.30	66.63	66.50	67.57
gav_415	majeur	801608	6316417	67.88	65.30	66.63	66.50	67.57
gav_436	majeur	800536	6316726	67.84	68.58	68.71	67.80	68.09
gav_357	majeur	803109	6315583	67.67	65.16	66.55	65.96	67.06
gav_64	majeur	801385	6316794	67.64	68.49	68.60	66.95	67.89
gav_359	majeur	801028	6315453	67.64	65.30	66.63	66.50	67.57
gav_58	majeur	801094	6315496	67.62	65.30	66.63	66.50	67.57
gav_57	majeur	801670	6315129	67.62	65.16	66.55	66.50	67.57
gav_421	majeur	803341	6318370	67.61	65.45	66.70	65.04	66.21
gav_61	majeur	801232	6315204	67.61	65.17	66.55	66.50	67.57
gav_60	majeur	801044	6315414	67.60	65.30	66.63	66.50	67.57
gav_99	majeur	803341	6318408	67.60	65.47	66.71	65.04	66.21
gav_390	majeur	801065	6315476	67.59	65.30	66.63	66.50	67.57
gav_97	majeur	802670	6318877	67.59	65.73	66.87	67.44	67.59
gav_59	majeur	801190	6315535	67.57	65.30	66.63	66.50	67.57
gav_403	majeur	803410	6315743	67.57	65.15	66.54	65.96	67.06
gav_98	majeur	802856	6318824	67.56	65.61	66.79	65.04	66.21
gav_416	majeur	805506	6316829	67.56	64.93	66.37	65.10	66.32
gav_129	majeur	801546	6315187	67.56	65.17	66.55	66.50	67.57
gav_65	majeur	800792	6316057	67.54	65.16	66.55	65.96	67.06
gav_96	majeur	802312	6318901	67.53	65.97	67.33	67.44	67.59
gav_63	majeur	801584	6316175	67.53	65.30	66.63	66.50	67.57

gav_205	majeur	805767	6317573	67.49	64.90	66.35	65.10	66.32
gav_360	majeur	800611	6316191	67.48	68.58	68.71	68.36	68.68
gav_55	majeur	804191	6315703	67.44	65.12	66.52	65.96	67.06
gav_392	majeur	804120	6315725	67.34	65.12	66.52	65.96	67.06
gav_391	majeur	803439	6315748	67.27	65.15	66.54	65.96	67.06

Tableau 26.

Annexe 9

Cette annexe présente une comparaison des paramètres calés du modèle hydrologique SCS-LR, selon deux options de calage : calage des paramètres S et V_0 ; calage du seul paramètre S. Cas de la station d'Anduze, pour 19 événements observés. Le calage et les valeurs de l'indice Nash portent sur les débits supérieurs à $20 \text{ m}^3/\text{s}$. Cinq événements, en rouge, présentent une perte de qualité en Nash supérieure à 15 % lorsque seul le paramètre S est calé, par rapport à l'option de calage aux deux paramètres.

Evènements	Calage S et V_0			Calage S	
	S calés	V_0 calés	Nash	S calés	Nash
09_94	217	2.56	0.93	216	0.93
10_95	142	2.79	0.80	135	0.78
10_95_#2	145	2.98	0.89	133	0.87
11_96	83	1.85	0.74	95	0.67
05_99	96	2.22	0.77	104	0.73
09_00	429	3.15	0.76	420	0.75
09_00_#2	231	4.00	0.97	199	0.70
03_02	144	2.22	0.85	153	0.84
09_02	250	3.66	0.87	215	0.78
09_05	399	1.44	0.80	427	0.44
02_06	223	2.15	0.75	229	0.74
10_06	235	3.54	0.89	219	0.75
11_06	191	1.85	0.88	210	0.60
10_08	407	3.00	0.92	390	0.89
11_08	204	3.00	0.90	194	0.88
01_09	66	1.02	0.72	93	0.28
11_10	158	1.90	0.90	167	0.81
12_10	107	1.52	0.79	125	0.71
11_11	228	2.55	0.80	225	0.80
Nash moyens			0.84		0.74

Tableau 27.

Annexe 10

Caractéristiques des événements retenus pour les régressions [$S = \alpha \times Hu^2 + \beta \times Des_{BV} + \gamma$]. Pour l'évènement de 2002 aux bassins non-jaugés, les débits de pointe correspondent aux débits probables estimés.

Bassins jaugés	Evènements	Périodes	Cumuls moyens (mm)	Débits max (m ³ /s)	Volumes écoulés (× 10 ⁶ m ³)
Gardon d'Anduze	09_94	22-24/09/94	230	770	39
	10_95	3-5/10/95	220	1610	64
	10_95_#2	13-15/10/95	190	1410	49
	11_96	10-14/11/96	170	700	51
	05_99	16-19/05/99	130	710	66
	09_00	15-20/09/00	140	340	6
	09_00_#2	29/09/00	190	1180	25
	03_02	14-16/03/02	70	670	15
	09_02	8-9/09/02	280	3500	64
	09_05	5-12/09/05	260	150	21
	02_06	28/01-1/02/06	190	280	34
	10_06	18-22/10/06	230	1300	48
	11_06	17-18/11/06	110	210	5
	10_08	21-24/10/08	150	1070	20
	11_08	1-4/11/08	260	1040	58
	01_09	30/12-2/01/09	100	270	32
	11_10	30/10-1/11/10	150	320	21
12_10	21-28/12/10	170	360	56	
11_11	2-9/11/11	470	1070	131	
Gardon de Mialet	09_94	22-24/09/94	250	260	9
	10_95	3-5/10/95	170	360	9
	10_95_#2	13-15/10/95	170	250	10
	11_96	10-14/11/96	190	220	14
	09_00	15-20/09/00	150	140	4
	09_00_#2	29/09/00	190	430	13
	09_02	8-9/09/02	200	920	13
	10_08	21-24/10/08	70	110	4
	11_08	1-4/11/08	290	510	29
	11_11	2-9/11/11	450	440	64
Gardon d'Alès	10_08	21-24/10/08	260	730	26
	11_08	1-4/11/08	240	540	40
	01_09	30/12-2/01/09	140	190	25
	11_10	30/10-1/11/10	170	150	13
	12_10	21-28/12/10	160	200	41
11_11	2-9/11/11	450	320	64	
Avène	09_02	8-9/09/02	530	520	-
Braune	09_02	8-9/09/02	410	230	-
Droude	09_02	8-9/09/02	550	1050	-
Droude_#2	09_02	8-9/09/02	490	475	-
R. Grimoux	09_02	8-9/09/02	770	140	-
Alzon d'U.	09_02	8-9/09/02	440	1000	-
Alzon d'U._#2	09_02	8-9/09/02	450	500	-

Tableau 28.

Annexe 11

Résultats des calages des évènements employés pour les régressions. Les modélisations en rouge présentent des Nash inférieurs à 0.7 ; elles ne sont pas retenues pour l'établissement des régressions. Aux sept bassins non-jaugés, les calages portent sur les débits probables (CQ_p), les débits probables - 10 % ($CQ_{p-10\%}$), et les débits probables + 10 % ($CQ_{p+10\%}$). Les indicateurs de performances sont définis au chapitre 2.

Bassins jaugés	Evènements	S calés (mm)	Nash	RE _{Qm} (%)	ΔT _{Qm} (min)	
Gardon à Anduze	09_94	216	0.93	-7	-60	
	10_95	135	0.78	-34	15	
	10_95_#2	133	0.87	3	30	
	11_96	95	0.67	-26	-30	
	05_99	104	0.73	-4	30	
	09_00	420	0.75	-39	15	
	09_00_#2	199	0.70	-16	45	
	03_02	153	0.84	-21	45	
	09_02	215	0.78	-40	15	
	09_05	427	0.44	9	-60	
	02_06	229	0.74	17	-15	
	10_06	219	0.75	-18	45	
	11_06	210	0.60	-2	-30	
	10_08	390	0.89	-28	15	
	11_08	194	0.88	-23	15	
01_09	93	0.28	2	390		
11_10	167	0.81	1	15		
12_10	125	0.71	33	645		
11_11	225	0.80	-14	135		
Gardon à Mialet	09_94	338	0.77	-7	30	
	10_95	223	0.90	-3	60	
	10_95_#2	265	0.84	20	30	
	11_96	171	0.77	-21	-15	
	09_00	448	0.81	-18	0	
	09_00_#2	248	0.58	-18	60	
	09_02	224	0.71	-40	30	
	10_08	225	0.59	14	-15	
11_08	216	0.87	-12	15		
11_11	181	0.78	-2	1470		
Gardon à Alès	10_08	398	0.87	-7	30	
	11_08	150	0.83	-8	30	
	01_09	162	0.44	12	45	
	11_10	232	0.34	25	-15	
	12_10	132	0.55	42	-30	
11_11	384	0.86	10	1185		
Avène	09_02	CQ _{p-10%}	320	-	-1	-
		CQ _p	240	-	0	-
		CQ _{p+10%}	170	-	0	-
Braune	09_02	CQ _{p-10%}	230	-	1	-
		CQ _p	180	-	2	-
		CQ _{p+10%}	160	-	0	-
Droude	09_02	CQ _{p-10%}	300	-	1	-
		CQ _p	220	-	0	-
		CQ _{p+10%}	120	-	1	-
Droude_#2	09_02	CQ _{p-10%}	400	-	0	-
		CQ _p	330	-	0	-
		CQ _{p+10%}	260	-	0	-
R. Grimoux	09_02	CQ _{p-10%}	240	-	1	-
		CQ _p	130	-	1	-
		CQ _{p+10%}	50	-	-3	-
Alzon d'U.	09_02	CQ _{p-10%}	320	-	1	-
		CQ _p	260	-	0	-
		CQ _{p+10%}	200	-	0	-

Alzon d'U._#2	09_02	CQ _{p-10%}	320	-	1	-
		CQ _p	260	-	0	-
		CQ _{p+10%}	200	-	-1	-

Tableau 29.

Annexe 12

A cette annexe, sont présentés les coefficients α , β et γ des régressions [$S = \alpha \times Hu2 + \beta \times Des_{BV} + \gamma$]. Les indices R^2 , quantifiant les qualités des régressions, sont donnés au tableau 13 du chapitre 4. En vert, sont indiquées les régressions les plus satisfaisantes (voir tableau 13).

Descripteurs	Jeu de bassins n°1			Jeu de bassins n°2			Jeu de bassins n°3			Jeu de bassins n°4		
	α	β	γ									
EM	-12.4	17.5	357.1	-10.0	1.8	706.2	-10.0	3.5	655.8	-10.1	0.2	753.6
RU100	-12.5	15.0	303.1	-10.5	2.4	686.2	-10.8	4.7	615.8	-10.2	0.4	751.6
RU150	-12.5	13.3	355.5	-10.6	1.9	710.2	-10.8	3.5	659.4	-10.3	0.4	757.0
RU200	-12.5	12.3	389.7	-10.6	1.9	712.7	-10.9	3.5	663.1	-10.4	0.4	758.2
%SED	-12.2	3.3	810.6	-10.9	1.1	782.0	-11.4	2.0	791.2	-10.5	0.3	776.6
%CR	-9.8	-3.7	785.5	-8.8	-4.4	744.6	-7.3	-6.4	692.9	-10.3	-2.6	793.7
%VOLC	-12.3	-260	963.0	-11.8	-247	930.6	-11.6	-361	964.8	-12.0	-145	903.5
%MET	-11.0	-1.1	887.3	-10.6	-1.0	858.2	-11.0	-1.9	945.9	-10.2	-0.2	782.6
AM	-12.5	-0.7	1256	-11.3	-0.3	963.4	-11.7	-0.4	1084	-11.0	-0.1	859.8
PM	-12.5	-17.7	1413	-10.7	-3.6	902.9	-11.1	-6.7	1014	-10.5	-0.9	809.0
RU200 x EM	-12.5	8715	639.3	-10.1	-653	743.6	-10.0	1254	726.5	-10.1	89.1	759.0
RU200 x PM	-10.9	-8860	2967	-9.5	-405	835.8	-9.3	-900	954.7	-9.8	12.3	743.4
RU200 x AM	-12.5	-3735	1766	-10.2	-846	968.0	-9.9	-1489	1109	-10.6	-320	862.3
EM x PM	-10.7	-9724	1793	-9.8	-1146	865.9	-9.7	-2350	987.2	-10.0	-121	769.5
EM x AM	-12.2	-7353	1598	-10.3	-2306	1004	-9.8	-3680	1117	-10.9	-1147	916.0
PM x AM	-12.5	-278	1130	-11.5	-120	936.9	-11.9	-200	1029	-11.2	-48.6	857.7
RU200 x EM x PM	-11.9	17295	396.5	-8.5	4302	574.0	-6.6	4584	480.3	-10.1	3248	678.3
RU200 x PM x AM	-12.5	-1585	1242	-11.1	-485	921.4	-11.5	-864	1023	-10.9	-166	835.8
EM x AM x PM	-12.4	-3618	1222	-11.2	-1193	929.1	-11.5	-2040	1028	-11.0	-442	845.6
RU200 x EM x AM x PM	-11.9	-24245	1447	-10.4	-4761	893.1	-10.4	-8684	991.7	-10.5	-1383	814.2

Tableau 30.

Liste des figures

Figure 1 : Nombre d'épisodes pluvieux de plus de 200 mm en un jour, par département, pour la période 1963 – 2012 (d'après Météo-France, 2013).	21
Figure 2 : Schémas Cyclonic South Westerly (CSW, à gauche) et Cyclonic South (CS, à droite), obtenus d'après des données sur la période 1960 – 2001. Champ de géopotentiels à 500 hPa (lignes), flux d'humidité à 925 hPa (plages de couleurs), et vent à 925 hPa (flèches). D'après Bresson (2011) et Nuissier <i>et al.</i> (2011).	21
Figure 3 : Mécanismes météorologiques de méso-échelle expliquant la formation et le caractère stationnaire des pluies dans les cas de l'évènement des 13-14 octobre 1995 sur les Cévennes (en haut à gauche), et des épisodes majeurs du Gard en 2002 (en haut à droite) et de l'Aude en 1999 (en bas à gauche). Tiré de Boudevillain <i>et al.</i> (2009).	22
Figure 4 : Image satellitale infrarouge (températures de brillance) révélant un MCS en V centré sur le Gard et l'Hérault, le 20 octobre 2008 (Bresson, 2011).	23
Figure 5 : Zones actives et contributives variables à l'échelle d'un bassin versant (Ambroise, 1998). ..	25
Figure 6 : Les principaux processus de surface et souterrains à l'origine de la genèse des crues (Maréchal, 2011, d'après Ambroise, 1998).	26
Figure 7 : Lits mineur, moyen et majeur à l'échelle du bassin versant du Gardon (donnée DREAL-LR), zones inondées lors de l'épisode de 2002 (donnée DREAL-LR), et principales villes du bassin (BD TOPO® version 2.1, IGN). En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN).	29
Figure 8 : Territoire de compétence du SPC-GD. D'après Thierion (2010) (sources : SPC-GD et ASTER GDEM 30 m).	32
Figure 9 : Cartes de vigilances météorologique générée par Météo-France (à gauche, situation le 31/10/13 à 16h) et hydrologique (ou « crues ») sur les cours d'eau réglementaires, générée par le SCHAPI en concertation avec les SPC (à droite, situation le 31/10/13 à 15h51). D'après Météo-France (2013) et Vigicrues (2013).	34
Figure 10 : Stratégie de modélisation adoptée par le SPC-GD – cas du bassin de l'Ardèche en amont de Vallon-Pont-d'Arc (07). Les points indiquent les positions des stations hydrométriques. Les bassins dans des teintes de vert sont jaugés ; la prévision y est assurée avec le modèle hydrologique ALHTAÏR. Le modèle de propagation PREVI-Vallon est employé pour la prévision à la station de Vallon-Pont-d'Arc ; il est alimenté par les hydrogrammes observés aux trois stations en amont, et par des modélisations hydrologiques ALHTAÏR des deux sous-bassins non jaugés, en gris clair. D'après des données du SPC-GD.	36
Figure 11 : Classification des modèles hydrologiques selon leur représentation des bassins : approches globales, semi-distribuées et distribuées (Lerat, 2009).	46
Figure 12 : Représentation géométrique d'un cours d'eau dans un modèle 1D (d'après Hostache, 2006 et Roux, 2004).	51
Figure 13 : Exemple de maillage triangulaire d'un modèle hydraulique 2D. Cas d'une application dans la Gardonnenque, en amont des gorges du Gardon (Erlich <i>et al.</i> , 2012). La figure à droite représente le modèle hydraulique complet employé ; les mailles sont affinées dans la plaine de la Gardonnenque, et plus particulièrement dans le lit mineur du Gardon, au niveau des routes, et dans les lits des	

affluents (zones plus sombres sur la figure de gauche). Le modèle hydraulique employé pour cette étude est TELEMAC (EDF, 2010).	53
Figure 14 : Principe du couplage de modèles hydrologique et hydraulique.....	55
Figure 15 : Modèle de production SCS exécuté sur chaque maille carré régulière du bassin versant (d'après Bouvier <i>et al.</i> , 2008).	61
Figure 16 : Modèle de transfert LR (d'après Coustau, 2011).....	62
Figure 17 : Relief, principales villes, et zones inondées lors de l'épisode de septembre 2002, à l'échelle du bassin versant du Gardon. Altitudes d'après la BD ALTI [®] à 25 m de l'IGN, version 1. Nombre d'habitants des principales villes d'après le recensement 2011 de l'INSEE ¹² . Extension de l'inondation de septembre 2002 d'après l'Atlas des zones inondables du bassin versant des Gardons (DREAL-LR, 2003). En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE [®] , IGN).....	64
Figure 18 : Couplage de modèles hydrologique et hydraulique appliqué au bassin versant du Gardon. Les sous-bassins en amont et latéraux sont modélisés avec SCS-LR. Le modèle hydraulique est appliqué à partir d'Anduze et Alès, jusqu'à Remoulins. Les données de cinq stations hydrométriques du bassin sont utilisées pour les modélisations. En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE [®] , IGN).....	66
Figure 19 : Répartition spatiale des cumuls totaux (mm), pour les 7 événements étudiés.....	69
Figure 20 : Hydrogrammes modélisés avec SCS-LR à Alès et Anduze. Cas des événements 10_08, 11_08 et 11_11.....	73
Figure 21 : Hydrographes observés et modélisés avec le couplage et le modèle hydraulique simple à Russan, dans les cas des événements 09_05, 10_08, 12_10 et 11_11.	77
Figure 22 : Cumul pluviométrique du 08/09/02 6h UTC au 10/09/02 6h UTC. Les bassins versants de l'Ardèche, de la Cèze, du Gardon et du Vidourle sont indiqués en rouge ; les principaux cours d'eau du secteur sont indiqués en bleu – la cartographie est la réanalyse pluviométrique proposée par l'OHM-CV, donnée disponible sur le SEVNOL (sevnol.ohmcf.fr).	82
Figure 23 : Débits de pointe spécifiques probables estimés lors du retour d'expérience de la crue de 2002 – cas du bassin versant du Gardon. En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE [®] , IGN).	83
Figure 24 : Plus Hautes Eaux collectées lors de la crue de 2002 (donnée fournie par le SPC-GD), et limite de la zone inondée en noir (donnée DREAL-LR) – cas du bassin versant du Gardon. En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE [®] , IGN).	84
Figure 25 : Casiers et liaisons ajoutés au modèle hydraulique 1D, sur le tronçon étudié Alès/Anduze - Russan. En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE [®] , IGN).....	90
Figure 26 : Illustration des limites de quelques casiers dans la Gardonnenque. En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE [®] , IGN). Limites des lits et versants : données DREAL-LR ; Routes (d'importances inférieures à 3) : données BD TOPO [®] , version 2.1 (IGN).	91

- Figure 27 : Illustrations des imprécisions altimétriques du MNT de la BD ALTI® à une résolution horizontale de 25 m, version 1. A gauche, est renseignée la précision altimétrique du MNT selon l'IGN (tiré d'IGN, 2011). Dans le secteur d'intérêt, elle est proche de 5 m ; L'illustration à droite montre la différence entre une section terrain (en bleu), et la même section reconstituée selon les cotes correspondantes issues du MNT de la BD ALTI® à 25 m (en rouge) (cas de la section PT_GAR_800_114, sur le Gardon d'Alès).94
- Figure 28 : Points cotés issus des profils et des couches « réseau routier » et « voies ferrées » de la BD TOPO® version 2.1 de l'IGN, utilisés pour la correction, et différences d'altitudes entre le MNT corrigé et le MNT initial de la BD ALTI® version 1, moyennées par casier. Une valeur positive indique une augmentation de la cote moyenne du casier après correction, et inversement. En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN)......95
- Figure 29 : Localisations des apports latéraux injectés au modèle à casiers. En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN)......96
- Figure 30 : A gauche : hydrogramme reconstitué à Anduze d'après SIEE-SOGREAH (2004), et hydrogrammes modélisés par calage sur la totalité de l'évènement (rouge), uniquement sur le pic (vert). En haut à droite : paramètres calés selon les deux options, et indicateurs de qualité.98
- Figure 31 : Débits modélisés dans l'intervalle de confiance évalué lors du REX (vert), en deçà (rouge), ou au-delà (bleu), selon les deux options de modélisation testées. En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN).99
- Figure 32 : Graphique des débits modélisés avec les options COMPLET et PIC, versus débits observés probables, évalués lors du REX.100
- Figure 33 : Hydrogrammes modélisés à Ners et Russan, selon les deux options de calage hydrologique, et avec ou sans casiers.102
- Figure 34 : Zones inondées observée, et modélisée avec le modèle hydraulique à casiers, dont les apports sont obtenus selon les deux options de calage. En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN).103
- Figure 35 : Différences (m) entre les cotes issues du modèle hydraulique à casiers aux apports modélisés selon l'option à calage sur le pic, et les PHE. En vert, les résultats sont corrects (± 1 m de la PHE), les points en bleu indique une surestimation, les points en rouge ou orange une sous-estimation. La surface inondée modélisée est représentée en bleu. En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En gris : casiers ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN)......105
- Figure 36 : Amélioration (vert) ou détérioration (rouge) des modélisations aux PHE lorsque les casiers sont pris en compte – Comparaison du modèle hydraulique simple et avec casiers, dont les apports sont modélisés selon l'option du calage sur le pic. La surface inondée modélisée est représentée en bleu. En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En gris : casiers ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN)......106
- Figure 37 : Indices Hu2 (%) à l'échelle du bassin versant du Gardon, le 8 septembre 2002. En rouge : limite du bassin versant du Gardon.116
- Figure 38 : Sous-bassins retenus pour la définition des régressions. 3 sous-bassins sont jaugés, 7 sont non-jaugés. En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE®, IGN)......118

Figure 39 : Localisation du sous-bassin du Gardon de Saint-Jean (en jaune). En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En noir : limite du bassin versant du Gardon d'Anduze ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE [®] , IGN).....	120
Figure 40 : Régression S-Hu2 à Anduze, pour les 15 évènements retenus.	122
Figure 41 : Régression S-Hu2 aux trois bassins jaugés (Anduze, Mialet et Alès). Points à Anduze en bleu, à Mialet en jaune, et à Alès en rouge.	123
Figure 42 : Hydrogrammes observés et modélisés selon plusieurs options, à Saint-Jean-du-Gard. Cas de l'évènement de novembre 2008.....	127
Figure 43 : Hydrogrammes observés ou modélisés avec le couplage, dont les apports latéraux ont été modélisés avec les paramètres calés à Anduze (CAL), ou selon les paramètres issus des régressions J1_EM×AM et J3_EM×AM×PM. Cas de l'évènement de septembre 2005 à Ners et Russan.....	129
Figure 44 : Zones inondées observée, et modélisée avec le modèle hydraulique à casiers, dont les apports sont obtenus selon l'option basée sur la régression J3_PM×AM et les deux options de calage à Anduze. En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE [®] , IGN).....	131
Figure 45 : Temps de transfert des sous-bassins alimentant le modèle hydraulique, jusqu'à la station aval de Remoulins, pour des évènements d'importance moyenne (débits de pointe compris entre 500 et 2 000 m ³ /s aux stations en aval). En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En gris : limites des sous-bassins ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE [®] , IGN).....	137
Figure 46 : Découpage du territoire du SPC-GD en zones AP/BP, établies en concertation entre Météo-France et le SPC-GD (voir chapitre 1), et bassin versant du Gardon (en rouge). Le bassin du Gardon est couvert par les zones Cévennes Gardoises et Piémonts Gardois. D'après des données du SPC-GD.	139
Figure 47 : Dates de déclenchement des prévisions selon des valeurs-seuils de débits à Ners. Cas des évènements de septembre 2002, septembre 2005 et septembre 2010 (hydrogrammes à Ners respectivement en haut à gauche, en haut au milieu, et en haut à droite). Les cumuls moyens de pluies prévues pour les 24h suivant le déclenchement de la prévision ont été estimés à l'aide des données radars CALAMAR dans le cas des évènements de 2005 et 2010 (voir chapitre 2), et d'après la donnée SEVNOL pour l'épisode de 2002 (voir chapitre 3). Les zones PAP _z amont et PAP _z aval correspondent respectivement aux zones AP/BP Cévennes Gardoises et Piémonts Gardois (voir figure 45).	141
Figure 48 : Résultats des prévisions à 12h à Ners, Russan et Remoulins – cas des évènements de septembre 2005 et septembre 2010. L'origine t = 0h correspond au début de la prévision. Les prévisions sont comparées à la modélisation de référence, d'après les pluies observées.....	143
Figure 49 : Cumuls observés de pluie sur les 6 heures suivant le déclenchement de la prévision P1_2010. En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En noir : limites des sous-bassins ; Points jaunes : stations hydrométriques.	144
Figure 50 : Résultats des prévisions à 12h à Ners et Russan, dans le cas de l'évènement de 2002. L'origine t = 0h correspond au début de la prévision. Les prévisions sont comparées à la modélisation de référence, d'après les pluies observées.....	145

- Figure 51 : Prévisions pour septembre 2002 à Ners et Russan, mises bout à bout (du 8 septembre 2002 à 23h30, heure du déclenchement de P1_2002, au 9 septembre à 10h)..... 146
- Figure 52 : Prévisions P2_2002 selon le scénario PAP_Z, et selon le cumul associé à ce scénario diminué de 50% et augmenté de la même valeur (courbes grises). 147
- Figure 53 : Différences (m) entre les cotes maximales issues de la modélisation de référence et les cotes maximales générées par la prévision P2_2002 à pluies prévues PAP_Z (en haut), et différences (m) entre les cotes maximales issues de la modélisation de référence et les cotes maximales de la prévision P3_2002 à pluies PAP_Z (en bas), aux points des PHE. Un point vert foncé indique que les cotes sont très proches ; les points dans les autres teintes renseignent des sous-estimations des prévisions par rapport à la modélisation de référence. En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN). 148
- Figure 54 : En haut : tronçons de route inondés et hors d'eau, d'après les résultats de la modélisation de référence basée sur la donnée de pluie SEVNOL complète. Au milieu et en bas : comparaison des résultats des prévisions P2_2002 et P3_2002 avec les résultats de la modélisation de référence. Une couleur verte indique une prévision similaire à la modélisation de référence. Une couleur jaune renseigne un tronçon que la modélisation de référence indique comme inondé, et, à l'inverse, que la prévision considère comme hors d'eau..... 150
- Figure 55 : Localisation des zones karstiques dans le bassin Rhône-Méditerranée-Corse (figure tirée de Marchandise, 2007). 176
- Figure 56 : Localisation du bassin versant du Gardon (en rouge). Régions et départements d'après la BD GEOFLA[®] de l'IGN, version 1.1 ; Principaux cours d'eau, en bleu, d'après la BD CARTHAGE[®] (IGN) ; Populations des principales villes d'après les données de la BD TOPO[®] (IGN), version 2.1.. 178
- Figure 57 : Relief du bassin versant du Gardon et du voisinage proche, d'après la BD ALTI[®] à 25 m de l'IGN, version 1. En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN)..... 179
- Figure 58 : Pentés du bassin versant du Gardon et du voisinage proche, d'après la BD ALTI[®] à 25 m de l'IGN, version 1. En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN)..... 180
- Figure 59 : Géologie simplifiée du bassin versant du Gardon, d'après la carte géologique au 1/1 000 000 du BRGM²². En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN)..... 181
- Figure 60 : Hydrographie, zonage des lits mineur, moyen et majeur, et extension de l'inondation de septembre 2002, à l'échelle du bassin versant du Gardon. En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN). Les limites des lits et l'extension de l'épisode de 2002 sont les données définies dans l'Atlas des zones inondables du bassin versant des Gardons (DREAL-LR, 2003). 182
- Figure 61 : Isohyètes annuels (mm) à l'échelle du bassin versant du Gardon, d'après SMAGE (2001). La localisation des communes évoquées dans le texte est également renseignée. En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN)..... 184
- Figure 62 : Pluies mensuelles moyennes et lames d'eau écoulées mensuelles moyennes en mm à l'échelle du sous-bassin du Gardon d'Anduze (545 km²). Pluies moyennes sur la période 1992 – 2003

(année 2001 exclue), d'après Marchandise (2007) ; lames d'eau écoulées moyennes d'après les données de la Banque Hydro à la station d'Anduze, pour la période 1970 – 2014.185

Figure 63 : Principales villes (de plus de 2 000 habitants en 2011) et densités de population par territoires communaux, à l'échelle du bassin versant du Gardon. Nombre d'habitants et densités d'après le recensement 2011 de l'INSEE²⁵, limites communales d'après les données de la BD TOPO[®] version 2.1 (IGN). En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN).....187

Figure 64 : Occupation des sols du bassin versant du Gardon, représentation simplifiée d'après la base de données Corine Land Cover 2006 (Union européenne – SoeS²⁶). En noir : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN).....188

Figure 65 : Aménagements hydrauliques à l'échelle du bassin versant du Gardon, en l'état actuel. D'après les données de la BD TOPO[®] version 2.1 (IGN), et les données de l'Atlas des zones inondables du bassin versant des Gardons (DREAL-LR, 2003). En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN).....189

Figure 66 : Cours d'eau réglementaires et équipements de mesures hydrologiques du bassin versant du Gardon, en l'état actuel. Cours d'eau réglementaires d'après Vigicrues (2013). Localisations et caractéristiques des équipements d'après le SEVNOL (sevnol.ohmcf.fr). En rouge : limite du bassin versant du Gardon ; En bleu : réseau hydrographique (BD CARTHAGE[®], IGN).....191

Figure 67 : Sous-bassins alimentant le modèle hydraulique. Les noms des cours d'eau, et les longueurs par sous-bassin, sont issus des données de la BD CARTHAGE[®] (IGN ; ici en bleu). En noir : limite du bassin versant du Gardon.....193

Figure 68 : Modèle de semi-variogramme sphérique employé pour le krigeage, avec pépité c_0 , palier c_0+c , et portée a (d'après <http://resources.arcgis.com/fr/home/>).....231

Liste des tableaux et photographies

Tableau 1 : Crues à cinétique rapide les plus importantes et les plus récentes, en France métropolitaine. Données pluviométriques d'après Météo-France (2013). En complément, voir notamment : Ponton <i>et al.</i> (1989) pour la catastrophe de Nîmes, Blanchet et Deblaere (1993) pour l'évènement de Vaison-la-Romaine, Gaume <i>et al.</i> (2004) pour l'évènement de l'Aude, Gaume <i>et al.</i> (2003), Huet <i>et al.</i> (2003), et Delrieu <i>et al.</i> (2005) pour l'évènement du Gard, et Martin <i>et al.</i> (2010) pour l'évènement du Var.	19
Photo 1 : A gauche : crue de l'Ardèche au Pont d'Arc le 22 septembre 1890, où les hauteurs d'eau ont atteint 21 m ; les flots ont contourné le Pont d'Arc par l'ancien méandre préhistorique (à gauche sur la photo), situé 19 m au-dessus du fond de la rivière (Photo d'après BNF ; en complément, voir : Sheffer <i>et al.</i> , 2003 ; Naulet <i>et al.</i> , 2005). A droite : crue de l'Ouvèze, le 22 septembre 1992, au pont romain de Vaison-la-Romaine (Vaucluse). Le débit de pointe a été estimé à 1 000 m ³ /s, pour un bassin versant de 580 km ² (Photo d'après Météo-France, 2013 ; en complément, voir : Blanchet et Deblaere, 1993).	20
Tableau 2 : Superficies drainées aux cinq stations de mesure, et distances à l'exutoire.	67
Tableau 3 : Quelques caractéristiques des évènements de l'application. L'abréviation AM regroupe les deux stations d'Anduze et d'Alès.	68
Tableau 4 : Valeurs des paramètres S et V ₀ du modèle SCS-LR, calées à la station d'Anduze.	70
Tableau 5 : Résultats des modélisations hydrologiques SCS-LR à Anduze et Alès.	72
Tableau 6 : Comparaison des différences de volumes (x 10 ⁶ m ³) observées entre les stations (V _{OBS}), avec les volumes des apports latéraux estimés avec SCS-LR (V _{SCS-LR}), aux tronçons Alès/Anduze (AM) – Ners, et Ners-Russan. Sur le tronçon Ners-Russan, les valeurs de V _{OBS} négatives (voir tableau 3) sont remplacées par 0.	74
Tableau 7 : Résultats du couplage de modèles. Performances aux stations de Ners, Russan et Remoulins.	74
Tableau 8 : Résultats du modèle hydraulique simple sans apports latéraux, aux stations de Ners, Russan et Remoulins. ↓↓ : détérioration de plus de 50 % par rapport à l'indice obtenu avec le couplage ; ↓ : détérioration entre 5 et 50 % ; ↑↑ : amélioration de plus de 50 % ; ↑ : amélioration comprise entre 5 et 50 % ; = : indices proches, à ± 5 %. Dans le cas des faibles valeurs d'indices, symbole = également attribué à RE _{Qm} si les différences sont inférieures à ± 10 ; et à ΔT _{Qm} , si les différences sont inférieures à ± 15 minutes.	75
Tableau 9 : Débits de pointe et volumes écoulés en différents points du Gardon et de la Cèze, calculés par modélisations hydrauliques 1D et 2D (études SOGREAH, 2002 ; SIEE-SOGREAH, 2004 et SOGREAH, 2005).	85
Tableau 10 : Pourcentages des débits modélisés, selon les deux options de modélisation, surestimant, sous-estimant, ou étant dans l'intervalle de confiance des observations (voir annexe 7).	98
Tableau 11 : Ecart moyens (m) entre les PHE et les cotes modélisées selon les options de modélisation testées.	104
Tableau 12 : Bassins versants employés pour les régressions, nombres d'évènements en ceux-ci, et valeurs des descripteurs moyennés sur les bassins, issus de la BD DoneSol [®] de l'INRA, ou dérivés de la BD ALTI [®] de l'IGN.	119

Tableau 13 : Coefficients de détermination R^2 des régressions S-Hu2-Descripteur, selon les descripteurs employés. Quatre jeux de bassins sont évalués. Jeu n°1 : Bassins versants jaugés d'Anduze, d'Alès et de Mialet ; Jeu n°2 : Bassins jaugés + Bassins non-jaugés avec estimations Q_p ; Jeu n°3 : Bassins jaugés + Bassins non-jaugés avec estimations $Q_{p-10\%}$; Jeu n°4 : Bassins jaugés + Bassins non-jaugés avec estimations $Q_{p+10\%}$. En vert : valeurs les plus satisfaisantes pour le jeu n°1, et pour les jeux n°2, 3 et 4. Dans ces cas, la valeur à gauche est le coefficient de détermination R^2 . La valeur à droite est le coefficient de détermination R^2 ajusté. 124

Tableau 14 : Etendues des S calculés selon dix régressions, aux différents sous-bassins du Gardon, et pour les 19 évènements considérés. 125

Tableau 15 : Performances des modélisations des évènements de novembre 2008 et de novembre 2011 à Saint-Jean-du-Gard, selon les valeurs de S testées. Celles-ci sont obtenues par calage, par la régression S-Hu2 établie à l'échelle du Gardon d'Anduze, ou par les 10 régressions S-Hu2-Descripteur retenues. Les préfixes J1 et J3 désignent les jeux de bassins n°1 et n°3. Les coefficients Nash sont calculés pour les débits supérieurs à 20 m³/s. Ceux satisfaisants (> 0.7) sont indiqués en vert. 126

Tableau 16 : Volumes observés et modélisés des apports latéraux pour les deux évènements, aux tronçons Alès/Anduze – Ners (AM-Ners) et Ners-Russan. Les volumes observés sont calculés à l'aide des hydrogrammes enregistrés aux stations. La courbe de tarage n'étant pas valable à Alès pour l'évènement de septembre 2005, le volume observé au tronçon AM-Ners n'est pas renseigné pour cet épisode. Sont distinguées : les modélisations dont les paramètres ont été calés à Anduze (résultats du chapitre 2), de celles dont le paramètre S est issu des régressions. En vert : volumes modélisés satisfaisants ($\pm 25\%$ de la valeur observée). 128

Tableau 17 : Indicateurs de qualité des résultats du couplage de modèles à Ners et Russan, dans les cas des évènements de septembre 2005 et septembre 2010. Les coefficients Nash sont calculés pour les débits supérieurs à 20 m³/s. Ceux satisfaisants (> 0.7) sont indiqués en vert. 128

Tableau 18 : Proportions des débits de pointe modélisés dans l'intervalle du REX, surestimés ou sous-estimés, pour les différents jeux de paramètres testés. 130

Tableau 19 : Indices T_{10%} selon les trois scénarios testés, aux stations de Ners, Russan et Remoulins, par rapport à la modélisation de référence. 142

Tableau 20 : Indices T_{10%} selon les trois scénarios testés, à Ners et Russan, par rapport à la modélisation de référence. 146

Tableau 21..... 195

Tableau 22..... 225

Tableau 23..... 228

Tableau 24..... 229

Tableau 25..... 233

Tableau 26..... 236

Tableau 27..... 237

Tableau 28.....	238
Tableau 29.....	240
Tableau 30.....	241

École Nationale Supérieure des Mines
de Saint-Étienne

NNT : 2014 EMSE 0749

Olivier LAGANIER

A COUPLING OF HYDROLOGIC AND HYDRAULIC MODELS ADAPTED TO
MODELING AND TO FORECASTING FAST FLOODS – APPLICATION TO THE
GARDON RIVER CATCHMENT (IN FRANCE)

Speciality: Environmental Sciences and Environmental Engineering

Keywords: Coupling of hydrologic and hydraulic models; Modelling and forecasting of fast floods; SCS-LR hydrologic model; MASCARET hydraulic model; Gardon river catchment; Initialization and regionalisation of model parameters.

Abstract :

The French catchments around the Mediterranean Sea are affected by intense rains, which can cause fast and flash floods. The last major events are the one of the Aude river in 1999, of the Gard area in 2002, and of the Var area in 2010, whose consequences were tragic. In France since 2003, flood forecasting is done on “regulatory” streams, by the regional flood warning services (SPC), backed by the central service for hydrometeorology and flood warning (SCHAPI), based in Toulouse. This PhD intends to assess a modeling strategy complementary to the tools that are already used by the SPC: the coupling of hydrologic and hydraulic models, which is *a priori* well-adapted for the modelling of catchments of large-scale areas (larger than 1 000 km²) around the Mediterranean Sea (such as the ones of the Ardèche river, the Cèze river, the Vidourle river, the Gardon river...). The hydraulic model allows an accurate estimation of water levels, discharges, and inundated areas. It is fed by hydrologic modellings of upstream and lateral inflows. The works aim at bringing elements of responses to the following questions: 1) is the coupling adapted to the modelling of floods hydrographs of past events of moderate importance? 2) in case of an extreme event (like in September 2002), is the coupling effective for the modelling of discharges, of water levels, and of flood extension? 3) how can we improve the modelling of ungauged lateral inflows to the hydraulic model, while applying a method adapted to forecasting? 4) Is the coupling efficient at forecasting? The coupling used combines the SCS-LR hydrologic model of the ATHYS platform (Bouvier *et al.*, 2004), and the MASCARET 1D hydraulic model (EDF-CETMEF, 2011). It is applied to the Gardon river basin (2 040 km²), in the South of France. The achieved results are on the whole quite satisfactory. For example, concerning the modelled hydrographs as far as events of moderate importance (question n°1), the Nash indexes obtained at the Ners and Russan stations, in the intermediate part of the Gardon river, range from 0.61 and 0.97, which reflects qualities rating from rather good to excellent.

École Nationale Supérieure des Mines
de Saint-Étienne

NNT : 2014 EMSE 0749

Olivier LAGANIER

UN COUPLAGE DE MODÈLES HYDROLOGIQUE ET HYDRAULIQUE ADAPTÉ À LA
MODÉLISATION ET À LA PRÉVISION DES CRUES À CINÉTIQUE RAPIDE -
APPLICATION AU CAS DU BASSIN VERSANT DU GARDON (FRANCE)

Spécialité: Sciences et Génie de l'Environnement

Mots clefs : Couplage de modèles hydrologique et hydraulique ; Modélisation et prévision des crues et des inondations à cinétique rapide ; Modèle hydrologique SCS-LR ; Modèle hydraulique MASCARET ; Bassin versant du Gardon ; Initialisation et régionalisation des paramètres d'un modèle hydrologique.

Résumé :

Les bassins versants du pourtour méditerranéen français sont touchés par des pluies parfois intenses et à fort cumuls, qui peuvent engendrer des crues à cinétique rapide. Les derniers exemples majeurs en date sont ceux de l'Aude en 1999, du Gard en 2002 et du Var en 2010, dont les conséquences furent dramatiques. En France depuis 2003, la vigilance et la prévision des crues sont assurées à l'échelle de cours d'eau réglementaires par les Services de Prévision des Crues (SPC), appuyés par le Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations (SCHAPI), basé à Toulouse. Ces travaux de thèse visent à évaluer une approche de modélisation complémentaire aux outils dont disposent déjà les SPC pour la prévision des crues à cinétique rapide : le couplage de modèles hydrologique et hydraulique, qui est a priori adapté pour la modélisation à l'échelle des grands bassins méditerranéens, de superficies supérieures à 1 000 km² (Ardèche, Cèze, Gardon, Vidourle...). Le modèle hydraulique permet une estimation fine des hauteurs, débits, et zones inondées. Il est alimenté par des modélisations hydrologiques des apports en amont et des affluents latéraux. Les travaux visent à fournir des éléments de réponses aux 4 questions suivantes : 1) le couplage est-il adapté pour la modélisation des hydrogrammes de crue d'évènements passés, d'importance intermédiaire ? 2) dans un cas d'application à un évènement extrême (septembre 2002), le couplage est-il performant pour la modélisation des débits, cotes atteintes, et extension d'inondation ? 3) comment envisager d'améliorer la modélisation des apports latéraux non-jaugés au modèle hydraulique, tout en adoptant une démarche adaptée à la prévision ? 4) le couplage est-il performant en prévision ? Le couplage employé combine le modèle hydrologique SCS-LR de la plateforme ATHYS (Bouvier et al., 2004), et le code de modélisation hydraulique 1D MASCARET (EDF-CETMEF, 2011). Il est appliqué au bassin versant du Gardon (2 040 km²), dans le sud de la France. Les résultats obtenus sont dans l'ensemble satisfaisants. Par exemple, concernant la modélisation des hydrogrammes d'évènements d'importance intermédiaire (question n°1), les critères de Nash obtenus aux stations de Ners et Russan, dans la partie intermédiaire du Gardon, sont compris entre 0.61 et 0.97, ce qui traduit des qualités variant d'assez bonnes à excellentes.