

## Doctorat AgroParisTech

# THÈSE

pour obtenir le grade de docteur délivré par

**L'Institut des Sciences et Industries  
du Vivant et de l'Environnement**

**(AgroParisTech)**

**Spécialité : Hydrologie**

*présentée et soutenue publiquement par*

**Cédric REBOLHO**

le 26 novembre 2018

## **Modélisation conceptuelle de l'aléa inondation à l'échelle du bassin versant**

Directeur de thèse : **Vazken ANDRÉASSIAN**

Co-encadrement de la thèse : **Carina FURUSHO-PERCOT et Nicolas LE MOINE**

### **Jury**

**Mme Agnès DUCHARNE**, DR CNRS, UMR METIS, Sorbonne Université

**Mme Marie-George TOURNOUD**, Professeure, Université de Montpellier

**M. Patrick MATGEN**, Ingénieur de recherche, Luxembourg Institute of Science and Technology

**M. Hubert SAVENIJE**, Professeur, Delft University of Technology

**Mme Flavie CERNESSON**, Maître de conférences, UFR SIED, AgroParisTech

**M. Vazken ANDRÉASSIAN**, ICPEF, UR HYCAR, Irstea

**M. Frédéric PONS**, Ingénieur, Cerema

Présidente

Rapporteure

Rapporteur

Examineur

Examinatrice

Directeur de thèse

Invité





## Remerciements

D'après une théorie, le jour où quelqu'un découvrira exactement à quoi sert l'Univers et pourquoi il est là, ledit Univers disparaîtra sur-le-champ pour se voir remplacé par quelque chose de considérablement plus inexplicable et bizarre.

Selon une autre théorie, la chose se serait en fait déjà produite.

---

Douglas Adams, extrait de *Le Dernier Restaurant avant la Fin du Monde*



# Remerciements

Cette dernière page, dans l'ordre chronologique, est peut-être l'une des plus dures à écrire. Comment être sûr de n'oublier personne ? Mine de rien, en trois ans (et deux mois), on en rencontre du monde... Alors procédons dans l'ordre.

Je tiens bien entendu à remercier mon directeur de thèse, Vazken Andréassian, pour son ingéniosité, sa disponibilité, ses précieux conseils, et pour m'avoir permis de réaliser une thèse sur un sujet qui me passionne. Je remercie Carina Furusho-Percot qui m'a encadré, de près ou de loin, et malgré les aléas de la vie, mais dont la participation a toujours été pertinente et m'a permis d'avancer. Merci également à Nicolas Le Moine, grâce à qui nous avons limité nos égarements afin de revenir sur le droit chemin.

J'aimerais remercier les membres du jury qui ont accepté d'évaluer cette thèse un peu hybride, et avec qui j'ai pu avoir une discussion passionnée et passionnante : Marie-George Tournoud et Patrick Matgen, pour leur rôle de rapporteurs, ainsi que Hubert Savenije, Flavie Cernesson, Agnès Ducharme et Frédéric Pons pour leur rôle d'examineurs.

Mes remerciements vont également au Fonds AXA pour la Recherche, qui a financé cette thèse, ainsi qu'à l'équipe d'AXA Global P&C qui a suivi ce travail : Simon Blaquièrre, Hani Ali, Marco Brettschneider et Quentin Hénaff.

Le suivi s'est également effectué par le biais des comités de thèse, dont je remercie les participants pour leurs conseils et leurs critiques sans lesquels il est difficile de s'améliorer : Patrick Arnaud, Lionel Berthet, Roger Moussa et Rémy Tourment. Je remercie également François Bourgin et Flavien Riffiod qui ont contribué à de nombreuses discussions constructives.

Vient le moment de remercier la formidable équipe Hydro d'Irstea au sein de laquelle j'ai pu perfectionner mes talents sportifs et accessoirement mes connaissances hydrologiques. Une première pensée pour Léonard, qui m'a supporté de son premier à son dernier jour et à qui j'ai fait l'affront de passer ma soutenance la veille de la sienne. On a réussi, c'est le principal. Merci aux anciens, qui nous ont montré la voie : Angelica, Andrea, Carine, Louise et Philippe. Et merci aux suivants, à qui nous avons montré que tout était possible : Manon ( $\times 2$ ), Morgane, José, Daniela, Anthony, Paul et Antoine. Merci à tous les autres, qui ont toujours été là en cas de besoin, et dont les conseils hydrologiques, technologiques, spirituels ou vestimentaires m'ont beaucoup apporté : Helena, Charles, Guillaume T., Laure, Julie, Arnaud, Pierre, Olivier, François, Benoît, Lila, Gaïa et Alban (même s'il s'est exilé plus au nord). Merci également à tous ceux qui sont passés furtivement, stagiaires, doctorants ou autres. Une dernière pensée pour Sylvia, qui a partagé notre bureau pendant près d'un an et dont la présence nous a manqué l'année qui a suivi.

Parce que Irstea ne se réduit pas à l'équipe Hydro, je remercie également les autres collègues et amis, rencontrés à diverses occasions. Guillaume L., pour nos covoiturages, nos nombreuses discussions, nos travaux communs et mes deux victoires au badminton. Les autres sportifs, avec lesquels j'ai pu m'améliorer au frisbee (qui m'aura coûté une côte et quelques couches d'épi-

dermes), au volley, au bad et même au foot (oui c'est possible!) : Matthieu, Sylvain, Timo, Valérie, Samy, Cédric, Yannick, Julien, Maria, Roger, Nicolas. Merci aussi à tous ceux qui m'ont aidé à régler mes problèmes administratifs : Nathalie, Valérie (encore), Ronan, Laurence et Véronique. Merci enfin à celles qui m'ont proposé et accompagné dans mes exercices de communication scientifique : Sabine, Cécile, Marie et Sophie.

Un merci également à Pierre-Alain, qui m'a suivi lorsque j'étais encore élève-ingénieur et débutant, et dont la présence à ma soutenance m'a fait extrêmement plaisir.

Ces remerciements ne pourraient être complets sans une pensée pour tous mes amis, qui me supportent pour certains depuis plus de dix ans ! Merci à Quentin, avec qui j'ai passé une bonne partie de mes week-ends. Et Audrey, avec qui j'ai passé l'autre partie de mes week-ends, ainsi qu'une aventure maltaise forte en rebondissements. Un grand merci à Alexandra, Michaël et Élise (même si tu es loin!), toujours là depuis les premiers jours de la MPSI. Merci à toi, Grégory, mon mentor dans bien des domaines, et mon élève dans celui de la science-fiction. Merci à vous, Alex et Justine, pour tous ces moments à Lyon ou à Paris qui m'ont permis de souffler un peu. Merci aussi à Steph et Marine, malgré la distance ! Je ne peux bien entendu pas oublier mes petits bordelais, Maxou, Thi-Mai et les bisous baveux de Lyam. On se sera bien pété le bide ! Une dernière pensée pour Andrea, à l'autre bout du monde : me voilà Docteur, à ton tour maintenant !

Mes derniers mots vont pour ma formidable famille, qui a toujours été là, dans les moments les plus difficiles comme les plus joyeux. Sans vous, rien de tout cela n'aurait été possible.

# Table des matières

<b>I</b>	<b>Pourquoi s'intéresse-t-on aux inondations ? D'où partons-nous ?</b>	<b>1</b>
<b>1</b>	<b>Introduction générale : contexte et problématiques</b>	<b>3</b>
1.1	Qu'appelle-t-on une inondation ?	3
1.1.1	Les différents types d'inondations	3
1.1.2	D'où viennent les inondations ?	4
1.2	Les inondations en France	5
1.2.1	Le risque inondation	5
1.2.2	Les évènements marquants	6
1.3	La gestion du risque inondation	7
1.3.1	Les outils réglementaires	7
1.3.2	Le régime d'indemnisation des catastrophes naturelles	9
1.3.3	Les outils de prévision	9
1.3.4	La prévention	10
1.4	Objectifs de la thèse	10
1.5	Organisation du manuscrit	12
<b>2</b>	<b>Méthodes usuelles pour la cartographie des zones inondables</b>	<b>13</b>
2.1	Hydraulique fluviale	13
2.1.1	Modèles mathématiques	13
2.1.2	Méthodes de résolution	16
2.1.3	Cas des plaines d'inondation	18
2.2	Exemples d'application	19
2.2.1	Modèle Lisflood-FP	19
2.2.2	Modèle TELEMAC-2D	21
2.2.3	Modèle HEC-RAS	22
2.2.4	Modèle AutoRoute	23
2.2.5	CARTINO : Catalogue de zones inondées	23
2.2.6	Modèles hydrauliques d'Irstea	24
2.3	Modèles conceptuels simplifiés	25
2.3.1	Height Above Nearest Drainage (HAND)	25
2.3.2	Bruitage aléatoire du MNT : EXZECO	26
2.3.3	Rapid Flood Spreading Model (RFSM)	27
2.4	Autres méthodes	29
2.5	Bilan	29
<b>3</b>	<b>Bases de données - Topographie, hydrométéorologie et cartographie</b>	<b>31</b>
3.1	Données topographiques - Modèles Numériques de Terrain	31
3.1.1	Présentation générale	31
3.1.2	Traitement des MNT	33
3.2	Données hydrométéorologiques - Pluies, débits	33
3.2.1	Données générales de stations	33

3.2.2	SHYREG . . . . .	34
3.2.3	Évènement de mai-juin 2016 . . . . .	34
3.2.3.1	Présentation de l'évènement . . . . .	35
3.2.3.2	Calcul d'une période de retour . . . . .	36
3.3	Données cartographiques - catalogue d'évènements observés . . . . .	37
3.3.1	Enveloppes de crues . . . . .	37
3.3.1.1	Données régionales . . . . .	37
3.3.1.2	Copernicus Emergency Management Service . . . . .	38
3.3.2	Méthodes d'analyse des performances . . . . .	40
3.4	Bilan . . . . .	42
<b>II</b>	<b>Premiers essais, premiers écueils : des modèles conceptuels limités par leur simplicité</b>	<b>43</b>
<b>4</b>	<b>Exploitation des volumes de crue pour une cartographie statique de l'inondation rattachée à une période de retour</b>	<b>45</b>
4.1	Hauteur d'inondation et volume débordé . . . . .	45
4.1.1	Le problème des hauteurs . . . . .	45
4.1.2	Volume de crue à période de retour donnée . . . . .	46
4.2	Volume Spreading for Inundation Extent (VESPINE) . . . . .	47
4.2.1	Répartition des volumes à l'aide de la topographie . . . . .	47
4.2.1.1	Méthode discrète . . . . .	47
4.2.1.2	Méthode continue . . . . .	49
4.2.2	Sensibilité aux hypothèses . . . . .	52
4.2.3	Durée de crue variable . . . . .	55
4.2.4	Paramétrisation du modèle . . . . .	57
4.2.4.1	Équation fondamentale . . . . .	57
4.2.4.2	Méthode de calage . . . . .	57
4.3	Application à un échantillon d'évènements . . . . .	58
4.3.1	Constitution de l'échantillon . . . . .	58
4.3.2	Modélisation à 1 paramètre . . . . .	60
4.3.2.1	Analyse des performances . . . . .	60
4.3.2.2	Cartographie de l'inondation . . . . .	62
4.3.2.3	Analyse des paramètres . . . . .	63
4.3.3	Modélisation à 2 paramètres . . . . .	65
4.3.3.1	Analyse des performances . . . . .	65
4.3.3.2	Cartographie de l'inondation . . . . .	67
4.3.3.3	Analyse des paramètres . . . . .	67
4.4	Bilan . . . . .	68
<b>5</b>	<b>Dimension temporelle de l'inondation - Volume d'inondation potentiel et couplage de modèles hydrodynamiques</b>	<b>71</b>
5.1	Volume d'Inondation Potentiel à l'Échelle Régionale (VIPER) . . . . .	71
5.1.1	Volume d'inondation potentiel . . . . .	71
5.1.2	Modélisation hydrologique - GRSD . . . . .	72
5.1.3	Répartition des volumes débordés . . . . .	74
5.2	Validation du modèle . . . . .	74
5.2.1	Données disponibles et modélisation hydrologique . . . . .	75
5.2.2	Cas d'étude : Évènements de mai-juin 2016 et septembre 2002 . . . . .	76
5.2.3	Rappel méthodologique . . . . .	77
5.2.4	Performances du modèle . . . . .	77

5.2.5	Influence du débit de débordement . . . . .	81
5.2.5.1	Multiple du débit biennal . . . . .	81
5.2.5.2	Fonction de la surface amont drainée . . . . .	83
5.3	Impact de la résolution spatiale . . . . .	85
5.3.1	Adaptation de VIPER à la résolution du MNT . . . . .	85
5.3.2	Performances et résolution spatiale . . . . .	86
5.3.3	Influence de l'origine des données topographiques . . . . .	87
5.3.4	Paramétrisation du modèle . . . . .	89
5.3.5	Temps de calcul du modèle . . . . .	90
5.4	Bilan . . . . .	93
 <b>III Approche physico-conceptuelle : un modèle hydraulique simplifié pour une plus grande souplesse</b>		<b>95</b>
<b>6</b>	<b>Modélisation hydraulique simplifiée fondée sur la géométrie au tronçon</b>	<b>97</b>
6.1	Modélisation Hydraulique simplifiée en écoulement Stationnaire (MHYST) . . . . .	97
6.1.1	Principe général - Hypothèses . . . . .	97
6.1.2	Géométrie équivalente au tronçon . . . . .	99
6.1.3	Formulation DEBORD . . . . .	101
6.1.4	Construction de la relation hauteur-débit . . . . .	103
6.2	Application de la méthode . . . . .	104
6.2.1	Paramétrisation du modèle . . . . .	104
6.2.2	Conditions aux limites . . . . .	105
6.2.3	Méthode de calage . . . . .	106
6.2.4	Calage global à l'échelle du bassin versant . . . . .	107
6.2.4.1	Détermination des paramètres . . . . .	107
6.2.4.2	Diagnostic des erreurs du modèle . . . . .	111
6.2.5	Calage global à l'échelle du tronçon . . . . .	114
6.2.6	Paramétrisation distribuée . . . . .	116
6.2.6.1	Performances du modèle . . . . .	116
6.2.6.2	Répartition des paramètres . . . . .	118
6.2.6.3	Diagnostic des erreurs du modèle . . . . .	119
6.2.7	Lien entre coefficient de rugosité et occupation du sol . . . . .	122
6.3	Impact de la résolution spatiale . . . . .	126
6.4	Influence de la longueur des tronçons . . . . .	129
6.5	Bilan . . . . .	134
<b>7</b>	<b>Intercomparaison des modèles conceptuels simplifiés</b>	<b>137</b>
7.1	Protocole de comparaison . . . . .	137
7.2	Performances selon la méthode utilisée . . . . .	138
7.2.1	Performances globales . . . . .	138
7.2.2	Performances au tronçon . . . . .	139
7.3	Volume de crue et volume géométrique . . . . .	143
7.3.1	Répartition récursive du volume . . . . .	143
7.3.2	Répartition récursive et modélisation hydraulique simplifiée . . . . .	144
7.4	Bilan . . . . .	147

<b>IV</b>	<b>Bilan : exemple d'application de MHYST et conclusions</b>	<b>149</b>
<b>8</b>	<b>Application à un autre cas : crue de la Seine de 1910</b>	<b>151</b>
8.1	Présentation de l'évènement . . . . .	151
8.2	Données disponibles . . . . .	151
8.2.1	Données topographiques . . . . .	151
8.2.2	Données hydrologiques . . . . .	152
8.2.3	Données cartographiques . . . . .	153
8.3	Calage du modèle . . . . .	154
8.3.1	Calage global à l'échelle du bassin . . . . .	154
8.3.2	Calage global à l'échelle du tronçon . . . . .	157
8.3.3	Paramétrisation distribuée . . . . .	158
8.4	Bilan . . . . .	160
	<b>Conclusion générale</b>	<b>161</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>167</b>
	<b>Annexes</b>	<b>173</b>
<b>A</b>	<b>Période de retour de la crue du Loing de mai-juin 2016</b>	<b>175</b>
<b>B</b>	<b>Modélisation hydrologique avec GR4J</b>	<b>187</b>
<b>C</b>	<b>VESPINE : Échantillon d'évènements</b>	<b>189</b>
<b>D</b>	<b>Catalogue d'évènements pour la validation des emprises d'inondation</b>	<b>193</b>
<b>E</b>	<b>Inundation mapping based on reach-scale effective geometry</b>	<b>237</b>
<b>F</b>	<b>Application de MHYST à l'évènement de novembre 1994 sur le bassin de l'Hérault</b>	<b>257</b>
F.1	Description de l'évènement . . . . .	257
F.2	Données disponibles . . . . .	257
F.2.1	Données topographiques . . . . .	257
F.2.2	Données hydrologiques . . . . .	258
F.2.3	Données cartographiques . . . . .	259
F.3	Calage du modèle . . . . .	259
F.3.1	Calage global à l'échelle du bassin . . . . .	260
F.3.2	Calage global à l'échelle du tronçon . . . . .	261
F.3.3	Paramétrisation distribuée . . . . .	262
F.4	Bilan . . . . .	263



# Table des figures

1.1	Schéma du débordement d'un cours d'eau de son lit mineur vers son lit majeur (Source : mementodumaire.net). . . . .	3
1.2	Schéma d'une inondation par remontée de nappe phréatique (Source : memento-dumaire.net). . . . .	4
1.3	Hydrogramme et pluviogramme de la crue de mai-juin 2016 sur le bassin versant du Loing (station H3621010, le Loing à Épisy). . . . .	5
1.4	Carte des communes françaises exposées au risque inondation (Source : Recueil national des communes à risques, MEDD-DPPR-SDPRM, 2004). . . . .	6
1.5	Passerelles dans la rue du Bac (Paris) lors de l'inondation de janvier 1910 (Source : SIPA). . . . .	6
1.6	Débordement de la Seine à Paris lors de l'évènement de mai-juin 2016 (Source : AFP/Bertrand GUAY). . . . .	7
1.7	Zonage réglementaire du Plan de Prévention du Risque Inondation du Gardon d'Alès (Source : gard.gouv.fr). . . . .	8
1.8	Cartographie des tronçons à risque lors de l'évènement de mai-juin 2016 (Source : vigicrues.fr). . . . .	9
1.9	Exemple d'hydrogramme observé et prévu sur Vigicrues pour la Loire au niveau d'Orléans (Source : vigicrues.fr). . . . .	10
2.1	Quadrillage du plan (x,t) avec $\Delta x$ le pas d'espace et $\Delta t$ le pas de temps. . . . .	16
2.2	Exemple de maillage des lits mineur et majeur de la Grande Eau au niveau de la commune des Diablerets (Suisse) avec le logiciel ArgusOne (Hydronia) (extrait de Rebolho, 2014). . . . .	17
2.3	Résolution d'un modèle 1D sur une grille raster 2D. . . . .	18
2.4	Exemple de subdivision du lit mineur en tronçon et des plaines d'inondation en casiers rive droite et rive gauche. Chaque casier est susceptible d'échanger de l'eau avec ses voisins et avec le lit mineur (Moussa et Bocquillon, 2009). . . . .	19
2.5	Comparaison des emprises observées (lignes) et simulées (gris) par le modèle Lisflood-FP pour la rivière Severn (UK) avec différentes résolutions de MNT (10 m, 100 m et 250 m) (Horritt et Bates, 2001a). . . . .	20
2.6	Hauteurs d'eau prédites après 2h de simulation à une résolution de 2 m avec pas de temps variable : (a) avec l'onde diffusante, (b) avec l'onde inertielle et (c) différence entre les deux sorties (Bates et al., 2010). . . . .	20
2.7	Carte d'inondation pour une crue de période de retour 100 ans à l'échelle de l'Europe (Alfieri et al., 2014). . . . .	21
2.8	Comparaison des configurations donnant les meilleures performances pour le modèle LISFLOOD-FP avec onde diffusante (à gauche) et le modèle TELEMAC-2D (à droite) pour un évènement situé sur un tronçon de 4 km sur la Tamise (Horritt et Bates, 2001b). . . . .	21
2.9	Zone inondée modélisée par HEC-RAS pour un évènement de 1998 avec calage sur les données hydrométriques de 1998 (Horritt et Bates, 2002). . . . .	22

2.10	Méthodologie de calcul des sections transversales ainsi que des hauteurs et emprise d'inondation avec le modèle AutoRoute (Follum et al., 2016) . . . . .	23
2.11	Méthodologie pour l'estimation des emprises d'inondation avec l'outil CARTINO (Le Bihan et al., 2017). . . . .	24
2.12	Hauteurs d'eau simulées au maximum de la crue pour un évènement de 2008 sur la rivière Yzeron au niveau de la commune d'Oullins (Bazin, 2013). . . . .	25
2.13	Description de la méthodologie utilisée pour obtenir la sortie du modèle HAND (Nobre et al., 2016). . . . .	26
2.14	Emprises d'inondation prédites par le modèle HAND après les modifications et comparaison avec l'inondation observée (Nobre et al., 2016). . . . .	26
2.15	Application de la méthode EXZECO au secteur de la Torse près d'Aix-en-Provence pour 1 et pour 100 itérations (Pons et al., 2010b). . . . .	27
2.16	Représentation du système de défense (digues), des zones et des cellules d'impact (Lhomme et al., 2008). . . . .	28
2.17	Représentation des zones d'impact et de leurs points d'interactions avec leurs voisines (Lhomme et al., 2008). . . . .	28
3.1	MNT à grande échelle utilisés comme données topographiques d'entrée pour la modélisation des inondations : (a) SRTM disponible sur la France, (b) EU-DEM, disponible sur une partie de l'Europe occidentale. Les altitudes des MNT sont en mètres. . . . .	32
3.2	MNT RGE à l'échelle du bassin versant du Loing. Ce MNT présente une haute précision horizontale ainsi que verticale. Les altitudes du MNT sont en mètres. . . . .	32
3.3	Exemples de plan de drainage et de surfaces contributives (en km <sup>2</sup> ) produits à partir du MNT SRTM sur le bassin versant du Loing. . . . .	33
3.4	Débit de pointe (en m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ) de période de retour 10 ans distribué sur le bassin versant du Loing avec la méthode SHYREG appliquée au MNT SRTM. . . . .	34
3.5	Chroniques journalières de pluies et de débits pour la station H3631010 (Loing à Épisy) de 1958 à 2016 (banque HYDRO). . . . .	35
3.6	Hydrogramme de crue journalier pour la station H3621010 (Loing à Épisy) lors de l'évènement débordant de fin mai - début juin 2016. . . . .	36
3.7	Emprise d'inondation pour l'évènement d'avril 1999 sur la Meuse, disponible sur le site de la DREAL Grand-Est. . . . .	38
3.8	Cartographie de l'inondation créée par la crue de mai-juin 2016 sur une partie de la Seine et du Loing. Le débit maximal considéré pour l'évènement est de 486 m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> pour la station d'Épisy (H3621010). . . . .	38
3.9	Principales villes situées sur le Loing et inondées lors de l'évènement de mai-juin 2016. . . . .	39
3.10	Première cartographie de l'inondation de mai-juin 2016 élaborée par le Copernicus EMS sur une partie du bassin de la Seine. . . . .	40
3.11	Tableau de contingence rassemblant les différents scénarios rencontrés lors du calage du modèle. . . . .	40
4.1	Carte d'inondation après application d'une hauteur de 10 m d'eau sur chaque pixel rivière. . . . .	46
4.2	Hydrogramme synthétique en rectangle utilisé pour simuler une crue d'une période de retour donnée sur une journée. . . . .	47
4.3	Exemple de plan de drainage et de MNT pour un bassin versant fictif. . . . .	47
4.4	Répartition des volumes (en m <sup>3</sup> ) par la méthode discrète sur un bassin versant fictif. . . . .	48
4.5	Inondation par la méthode discrète sur le bassin versant du Loir. . . . .	49
4.6	Principales étapes de la méthodologie de répartition des volumes débordés (en m <sup>3</sup> ) de façon continue le long du réseau hydrographique. . . . .	50

4.7	Inondation par la méthode continue sur le bassin versant du Loir. . . . .	51
4.8	Histogrammes isodistances de hauteur pour une application de 10 m d'eau sur l'ensemble du réseau et pour la méthode continue du modèle. . . . .	52
4.9	Sensibilité du modèle continu aux conditions de durée et de débordement sur le bassin versant du Loir (M1531610), affluent de la Loire. . . . .	53
4.10	Évolution du nombre de pixels inondés en fonction des hypothèses du modèle et régressions correspondantes pour le bassin versant du Loir (M1531610), affluent de la Loire. . . . .	53
4.11	Hydrogrammes synthétiques formés à l'aide de SHYREG et SOCOSE dans les cas $Q_2^X < Q_{10}^X/2$ (à gauche) et $Q_{10}^X/2 < Q_2^X$ (à droite). . . . .	56
4.12	Exemple d'application d'une méthode « pas à pas » après un préfiltrage sur l'espace des paramètres. . . . .	58
4.13	Répartition des caractéristiques physiques des bassins versants considérés. . . . .	58
4.14	Répartition géographique des 42 bassins versants utilisés et période de retour des évènements disponibles. . . . .	59
4.15	Exemple de zone d'étude réduite pour correspondre à l'emprise observée. . . . .	59
4.16	Performances des modèles VESPINE à un paramètre comparés à la version sans paramètres pour l'échantillon de 42 bassins versants testé. . . . .	60
4.17	Performances des quatre modèles VESPINE en fonction de la période de retour des évènements, lorsque celle-ci est connue, pour l'échantillon de 42 bassins versants. . . . .	61
4.18	Cartographie de l'évolution des modèles VESPINE à un paramètre sur le bassin versant de la Vezouze (A6571110) en fonction du paramètre utilisé. . . . .	62
4.19	Répartition des paramètres des modèles VESPINE en fonction de la période de retour des évènements, lorsque celle-ci est connue, pour l'échantillon de 42 bassins versants. . . . .	63
4.20	Essais de régionalisation des paramètres du modèle à partir de caractéristiques physiques du bassin. . . . .	64
4.21	Relations entre les paramètres du modèles, lorsqu'ils sont calés et utilisés séparément. . . . .	65
4.22	Performances des modèles VESPINE à un et deux paramètres comparés à la version sans paramètres pour l'échantillon de 42 bassins versants testé. . . . .	65
4.23	Performances des modèles VESPINE à deux paramètres avec deux méthodes de calage comparés aux modèles avec un ou zéro paramètre. . . . .	66
4.24	Cartographie de l'évolution des modèles VESPINE à un et deux paramètres sur le bassin versant de la Vezouze (A6571110) en fonction des paramètres utilisés. . . . .	67
4.25	Répartition des caractéristiques physiques des bassins versants considérés. . . . .	68
5.1	Exemple d'hydrogramme pour un pixel rivière. Le débit de débordement est approximé par le débit biennal du pixel. La barre bleue représente le volume débordé pendant le pas de temps qui est ensuite réparti sur les pixels de lit majeur. . . . .	72
5.2	Représentation schématique du modèle semi-distribué GRSD (extrait de Lobligois et al., 2014). . . . .	72
5.3	Bassin versant fictif avec MNT, directions d'écoulement et débits de débordement correspondant, servant d'exemple pour la description de la méthodologie. . . . .	73
5.4	Exemple de distribution des débits issus des simulations de GRSD pour un bassin fictif. (a) Surfaces amont drainées calculées à partir du MNT, (b) Sorties de GRSD pour les exutoires des sous-bassins pour un pas de temps, (c) Débits distribués sur le réseau hydrographique avec l'équation 5.1. . . . .	73

5.5	Exemple de l'application de l'algorithme de VIPER sur un bassin versant fictif. (a) Volume débordé sur le réseau, (b) Résultat de l'algorithme après la dernière itération pour le premier pixel rivière, la somme des volumes à l'intérieur du contour bleu est égale à 25, (c) Résultat pour le second pixel rivière, (d) Résultat après que tous les pixels rivières aient été traités par l'algorithme. Tous les volumes sont en m <sup>3</sup> . . . . .	74
5.6	Cartographies de l'inondation créée par la crue de mai-juin 2016 sur une partie de la Seine et du Loing selon les activations EMSN028 (à gauche) et EMSR165 (à droite) du Copernicus Emergency Management Service (©2016 European Union). . . . .	75
5.7	Cartographie de l'inondation créée par la crue de septembre 2002 sur le bassin versant du Gardon selon la DREAL Occitanie. . . . .	76
5.8	Hydrogramme de crue journalier pour la station V7135010 (Gardon de Saint-Jean à Corbès) lors de l'évènement débordant de début septembre 2002. . . . .	76
5.9	Cartes produites par le modèle VIPER pour les quatre premiers jours de l'évènement sur le bassin versant du Loing. Ces cartes montrent le début du débordement ainsi que le commencement de la décrue, suivant les données de débits simulés par le modèle hydrologique GRSD et présente les emprises d'inondation calculées avec les hauteurs d'eau correspondantes. Les pixels gris représentent la partie du réseau hydrographique qui n'a pas débordé lors de la simulation. . . . .	78
5.10	Cartes produites par le modèle VIPER pour les quatre derniers jours de l'évènement sur le bassin versant du Loing. Ces cartes montrent la décrue et le retrait de l'eau. Les deux derniers jours correspondent à un débit simulé inférieur au débit de débordement (fixé à $Q_2$ ), ne créant pas d'inondation. Les pixels gris représentent la partie du réseau hydrographique qui n'a pas débordé lors de la simulation. . . . .	79
5.11	Cartes produites par le modèle VIPER pour les six jours de l'évènement sur le bassin versant du Gardon. Les pixels gris représentent la partie du réseau hydrographique qui n'a pas débordé lors de la simulation. . . . .	80
5.12	Performances du modèle avec des valeurs de $Q_b$ proportionnelles à $Q_2$ pour les bassins du Loing (EMSR165 et EMSN028) et du Gardon. . . . .	82
5.13	Évolution des performances du modèle sur le bassin du Loing pour différentes valeurs de A et B avec validation sur la cartographie EMSR165. . . . .	83
5.14	Évolution des performances du modèle sur le bassin du Loing pour différentes valeurs de A et B avec validation sur la cartographie EMSN028. . . . .	84
5.15	Évolution des performances du modèle sur le bassin du Gardon pour différentes valeurs de A et B avec validation sur la cartographie de la DREAL Occitanie. . . . .	84
5.16	MNT (en m) et plan de drainage à 25 m dérivés à l'aide du logiciel TauDEM du EU-DEM développé lors du projet GMES RDA (Agence européenne de l'environnement). . . . .	86
5.17	Comparaison des performances de VIPER contre les données observées du Copernicus EMS et de la DREAL Occitanie pour les bassins versants du Loing et du Gardon en fonction de la résolution des données topographiques. . . . .	87
5.18	Exemple de zone plate où l'inondation est surestimée à 25 m sur le bassin versant du Loing. . . . .	87
5.19	Artefacts dus à la conversion du MNT 25 m en plan de drainage par TauDEM, sur le bassin versant du Loing. . . . .	88
5.20	Comparaison des performances de VIPER pour différentes valeur de $k$ et pour différentes résolutions sur le bassin du Loing contre les données observées EMSN028. . . . .	89
5.21	Comparaison des performances de VIPER pour différentes valeur de $k$ et pour différentes résolutions sur le bassin du Gardon contre les données observées de la DREAL. . . . .	90

5.22	Temps de calcul du modèle VIPER en fonction de la résolution spatiale des données d'entrée. . . . .	91
5.23	Temps de calcul observés et ajustement d'une courbe exponentielle pour VIPER appliqué à 7 bassins versants, pour une résolution de MNT allant de 25 à 100 m. . . . .	92
6.1	Représentation de la structure du modèle MHYST : la géométrie au tronçon est dérivée de relations de géométrie hydraulique ainsi que du MNT. Elle est ensuite utilisée pour construire la relation entre la hauteur seuil $H_T$ et le débit $Q$ . . . . .	98
6.2	Méthodologie de calcul des tronçons, des sous-bassins propres et des hauteurs HAND à partir d'un MNT fictif. . . . .	100
6.3	Représentation de la géométrie équivalente au tronçon dérivée de HAND et du MNT. $A(H_T)$ et $B(H_T)$ sont respectivement calculés à partir de $V(H_T)$ et $S(H_T)$ . . . . .	101
6.4	Découpage d'un lit en sections élémentaires indépendantes. . . . .	102
6.5	Relation expérimentale entre le débit mineur en lit composé et le débit en lit simple pour un ensemble d'essais expérimentaux en lits prismatiques (Nicollet et Uan, 1979). . . . .	102
6.6	Relation empirique entre le débit au tronçon $Q$ et le seuil de hauteur $H_T$ calculée à partir de HAND et de la formulation DEBORD pour un tronçon du Loing, affluent de la Seine. . . . .	103
6.7	Relation empirique entre la largeur de plein bord et la surface amont drainée déterminée à l'aide de la plateforme Géoportail. . . . .	105
6.8	Tableau de contingence rassemblant les différents scénarios rencontrés lors du calage du modèle. . . . .	106
6.9	Emprise maximale observée modifiée pour l'évènement de mai-juin 2016 sur le bassin versant du Loing, produite par le Copernicus Emergency Management Service. . . . .	107
6.10	Valeurs des critères obtenus pour le modèle MHYST sur le bassin versant du Loing pour tous les couples de paramètres testés. . . . .	108
6.11	Diagrammes de Pareto pour deux scores de prévision, $POD$ et $FAR$ . Ici est utilisé $1 - FAR$ pour que les deux critères évoluent dans le même sens. . . . .	109
6.12	Performance au tronçon pour le couple « optimal » de paramètres, $K_{ch} = 10$ et $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 90 tronçons impactés par l'inondation. . . . .	110
6.13	Carte des hauteurs d'eau (en m) de l'inondation maximale produite par le modèle MHYST pour le couple « optimal » de paramètres, $K_{ch} = 10$ et $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . . . . .	110
6.14	Performance au tronçon pour le couple « optimal » de paramètres, $K_{ch} = 10$ et $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ pour l'aval du bassin versant du Loing. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les tronçons impactés par l'inondation. . . . .	112
6.15	Performance au tronçon pour le couple « optimal » de paramètres, $K_{ch} = 10$ et $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ pour le milieu de la zone d'étude sur le Loing. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les tronçons impactés par l'inondation. . . . .	113
6.16	Performance au tronçon pour le couple « optimal » de paramètres, $K_{ch} = 10$ et $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ pour la zone de Montargis sur le bassin versant du Loing. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les tronçons impactés par l'inondation. . . . .	114

6.17	Fréquences cumulées pour le <i>CSI</i> et le <i>BIAS</i> pour toutes les combinaisons de paramètres testées, et pour les 90 tronçons affectés par l'inondation. Les lignes vertes correspondent aux couples de la zone d'équifinalité identifiée en section 6.2.4, la ligne rouge correspond au couple « physique » et la courbe bleue au couple maximisant le nombre de tronçons au dessus de $CSI = 0,6$ . . . . .	115
6.18	Performance au tronçon pour le couple de paramètres, $K_{ch} = 3$ et $K_{fp} = 2 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 90 tronçons impactés par l'inondation. . . . .	116
6.19	Fréquences cumulées pour le <i>CSI</i> et le <i>BIAS</i> pour toutes les combinaisons de paramètres testées, et pour les 90 tronçons affectés par l'inondation. Les lignes vertes correspondent aux couples de la zone d'équifinalité identifiée en section 6.2.4, la ligne rouge correspond au couple « physique », la courbe bleue au couple maximisant le nombre de tronçons au dessus de $CSI = 0,6$ et la ligne violette à une paramétrisation distribuée des coefficients de rugosité. . . . .	117
6.20	Performance au tronçon pour une paramétrisation distribuée des coefficients de rugosité. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 90 tronçons impactés par l'inondation. . . . .	118
6.21	Répartition des valeurs de coefficient de rugosité pour la paramétrisation distribuée.	119
6.22	Répartition spatiale selon les tronçons des valeurs de coefficient de rugosité ( $K_{ch}$ et $K_{fp}$ ) pour la paramétrisation distribuée. . . . .	119
6.23	Performance au tronçon pour une paramétrisation distribuée des coefficients de rugosité pour la partie aval du bassin du Loing. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 90 tronçons impactés par l'inondation. . .	120
6.24	Performance au tronçon pour une paramétrisation distribuée des coefficients de rugosité pour le milieu de la zone d'étude. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 90 tronçons impactés par l'inondation. . .	121
6.25	Performance au tronçon pour une paramétrisation distribuée des coefficients de rugosité pour la zone de Montargis sur le bassin du Loing. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 90 tronçons impactés par l'inondation. . . . .	122
6.26	Évolution des critères de performance pour différentes valeurs de $K_{ch}$ avec un $K_{fp}$ déterminé à partir de la base de données Corine Land Cover. . . . .	123
6.27	Répartition du coefficient de Strickler pour le lit majeur selon les tronçons, l'occupation des sols et la table de conversion (Grimaldi et al., 2010). Le coefficient pour le lit mineur est sur l'exemple de $10 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Les étiquettes de la légende sont les valeurs exactes des coefficients selon la couleur. . . . .	125
6.28	Valeurs de <i>CSI</i> obtenues pour le modèle MHYST sur le bassin versant du Loing pour tous les couples de paramètres testés et pour quatre résolution du MNT. . .	126
6.29	Valeurs de <i>BIAS</i> obtenues pour le modèle MHYST sur le bassin versant du Loing pour tous les couples de paramètres testés et pour quatre résolution du MNT. . .	127
6.30	Fréquences cumulées croissantes pour les meilleures paramétrisations identifiées (Table 6.6) pour chacune des résolutions spatiales de MNT testées. Chaque courbe représente un ensemble d'environ 90 tronçons. . . . .	128

6.31	Performance au tronçon pour les meilleures combinaisons de paramètres identifiés pour les différentes résolutions testées. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 90 tronçons impactés par l'inondation. . . . .	129
6.32	Valeurs de <i>CSI</i> obtenues pour le modèle MHYST sur le bassin versant du Loing pour tous les couples de paramètres testés et pour les six longueurs de tronçon étudiées, à une résolution de 50 m. . . . .	130
6.33	Valeurs de <i>BIAS</i> obtenues pour le modèle MHYST sur le bassin versant du Loing pour tous les couples de paramètres testés et pour les six longueurs de tronçon étudiées, à une résolution de 50 m. . . . .	131
6.34	Fréquences cumulées croissantes pour les meilleures paramétrisations identifiées pour chacune des longueurs de tronçon testées. . . . .	132
6.35	Performance au tronçon pour les meilleures combinaisons de paramètres identifiés pour les différentes longueurs testées. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les tronçons impactés par l'inondation. . . . .	133
7.1	Performances à l'échelle globale des six versions des modèles utilisés selon les quatre critères de performance usuels. . . . .	138
7.2	Fréquences cumulées des performances ( <i>CSI</i> et <i>BIAS</i> ) au tronçon selon les six versions des modèles utilisés. . . . .	139
7.3	Performances au tronçon pour les deux modèles VIPER testés ( $Q_b$ et $Q_2$ ). Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les tronçons impactés par l'inondation. . . . .	140
7.4	Performances au tronçon pour les deux modèles VESPINE testés ( $Q_b$ et $Q_2$ ). Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les tronçons impactés par l'inondation. . . . .	141
7.5	Performances au tronçon pour une des meilleures combinaisons de paramètres globaux du modèle MHYST à 50 m avec une longueur de 1000 m. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les tronçons impactés par l'inondation. . . . .	142
7.6	Comparaisons et corrélations entre les volumes au tronçon découpés pour VIPER et pour VESPINE selon les quatre versions testées. . . . .	144
7.7	Comparaisons et corrélations entre les volumes au tronçon découpés pour les quatre versions de VIPER et VESPINE et calculés par MHYST avec la meilleure combinaison de paramètres globaux. . . . .	145
7.8	Comparaisons et corrélations entre les volumes au tronçon découpés pour les quatre versions de VIPER et VESPINE et calculés par MHYST avec une paramétrisation distribuée. . . . .	146
7.9	Comparaisons et corrélations entre les volumes au tronçon de MHYST pour la paramétrisation globale et la paramétrisation distribuée. . . . .	147
8.1	Modèle numérique de terrain de l'IGN (BD ALTI) de résolution 25 m utilisé pour l'étude du bassin de la Seine. Les altitudes sont en mètres. . . . .	152
8.2	Répartition spatiale des jaugeages réalisés lors de la crue de janvier 1910 (extrait de Lacaze et al. (2014)). . . . .	153
8.3	Cartographie des PHEC sur le bassin versant de la Seine. . . . .	154
8.4	Valeurs des critères obtenus pour le modèle MHYST sur le bassin versant de la Seine pour tous les couples de paramètres testés. . . . .	155

8.5	Valeurs de <i>CSI</i> au tronçon pour le couple « optimal » de paramètres $K_{ch} = 50$ et $K_{fp} = 40 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 52 tronçons impactés par les inondations. . . . .	155
8.6	Valeurs de <i>BIAS</i> au tronçon pour le couple « optimal » de paramètres $K_{ch} = 50$ et $K_{fp} = 40 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 52 tronçons impactés par les inondations. . . . .	156
8.7	Fréquences cumulées pour le <i>CSI</i> et le <i>BIAS</i> pour toutes les combinaisons de paramètres testées, et pour les 52 tronçons affectés par l'inondation. Les lignes vertes correspondent aux couples de la zone d'équifinalité de la figure 8.4, la ligne rouge correspond au couple « physique » et les lignes bleues aux couples maximisant le nombre de tronçons au dessus de $CSI = 0,6$ . . . . .	157
8.8	Répartition des valeurs de coefficient de rugosité pour la paramétrisation distribuée.	158
8.9	Fréquences cumulées pour le <i>CSI</i> et le <i>BIAS</i> pour toutes les combinaisons de paramètres testées, et pour les 52 tronçons affectés par l'inondation. Les lignes vertes correspondent aux couples de la zone d'équifinalité de la figure 8.4, la ligne rouge correspond au couple « physique », les lignes bleues aux couples maximisant le nombre de tronçons au dessus de $CSI = 0,6$ et la courbe violette à une paramétrisation distribuée des coefficients de rugosité. . . . .	158
8.10	Valeurs de <i>CSI</i> au tronçon pour une paramétrisation distribuée du modèle. . . . .	159
8.11	Valeurs de <i>BIAS</i> au tronçon pour une paramétrisation distribuée du modèle. . . . .	160
B.1	Schéma conceptuel du modèle pluie-débit GR4J (Perrin et al., 2003). . . . .	187
F.1	Modèle numérique de terrain de l'IGN (BD ALTI) de résolution 25 m utilisé pour l'étude du bassin de l'Hérault. Les altitudes sont en mètres. . . . .	258
F.2	Hydrogrammes de la crue de novembre 1994 pour les quatre points utilisés pour reconstituer un débit distribué sur le réseau hydrographique (Raclot, 2003). . . . .	258
F.3	Champs d'inondation « observé » calculée par Raclot (2003) avec sa méthodes des compartiments. . . . .	259
F.4	Valeurs des critères obtenus pour le modèle MHYST sur le bassin versant de l'Hérault pour une sélection de couples de paramètres. . . . .	260
F.5	Valeurs de <i>CSI</i> au tronçon pour le couple « optimal » de paramètres $K_{ch} = 50$ et $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 50 tronçons impactés par les inondations. . . . .	261
F.6	Fréquences cumulées pour le <i>CSI</i> et le <i>BIAS</i> pour toutes les combinaisons de paramètres testées et pour les 50 tronçons affectés par l'inondation. Les lignes vertes correspondent aux couples de la zone d'équifinalité de la figure F.4, la ligne rouge correspond au couple « physique » et les lignes bleues aux couples maximisant le nombre de tronçons au dessus de $CSI = 0,6$ . . . . .	261
F.7	Répartition des valeurs de coefficients de rugosité pour la paramétrisation distribuée dans le cas de la crue de l'Hérault de novembre 1994. . . . .	262
F.8	Valeurs de <i>CSI</i> au tronçon pour une paramétrisation distribuée du modèle dans le cas de la crue de l'Hérault de 1994. . . . .	263
F.9	Fréquences cumulées pour le <i>CSI</i> et le <i>BIAS</i> pour toutes les combinaisons de paramètres testées et pour les 50 tronçons affectés par l'inondation. Les lignes vertes correspondent aux couples de la zone d'équifinalité de la figure F.4, la ligne rouge correspond au couple « physique », les lignes bleues aux couples maximisant le nombre de tronçons au dessus de $CSI = 0,6$ et la courbe violette à une paramétrisation distribuée des coefficients de rugosité. . . . .	263



# Liste des tableaux

3.1	Caractéristiques principales des MNT utilisés dans la suite de l'étude. . . . .	31
3.2	Tableau des scores de prévision utilisés pour déterminer la performance du modèle lors d'une simulation. Les critères sont calculés à partir de la table de contingence (Figure 3.11) et reflètent une caractéristique du modèle. Ensemble, ces critères fournissent une analyse complète du comportement du modèle. . . . .	41
5.1	Performances de VIPER pour les bassins versants du Loing (deux observations) et du Gardon avec le MNT SRTM à 100 m. . . . .	80
6.1	Noms, unités et interprétations des variables utilisées dans les équations de MHYST.	99
6.2	Noms, unités et interprétations des paramètres du modèle MHYST. . . . .	99
6.3	Tableau des scores de prévision utilisés pour déterminer la performance du modèle lors d'une simulation. Les critères sont calculés à partir de la table de contingence (Figure 6.8) et reflètent une caractéristique du modèle. Ensemble, ces critères fournissent une analyse complète du comportement du modèle. . . . .	107
6.4	Catégories de valeurs des critères de performance. Les limites d'intervalle ont été définies arbitrairement afin de refléter notre interprétation d'un bon modèle. . . .	109
6.5	Coefficients de Strickler associés à la nomenclature Corine Land Cover (d'après Grimaldi et al., 2010). . . . .	124
6.6	Paramétrisations du modèle MHYST menant au nombre maximum de tronçons ayant un <i>CSI</i> supérieur à 0,6 pour cinq résolutions de MNT. . . . .	127
C.1	Échantillon de bassins versants et d'évènements de crue utilisé pour tester la méthode VESPINE. . . . .	189



Partie I

# Pourquoi s'intéresse-t-on aux inondations ? D'où partons-nous ?

On n'a pas besoin de tout savoir. On n'a besoin que de  
savoir où trouver ce qu'on cherche quand c'est nécessaire.

---

John Brunner, extrait de *Tous à Zanzibar*



# Chapitre 1

## Introduction générale : contexte et problématiques

Ce manuscrit de thèse se penche sur la problématique des inondations, et plus particulièrement sur celle de leur modélisation, c'est à dire leur reproduction via un algorithme numérique fondé sur des lois physiques, des méthodes conceptuelles ou un mélange des deux. Mais avant toute chose, il est nécessaire de s'entendre sur ce que sont les inondations, puisque nous ne nous intéresserons pas à tous les types de phénomènes, et de voir à travers des exemples à quel point la France est exposée à ce risque, et ce que les autorités mettent en place pour y remédier.

### 1.1 Qu'appelle-t-on une inondation ?

#### 1.1.1 Les différents types d'inondations

On parle d'inondation lorsqu'un territoire, habituellement à sec, est temporairement submergé par une grande quantité d'eau. Différents phénomènes, d'origine naturelle ou non, peuvent être la cause d'une inondation. Le plus souvent, il s'agit du débordement d'un cours d'eau (Figure 1.1) : suite à un fort cumul de pluie sur un bassin versant (l'ensemble du territoire drainé par un cours d'eau), le niveau d'eau de la rivière monte, et celle-ci sort de son lit mineur (la zone qu'elle occupe la majorité du temps) pour submerger son lit majeur (qui est par définition la zone inondée lorsque la rivière déborde).

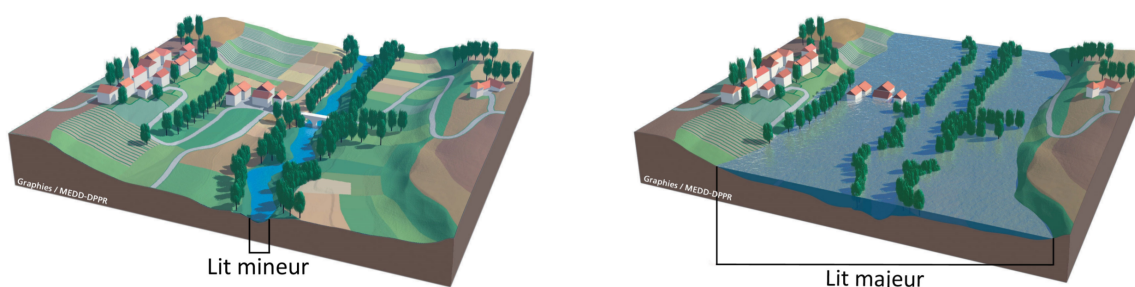


Figure 1.1 – Schéma du débordement d'un cours d'eau de son lit mineur vers son lit majeur (Source : mementodumaire.net).

On parle de remontée de nappe phréatique (la partie du sol qui est saturée en eau) lorsque le niveau de cette dernière est très proche ou dépasse le niveau du sol, à cause de fortes et/ou longues précipitations. Les caves et autres pièces en sous-sol sont souvent les premières touchées, car situées sous le niveau du sol, mais en cas de forte remontée, de plus grands territoires peuvent se retrouver inondés (Figure 1.2). La saturation en eau du sol est souvent accompagnée de

ruissellement : l'eau de pluie qui ne peut plus s'infiltrer et/ou l'eau de la nappe qui remonte s'écoulent le long des plus fortes pentes, pouvant parfois générer de gros dégâts à cause de la vitesse et de la quantité d'eau. Le ruissellement peut également être dû en partie aux activités humaines, notamment à l'imperméabilisation des sols qui empêche l'infiltration de l'eau de pluie, celle-ci pouvant alors s'accumuler et s'écouler dans les rues des villes en charriant des débris.

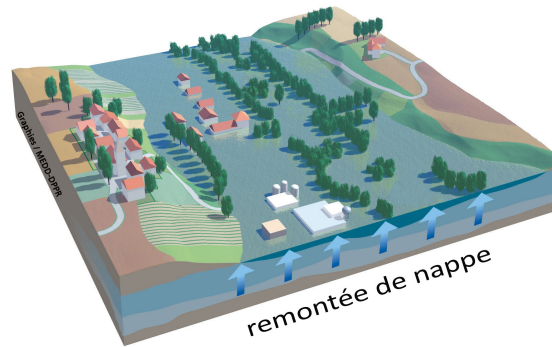


Figure 1.2 – Schéma d'une inondation par remontée de nappe phréatique (Source : mementodumaire.net).

Ces trois phénomènes (débordement, remontée de nappe et ruissellement) sont les principaux types d'inondations, mais d'autres phénomènes peuvent également générer des conséquences similaires : par exemple la submersion marine et la rupture de barrage ou digue. Dans le premier cas, il s'agit généralement d'une forte tempête entraînant une inondation temporaire d'une zone côtière par la mer. Cela peut parfois se coupler à un débordement de rivière et entraîner d'importants dégâts (comme pour la tempête Xynthia de 2010). La rupture de barrage, comme son nom l'indique, se produit lorsqu'un ouvrage rompt (comme pour le barrage de Malpasset, en 1959), à cause d'une trop forte montée de son niveau, d'un déversement, d'un mouvement de terrain ou d'un défaut de construction. Pour être exhaustif, signalons le cas du barrage de Vajont en Vénétie où un mouvement de terrain dans le barrage a fait déborder celui-ci sans qu'il se rompe. Les digues sont des ouvrages hydrauliques séparant généralement la rivière d'une zone à enjeux, et censés protéger ces derniers en cas de crue. Cependant, lorsque les digues rompent, elles provoquent généralement un déversement rapide et intense d'eau sur les enjeux, ce qui peut aggraver le danger. Leur rupture est le plus souvent due à une surverse, c'est à dire un passage de l'eau par dessus la digue ou à une forte érosion, externe (affouillement) ou interne (création de galeries à l'intérieur de la digue).

### 1.1.2 D'où viennent les inondations ?

Les inondations, peu importe le type, ne sont souvent que la conséquence d'un évènement météorologique. En effet, ce sont les précipitations qui, par leur intensité et/ou par leur durée, peuvent engendrer un surplus d'eau sur le bassin et les inondations qui en résultent.

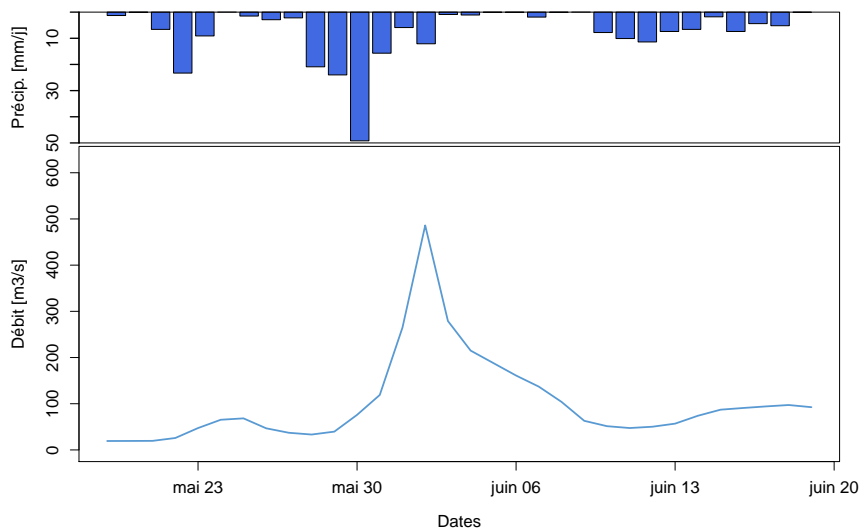


Figure 1.3 – Hydrogramme et pluviogramme de la crue de mai-juin 2016 sur le bassin versant du Loing (station H3621010, le Loing à Épisy).

L'eau des précipitations peut s'infiltrer, ruisseler, et finir par rejoindre la rivière, faisant augmenter le niveau d'eau. Lorsque le niveau monte, le débit, c'est à dire la quantité d'eau qui traverse une section de la rivière par unité de temps, augmente également : on parle alors de crue. L'hydrogramme et le pluviogramme de la figure 1.3 représentent l'évolution du débit et du cumul journalier de précipitations en fonction du temps pour la crue du Loing de mai-juin 2016. On observe ainsi une montée progressive du débit, suivie d'un pic de crue et d'une descente appelée décrue. Des précipitations de grande ampleur n'entraînent cependant pas toujours une forte réponse du bassin versant, cette réponse dépend de l'humidité antécédente du sol, du débit présent dans la rivière, de l'intensité des pluies, de la spatialité des précipitations ou d'autres paramètres qui peuvent permettre au bassin d'absorber les pluies et de les redistribuer progressivement.

## 1.2 Les inondations en France

### 1.2.1 Le risque inondation

Pour parler de risque inondation, il faut d'abord parler d'aléa et d'enjeux. En effet, il n'y a risque que lorsqu'un aléa, un phénomène naturel ou non, croise des enjeux, une population, des bâtiments, des cultures etc. Ainsi, une inondation qui se produit en pleine nature ne pose généralement pas de problèmes, mais lorsqu'elle se produit en ville, elle entraîne de nombreux dégâts, et parfois même des victimes.

Le territoire français compte ainsi près de 17 millions de personnes concernées par le risque inondation, réparties sur plus de 14 000 communes (Figure 1.4). La multiplication des constructions au sein des lits majeurs des cours d'eau explique ce grand nombre, malgré la sensibilisation de plus en plus forte des populations et l'augmentation des contraintes règlementaires.

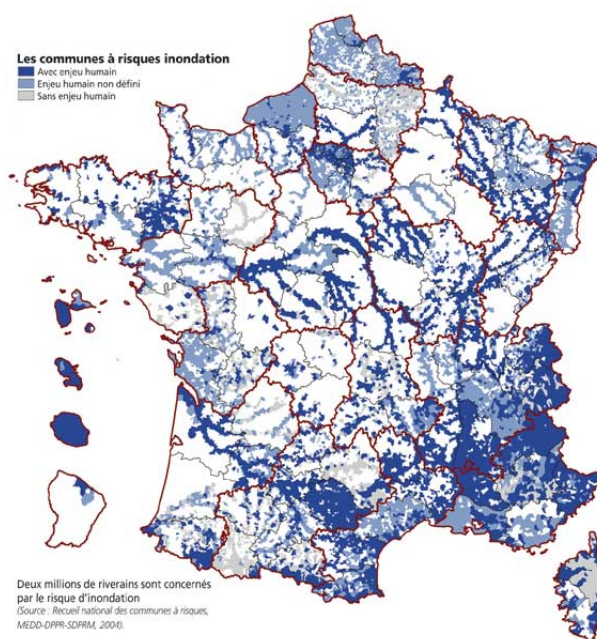


Figure 1.4 – Carte des communes françaises exposées au risque inondation (Source : Recueil national des communes à risques, MEDD-DPPR-SDPRM, 2004).

### 1.2.2 Les évènements marquants

Au cours de son histoire, la France a été touchée par de nombreux évènements d'inondation. Certains sont plus mémorables que d'autres, par leur intensité, leur étendue ou leurs dégâts. On peut penser par exemple à la crue majeure de la Loire de 1856, plus forte crue référencée sur une grande partie du bassin, ou bien à la crue de la Seine de janvier 1910 (Figure 1.5), évènement de référence pour le bassin (Lang et Coeur, 2014). Ce dernier, consécutif à une fin de l'année 1909 très humide, a apporté près de 300 mm de cumul qui ont ruisselé sur les sols saturés, engendrant de fortes crues sur la Marne, l'Yonne et la Seine notamment. Paris s'est retrouvée sous les eaux, avec une hauteur de 8,62 m sous le pont d'Austerlitz. La période de retour de l'évènement est généralement reconnue comme centennale. Du fait de la lente décrue de la Seine, les activités économiques ont été arrêtées durant plusieurs semaines, l'inondation n'étant totalement résorbée qu'à la mi-mars. Les dégâts engendrés par la crue atteignent près de 1,6 milliard d'euros, le nombre de sinistrés avoisinant les 150 000 rien qu'en région parisienne.



Figure 1.5 – Passerelles dans la rue du Bac (Paris) lors de l'inondation de janvier 1910 (Source : SIPA).



Plus récemment, en septembre 1992, c'est le sud-est de la France qui a été touché par un évènement pluvieux intense, entraînant de fortes inondations, notamment à Vaison-la-Romaine où l'Ouvèze est sortie de son lit le temps d'une journée, faisant plus d'une trentaine de morts dans la ville et les campings alentour. Ce type d'évènements à cinétique rapide est récurrent en région méditerranéenne, comme les crues des 8 et 9 septembre 2002 dans le département du Gard, touchant notamment les bassins du Vidourle, du Gardon et de la Cèze et entraînant une vingtaine de morts (Lang et Coeur, 2014).

La tempête Xynthia a, elle, impacté plusieurs pays d'Europe de l'Ouest entre février et mars 2010. Les périodes de pointes de vents et de marées hautes ayant été concomitantes, la tempête engendra une forte submersion des zones côtières de l'ouest de la France, particulièrement en Vendée. Le débordement du Lay dû à la tempête a aggravé cette submersion, notamment du côté de la Faute-sur-mer, flèche de sable fortement urbanisée, qui a perdu une trentaine de ses habitants. Les conséquences désastreuses de la tempête ont permis de mettre en lumière l'urbanisation non contrôlée de la région, et des peines de prisons ont été prononcées envers le maire de la ville et son adjointe.

Le département des Alpes-Maritimes a lui été sinistré en octobre 2015, suite à d'intenses orages stationnaires, faisant déborder la Siagne et la Brague notamment. Les inondations engendrèrent une vingtaine de décès et plus de 600 millions d'euros de dégâts. En juin 2016, et suite à un mois de mai très humide, un évènement intense a frappé le centre-nord de la France, entraînant le débordement de plusieurs cours d'eau, la Seine (Figure 1.6), la Loire, et particulièrement le Loing, un affluent de la Seine, dont le niveau a largement dépassé celui de la crue de 1910. Ces inondations firent quatre morts et près de 1,4 milliard d'euros de dégâts.

En 2018, la France est à nouveau touchée, d'abord au mois de janvier, avec une crue d'hiver relativement importante sur le centre-nord du territoire, la Seine atteignant 5,84 m sous le pont d'Austerlitz, puis au mois de juin, après une série d'orages frappant la majeure partie du territoire, faisant déborder de nombreux cours d'eau, comme à Morlaix en Bretagne, à Montpellier dans l'Hérault ou même (et c'est un comble) à Antony dans les Hauts-de-Seine, où les laboratoires d'Irstea ont été inondés.



Figure 1.6 – Débordement de la Seine à Paris lors de l'évènement de mai-juin 2016 (Source : AFP/Bertrand GUAY).

## 1.3 La gestion du risque inondation

### 1.3.1 Les outils règlementaires

Afin de répondre à la multiplication des catastrophes naturelles, l'État a mis en œuvre dès la fin des années 1980 une série d'outils règlementaires censés permettre de limiter l'urbanisation des lits majeurs, renforcés à partir de 2007 par la Directive Inondation de l'UE, visant à encadrer

la gestion du risque inondation à l'échelle européenne. Les Plans de Prévention du Risque Inondation (PPRI) sont des documents de cartographie du risque inondation (Figure 1.7) imposés à partir de 1995, fondés sur un aléa de référence (crue centennale ou crue historique) et visant à assurer la sécurité des personnes, à ne pas augmenter les enjeux exposés, à préserver les capacités d'écoulement et d'expansion des crues et à développer l'urbanisation en dehors des zones à risque. Ces plans définissent ainsi trois types de zones : rouges, où toute nouvelle construction est interdite, bleues, où il est possible de construire à condition de respecter des prescriptions précises et blanches, non concernées par le risque inondation. Les communes possédant un plan de prévention des risques approuvé doivent par la suite élaborer un PCS (Plan Communal de Sauvegarde) dans les deux ans. Ce document s'inscrit dans la cadre de la gestion de crise et doit, comme le PPR, être mis à jour tous les cinq ans.

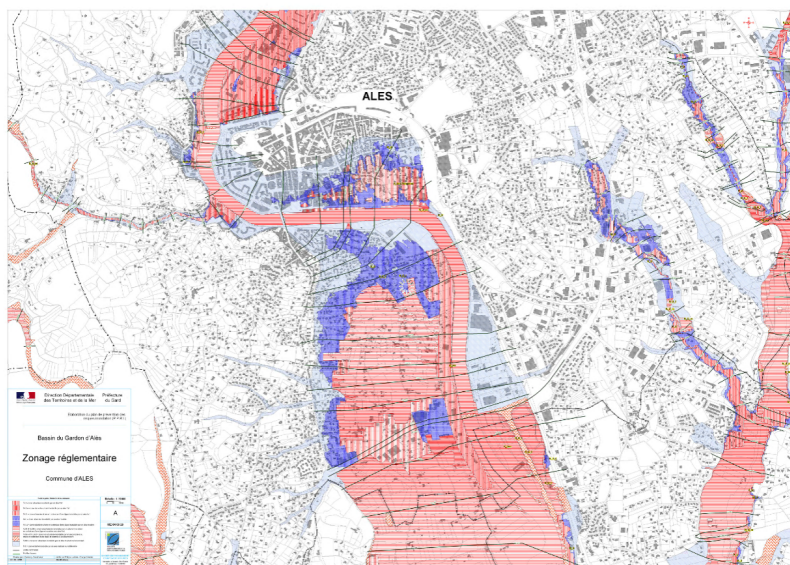


Figure 1.7 – Zonage règlementaire du Plan de Prévention du Risque Inondation du Gardon d'Alès (Source : [gard.gouv.fr](http://gard.gouv.fr)).

Par le passé, chaque commune réalisait ses propres études et ouvrages afin de réduire le risque inondation, avant que l'on se rende compte qu'il était primordial de considérer les bassins versants dans leur ensemble afin de gérer au mieux la prévention et la protection. Les PAPI (Programmes d'Actions de Prévention des Inondations), créés suites aux inondations de 2002, sont l'outil privilégié pour la gestion du risque inondation en France. Revus après la tempête Xynthia de 2010, ces programmes cherchent à agir sur l'aléa ainsi que la vulnérabilité des enjeux, la culture du risque et la gestion de crise.

La Directive Inondation uniformise la gestion du risque en Europe et impose aux pays membres de l'Union de passer par trois phases : tout d'abord une évaluation préliminaire des risques d'inondation (EPRI), une sorte de bibliographie sur l'ensemble des événements passés ; une cartographie des inondations, notamment à partir de modélisations, et pour laquelle la France a introduit le concept de Territoire à Risques importants d'Inondation (TRI) ; et enfin une phase de création de plans de gestion des risques d'inondation (PGRI).

Depuis 2018, l'État a décentralisé certaines compétences relatives aux inondations dans le cadre de la GEMAPI (Gestion des milieux aquatiques et prévention des inondations). Les communes et communautés de communes sont maintenant responsables de « l'aménagement des bassins versants, de l'entretien des cours d'eau, de la défense contre les inondations et contre la mer et de la protection et la restauration des zones humides » (Article L.211-7 du Code de l'environnement).

### 1.3.2 Le régime d'indemnisation des catastrophes naturelles

L'indemnisation des dégâts dus aux catastrophes naturelles est fondée, en France, sur un principe de solidarité. Ainsi, tout assuré (et ce même s'il n'est soumis à aucun risque) règle, au sein de son assurance multirisque habitation par exemple, un pourcentage fixé par l'État de sa prime d'assurance afin de permettre l'indemnisation des sinistrés en cas de déclaration d'état de catastrophe naturelle (la prime catastrophes naturelles). En effet, lorsqu'un événement exceptionnel se produit, les maires des communes touchées doivent transmettre au préfet un dossier de demande de reconnaissance de catastrophe naturelle qui sera validé ou non en commission interministérielle, et fera l'objet d'un arrêté publié au Journal Officiel. C'est lorsque cet arrêté est publié que le régime d'indemnisation CAT-NAT se déclenche (CCR, 2018). La Caisse Centrale de Réassurance, entièrement détenue par l'État français, contribue à l'indemnisation selon certaines dispositions dépendant des contrats. L'État lui-même peut venir compléter les indemnisations en cas de besoin.

La prime catastrophes naturelles alimente également à hauteur de 12% le fonds de prévention des risques naturels majeurs (Fonds Barnier) qui finance les indemnités d'expropriation (lorsque l'État rachète des biens trop exposés à un risque naturel majeur) et d'autres initiatives comme le relogement des sinistrés, les études de plans de prévention des risques et diverses opérations visant à prévenir le risque dans les collectivités territoriales.

### 1.3.3 Les outils de prévision

Le Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations (SCHAPI) pilote un réseau national de prévision des crues (les 21 Services de Prévision des Crues, SPC) et diffuse des informations sur la vigilance au niveau national (Vigicrues, Figure 1.8). La France compte ainsi un ensemble de tronçons surveillés par les SPC locaux qui prévoient les débits de certaines stations à l'aide de modèles hydrologiques de prévision (Figure 1.9).

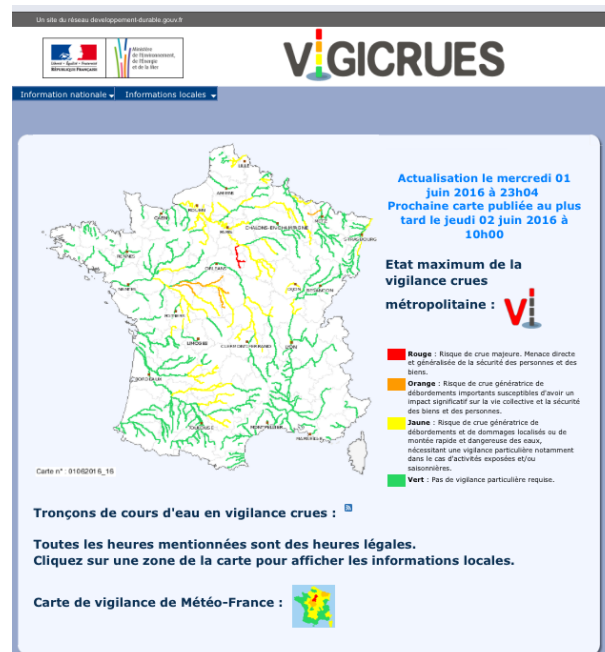


Figure 1.8 – Cartographie des tronçons à risque lors de l'évènement de mai-juin 2016 (Source : vigicrues.fr).

La vigilance crues s'opère à partir de seuils de débits qui, lorsqu'ils sont dépassés par les prévisions, permettent aux autorités de classer les tronçons par couleur, en fonction du risque que représente la crue. Des améliorations de Vigicrues sont en cours de test ou commencent

à être déployées, comme Vigicrues Flash, développé par Irstea et Météo France (Javelle et al., 2016), qui cherche à améliorer la prévision des crues rapides et à alerter en fonction de la période de retour estimée de l'évènement. VIGInond, quant à lui, complète Vigicrues en proposant aux gestionnaires de crise une cartographie de l'inondation qui accompagne les prévisions de débits (Escudier et al., 2016). VIGInond est fondé sur une base de données cartographique de zones inondées potentielles rattachées à une hauteur d'eau d'une station hydrométrique.



Figure 1.9 – Exemple d'hydrogramme observé et prévu sur Vigicrues pour la Loire au niveau d'Orléans (Source : vigicrues.fr).

### 1.3.4 La prévention

La gestion du risque inondation passe aussi par la sensibilisation des populations, afin de réduire les enjeux, ou du moins leur suggérer les conduites à tenir en cas d'inondation. La pose de repères de crues, par exemple, permet de cultiver le souvenir des inondations passées. Différentes initiatives agissent en ce sens, comme le dispositif EPISEINE de Seine Grands Lacs qui vise à préparer populations et entreprises aux prochaines inondations sur le bassin versant de la Seine, ou l'initiative PLOUF, déclinée dans plusieurs départements, afin de sensibiliser les scolaires et les habitants à travers divers ateliers (projection de films, concerts, formations...). L'association Voisins Solidaires propose un kit inondation afin de s'organiser entre voisins en cas d'inondation, et ne laisser personne seul face au risque. Récemment, des formations pratiques dans les lacs du bassin de la Seine, organisées notamment par Gens de Rivières, préparent à la conduite à tenir en zone inondée, notamment lorsque l'on est emporté par le courant. Ces initiatives permettent de faire prendre conscience aux populations des risques auxquels ils sont soumis, ce qui, en cas d'inondation, devrait permettre de réduire à la fois le nombre de victimes et l'étendue des dégâts.

## 1.4 Objectifs de la thèse

Le territoire français étant régulièrement touché par les inondations, la modélisation de ce phénomène naturel (et notamment la production de cartes synthétiques à partir de méthodes numériques), est un enjeu primordial, que ce soit pour la prévention, la prévision, la gestion de crise ou l'estimation des dégâts. Cette modélisation se fait généralement par le biais de modèles hydrauliques, construits à partir des équations de Saint-Venant en une, deux voire trois dimensions dans les cas les plus complexes (voir Section 2.1). Ces modèles physiques sont capables d'une grande précision, mais sont parfois pénalisés par leur complexité, leur besoin en données précises, et parfois leur temps de calcul. Ainsi, dans le cadre d'une étude exhaustive pour un PPRI ou un TRI, le temps et les données sont rarement des facteurs limitants. Il est donc possible de s'armer d'un modèle hydraulique complet afin de reproduire au mieux une crue historique, ou

de simuler des crues de projet centennales, ce genre d'études mêlant généralement simulations et observations dans leur zonage.

Cependant, en contexte de prévision des inondations, ou bien lorsque l'on s'intéresse à des territoires peu documentés, il est plus difficile de mettre en œuvre ce type de modèles, bien qu'il soit possible de créer, à l'avance, des catalogues de cartes correspondant à une grande variété de situations, ces derniers ne prennent pas toujours en compte la temporalité et la spatialité de l'évènement. L'intérêt, dans cette situation, est d'être capable de prévoir, quelques heures ou quelques jours à l'avance, les zones qui risquent d'être inondées par la crue. Cela permet, par exemple, aux SPC d'évaluer les zones à risque et transmettre ces informations aux autorités de gestion de crise et aux populations, aux services de mairie de mieux distribuer leurs ressources et d'évaluer les trajets possibles pour les secours, ou encore aux assureurs de prévoir le coût des inondations et les zones prioritaires pour le déploiement d'experts. D'autres solutions ont été explorées, comme celle du Copernicus Emergency Management Service, qui mobilise des équipes spécialisées en télédétection lors de catastrophes naturelles ou industrielles pour exploiter des images satellites afin de cartographier le risque. Mais cela nécessite que les satellites soient positionnés au dessus de la zone touchée pendant l'évènement, ce qui est rarement le cas. Les techniques d'analyse d'images n'étant pas non plus parfaites, les cartographies fournies ne sont pas exhaustives. C'est pourquoi se sont développés des modèles plus simples, que l'on peut dénommer modèles conceptuels simplifiés, souvent fondés sur des données topographiques à grande échelle, tels que les Modèles Numériques de Terrain (MNT, voir Section 3.1), afin de proposer, sinon une alternative, du moins un complément, aux modèles hydrauliques classiques. Ces modèles simplifiés sont généralement plus faciles d'application car nécessitant peu de données, ou du moins des données facilement accessibles, et requièrent peu de temps de calcul. Mais d'un autre côté, ils sont également moins précis que les modèles hydrauliques, bien que l'objectif soit de se rapprocher au mieux des sorties des modèles les plus complexes.

Le développement de ce type de modèles est assez récent, et ceux-ci souffrent encore de nombreux défauts, comme la surestimation massive des emprises d'inondation ou une paramétrisation difficile. Cette thèse cherche donc à explorer différentes possibilités dans le but d'introduire une méthode :

- applicable n'importe où, notamment dans les territoires peu instrumentés et pour lesquels les outils de modélisation font défaut ;
- utilisant des données facilement accessibles, et si possible réduire autant que faire se peut la quantité de données nécessaires ;
- capable de prévoir une inondation à partir de prévisions de débits pour un faible temps de calcul, afin d'être adaptable à un contexte opérationnel ;
- capable de fournir une vision globale de l'inondation, à grande échelle, tout en étant relativement précis à petite ou moyenne échelle.

Ces objectifs serviront ainsi de guides pour le développement de méthodes que nous chercherons à complexifier au fur et à mesure de nos avancées. Ces études seront l'occasion d'apporter des pistes de réflexion sur différents sujets tels que :

- le lien qui existe entre l'écoulement dans la rivière, le début de débordement et l'écoulement dans le lit majeur, et les différentes manières de le modéliser ;
- les relations entre le volume de crue tel que défini par l'hydrogramme, le volume débordé, qui passe dans le lit majeur, et le volume inondé ;
- la délimitation du débordement par le débit de plein bord, et les différentes manières de l'estimer, cette variable répondant à différentes définitions donnant des valeurs toutes différentes (bord de berge, haut de berge, courbe de tarage, période de retour...) ;
- les modalités de couplage d'un modèle hydrologique pluie-débit avec un modèle d'inondation ;
- les différentes échelles d'approche, notamment pour les données topographiques : quel est l'impact de l'échelle sur les performances du modèle ? comment adapter des modèles à

- différentes échelles ? comment combiner des modèles qui travaillent à des échelles spatiales et/ou temporelles différentes ? ;
- les enjeux de la paramétrisation et donc du calage des modèles d'inondation, ainsi que de leur validation, sachant que les données cartographiques d'observations d'évènements sont plutôt rares : quelles données choisir ? quelle confiance devons-nous leur apporter ? quels critères utiliser ? ;
  - l'équilibre entre complexité du modèle, efficacité et précision, afin de remplir les objectifs tout en gardant en mémoire que « *there is little point in applying exact laws to approximate boundary conditions* » (Nash et Sutcliffe, 1970).

## 1.5 Organisation du manuscrit

Ce manuscrit de thèse est divisé en quatre parties qui présentent les différentes étapes qui ont permis le développement de modèles simplifiés répondant à nos objectifs. La première partie cherche à introduire le chapitre et à présenter l'état des lieux au commencement de la thèse. Le chapitre 2 s'intéresse aux solutions existantes pour la modélisation des inondations, depuis les modèles hydrauliques complexes et leurs simplifications jusqu'aux modèles conceptuels simplifiés, afin de dresser un bilan de l'existant. Le chapitre 3 présente l'ensemble des bases de données qui ont été utilisées pour le développement des nouvelles méthodes, en termes de topographie, d'hydrométéorologie et de cartographie. La seconde partie s'intéresse aux premiers modèles développés, et aux premiers obstacles que nous avons rencontrés. Le chapitre 4 présente VESPINE, la première version d'un algorithme de répartition du volume débordé utilisé pour simuler des évènements passés à partir de périodes de retour. Le chapitre 5 reprend cet algorithme au sein de VIPER, un modèle capable de rejouer des évènements dans leur dimension temporelle, et donc théoriquement capable de prévoir l'emprise résultante d'une future crue. La troisième partie s'intéresse à une seconde approche, physico-conceptuelle, que nous avons développée après avoir constaté les limites de nos précédents essais. Le chapitre 6 prend un chemin différent en explorant une toute autre méthodologie après avoir atteint les limites de la précédente, en introduisant des relations entre hauteurs d'eau et débits à partir d'équations d'hydraulique simplifiée. Enfin, le chapitre 7 soumet les trois modèles développés au même exercice afin d'identifier les forces et les faiblesses de chacun et d'éventuels moyens de correction des méthodes en difficulté. Une dernière partie, qui sert de conclusion, montre les possibilités de MHYST en l'appliquant à un exemple qui n'a pas servi à son développement (Chapitre 8). Enfin, une conclusion générale vient résumer l'ensemble des travaux afin d'apporter des réponses aux objectifs proposés et d'ouvrir sur de nouvelles perspectives pour de futurs travaux de recherche.

## Chapitre 2

# Méthodes usuelles pour la cartographie des zones inondables

Traditionnellement, la cartographie des emprises d'inondation se fait à l'aide de modèles hydrauliques dérivés des équations de Navier-Stokes qui permettent de calculer les variations de vitesse en fonction de la position et du temps, et dont la complexité est souvent adaptée selon la rivière modélisée. En effet, ces équations présentent différents niveaux de simplifications qui permettent un calcul plus simple et plus rapide lorsque les hypothèses adéquates sont réunies. Ce chapitre présente les équations théoriques régissant une grande partie des modèles hydrauliques actuels ainsi que leurs applications à travers différents exemples issus de la littérature. Une troisième partie s'intéresse aux modèles conceptuels simplifiés qui s'imposent de plus en plus comme une alternative, ou tout du moins un complément, à l'utilisation de modèles hydrauliques complexes, notamment grâce à leur faible besoin en temps de calcul et en données précises.

### 2.1 Hydraulique fluviale

#### 2.1.1 Modèles mathématiques

##### Modèle de Navier-Stokes (3D)

Le modèle de Navier-Stokes, qui met en équation le mouvement des fluides newtoniens (gazeux ou liquides), est le plus général et le plus complet pour représenter l'écoulement en milieu fluvial (Roche et al., 2012). Il s'intéresse au profil des vitesses dans les trois directions cartésiennes : profil longitudinal ( $\vec{x}$ ), profil transversal ( $\vec{y}$ ) et profil vertical ( $\vec{z}$ ).

Soit  $\vec{V} = (u, v, w)$  le vecteur vitesse selon les axes  $x$ ,  $y$  et  $z$ . Les équations de Navier-Stokes se rassemblent sous la forme vectorielle suivante, avec une équation de continuité (2.1) et une équation des moments (2.2) :

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{V} = 0 \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + (\vec{V} \cdot \vec{\nabla}) \vec{V} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p + \nu \nabla^2 \vec{V} + \vec{f} \quad (2.2)$$

$$\vec{\nabla} = \left( \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right)$$

$p$  la pression

$\rho$  la masse volumique de l'eau

$\nu$  la viscosité cinématique

$f$  les forces externes (pesanteur...)

On se retrouve alors avec quatre équations (une de continuité et trois de moments) décrivant le mouvement de l'eau au sein de la rivière.

### Modèle de Saint-Venant (2D)

Les équations de Navier-Stokes ne peuvent être résolues analytiquement, et leur résolution numérique est relativement contraignante, avec un temps de calcul peu satisfaisant et des problèmes de convergence. C'est pourquoi des simplifications de ces équations existent, plus faciles à mettre en œuvre, tout en étant suffisamment précises pour modéliser les principaux comportements des cours d'eau. En effet, en hydraulique fluviale, il est rarement nécessaire de s'intéresser au gradient de vitesse selon la verticale, ce qui permet de s'affranchir d'une dimension dans les calculs.

Les équations de Saint-Venant en deux dimensions considèrent le vecteur  $\vec{V}^*$  représentant le vecteur vitesse moyenné sur la verticale. Les équations vectorielles précédentes deviennent alors :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \vec{V}^* = 0 \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial \vec{V}^*}{\partial t} + (\vec{V}^* \cdot \vec{\nabla}) \vec{V}^* = -g (\vec{\nabla} H + \vec{J}) \quad (2.4)$$

$H$  la cote de la surface libre

$\vec{J}$  le gradient de charge hydraulique

$g$  l'accélération de la pesanteur

### Modèle de Saint-Venant (1D)

Les équations de Saint-Venant en deux dimensions permettent une bonne modélisation de l'écoulement fluvial (Roche et al., 2012) et peuvent être utilisées telles quelles dans des modèles (*e.g.* Morales-Hernández et al., 2016 ; Nguyen et al., 2015). Néanmoins, lorsque l'on tente de modéliser l'écoulement d'une rivière, connaître le profil transversal des vitesses n'est pas toujours utile. C'est pourquoi on peut encore simplifier les équations afin de parvenir au modèle de Saint-Venant 1D (*e.g.* Chen et al., 2013 ; Laganier et al., 2014 ; Saleh et al., 2013). Celui-ci répond aux hypothèses qui suivent (Roche et al., 2012) :

- l'écoulement se produit selon une direction curviligne privilégiée, sans variation brusque de la section mouillée et sans pente très forte ;
- l'écoulement est graduellement varié. Les accélérations verticales sont négligeables. Les vitesses sont uniformes dans une section mouillée ;
- la masse volumique de l'eau est constante ;
- le fond est fixe et exerce un frottement égal à celui de l'écoulement permanent ;
- ni apport ni pertes d'eau longitudinalement (à moins d'ajouter un facteur d'apport).

Si l'on appelle  $\bar{u}$  la vitesse moyenne sur la section mouillée et le débit  $Q = A\bar{u}$  on a :

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = 0 \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} + g(S_f - S_0) = 0 \quad (2.6)$$

Après substitution de la vitesse moyenne par le débit, l'équation (2.6) devient :

$$\underbrace{\frac{\partial Q}{\partial t}}_{(i)} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{Q^2}{A} \right)}_{(ii)} + \underbrace{gA \frac{\partial h}{\partial x}}_{(iii)} + \underbrace{gAS_f}_{(iv)} - \underbrace{gAS_0}_{(v)} = 0 \quad (2.7)$$

$t$  le temps [ s ]

$x$  l'abscisse curviligne [ m ]



$Q = Q(x, t)$  le débit [ m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> ]  
 $A = A(x, t)$  la surface mouillée [ m<sup>3</sup> ]  
 $g$  l'accélération de la pesanteur [ m s<sup>-2</sup> ]  
 $h = h(x, t)$  la profondeur d'eau [ m ]  
 $S_f = S_f(Q, y)$  la pente de la ligne d'énergie [ m m<sup>-1</sup> ]  
 $S_0 = S_0(x) = \frac{\partial z}{\partial x}$  la pente du lit [ m m<sup>-1</sup> ]

- (i) le terme d'accélération
- (ii) le terme d'advection
- (iii) la pente de la profondeur d'eau
- (iv) la pente de la ligne d'énergie
- (v) la pente du lit

À noter que (iii) + (v) =  $\frac{\partial(h+z)}{\partial x}$  est la pente de la ligne d'eau. La formule empirique de Manning-Strickler – souvent utilisée pour résoudre les équations de Saint-Venant – permet entre autres de relier la pente de la ligne d'énergie au débit (avec  $n$  le coefficient de Manning et  $R_h$  le rayon hydraulique) :

$$Q = \frac{R_h^{2/3} \cdot \sqrt{S_f} \cdot A}{n} \quad (2.8)$$

### Onde cinématique

Dans la pratique, il est encore possible de simplifier les équations de Saint-Venant, notamment en négligeant certains termes par rapport aux autres dans l'équation des moments. C'est souvent le cas pour le terme d'advection considéré comme négligeable devant les autres. Dans le modèle de l'onde cinématique, on néglige également le terme d'accélération et la pente de la profondeur d'eau. On obtient ainsi :

$$S_f = S_0 \quad (2.9)$$

Il s'agit d'un cas très particulier qui n'est adapté que pour des tronçons à forte pente (Roche et al., 2012). Il est généralement utilisé pour modéliser des grands cours d'eau afin d'offrir un temps de calcul raisonnable. Il est cependant plus lourd en hypothèses. On retrouve ce type de modèles par exemple chez Biancamaria et al. (2009) ou Bates et De Roo (2000).

### Onde diffusante

Le modèle de l'onde diffusante, valable pour la plupart des rivières simples ajoute, en plus de l'onde cinématique, la pente de la profondeur d'eau. Il traduit ainsi l'égalité entre la pente de la ligne d'énergie et la pente de la ligne d'eau :

$$S_f = S_0 - \frac{\partial h}{\partial x} = \frac{\partial(h+z)}{\partial x} \quad (2.10)$$

Ce modèle est un peu plus précis car il prend en compte la différence de pente entre le fond du lit et la ligne d'eau, ce qui explique pourquoi il est souvent utilisé pour les études hydrauliques (*e.g.* Falter et al., 2014 ; Lerat et al., 2012 ; Neal et al., 2011).

### Onde inertielle

Le modèle de l'onde inertielle complète le modèle de l'onde diffusante avec le terme d'accélération :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + g \frac{\partial h}{\partial x} + g(S_f - S_0) = 0 \quad (2.11)$$

Ce modèle est particulièrement utilisé pour les plaines d'inondation (Bates et al., 2010) car il offre une performance comparable à l'onde diffusante tout en écartant les oscillations que peut entraîner la résolution de cette dernière.

### 2.1.2 Méthodes de résolution

La résolution des équations de Saint-Venant passe le plus souvent par des méthodes de résolution d'équations aux dérivées partielles comme les différences finies ou les éléments finis. Ces méthodes permettent de discrétiser ces équations sur un maillage contenant un nombre de points fini suffisamment grand pour assurer une convergence de la solution numérique vers la solution analytique.

#### Les différences finies - schéma implicite

Les différences finies sont une méthode de résolution d'un système d'équations aux dérivées partielles. La problématique est ici de déterminer les variables recherchées au temps  $j + 1$  connaissant leurs valeurs au temps  $j$ . Le schéma implicite décrit ici permet de passer du temps  $j$  au temps  $j + 1$  de façon simultanée pour tous les points du système. Dans notre cas, on peut prendre l'exemple de la résolution des équations de Saint-Venant 1D complètes, comme Chow et al. (1988). On considère la rivière comme un objet 1D dont l'amont se trouve à gauche de la figure 2.1 et l'aval à droite. Si l'on considère le point  $(i, j)$ , alors le point  $(i + 1, j)$  est le point de la rivière plus en aval d'une distance  $\Delta x$ . En revanche, le point  $(i, j + 1)$  est situé au même endroit que  $(i, j)$  mais au temps  $j + 1$ .

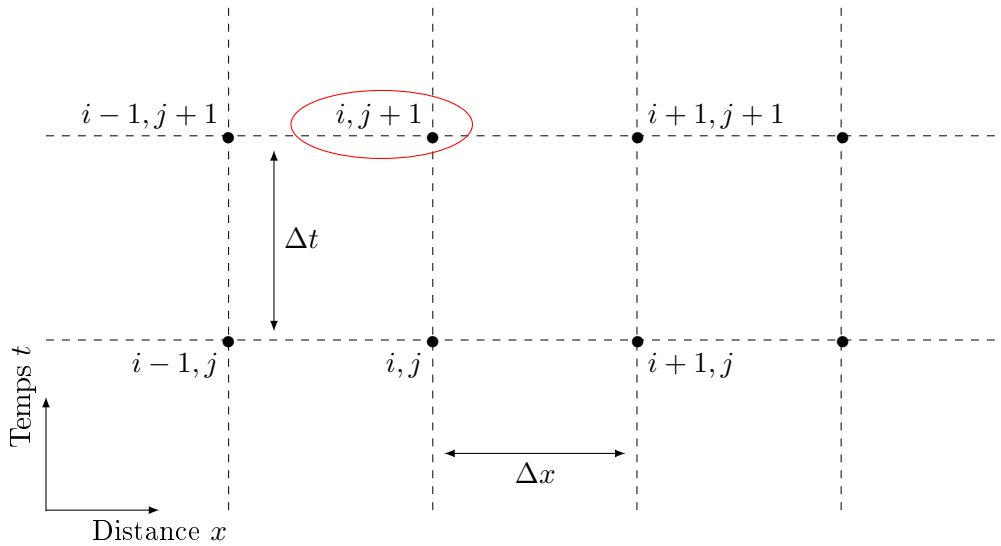


Figure 2.1 – Quadrillage du plan  $(x,t)$  avec  $\Delta x$  le pas d'espace et  $\Delta t$  le pas de temps.

On cherche à déterminer une variable  $u = u(x, t)$ , qui peut être par exemple la hauteur d'eau, pour un point inconnu situé en  $(i, j + 1)$ . Ainsi, les différences finies des dérivées partielles de  $u$  suivant un schéma implicite centré s'écrivent :

$$\frac{\partial u_i^{j+1}}{\partial t} = \frac{1}{2} \left[ \frac{u_i^{j+1} - u_i^j}{\Delta t} + \frac{u_{i+1}^{j+1} - u_{i+1}^j}{\Delta t} \right] \quad (2.12)$$

$$\frac{\partial u_i^{j+1}}{\partial x} = \frac{u_{i+1}^{j+1} - u_{i-1}^{j+1}}{2\Delta x} \quad (2.13)$$

On parle de schéma *implicite* car pour calculer notre inconnue, on utilise des valeurs du temps  $j+1$ . On ne peut donc pas exprimer explicitement une valeur inconnue en utilisant uniquement les valeurs connues (Abdallah, 2005). On dit qu'il est centré car il est fonction des valeurs spatiales en  $i - 1$  et  $i + 1$ . On trouve également les schémas progressifs (*forward-difference scheme*) utilisant  $i$  et  $i + 1$  et les schémas régressifs (*backward-difference scheme*) avec  $i - 1$  et  $i$ . Les opérateurs de dérivation discrétisés sont ensuite remplacés dans les équations de Saint-Venant afin d'isoler les inconnues qui sont calculées simultanément.

### Les différences finies - schéma explicite

Dans le schéma explicite, seule la dérivée temporelle s'exprime à l'aide de valeurs au temps  $j+1$ , la dérivée spatiale est exprimable en fonction uniquement de valeurs connues. Les équations deviennent ainsi :

$$\frac{\partial w_i^{j+1}}{\partial t} = \frac{1}{2} \left[ \frac{w_i^{j+1} - w_i^j}{\Delta t} + \frac{w_{i+1}^{j+1} - w_{i+1}^j}{\Delta t} \right] \quad (2.14)$$

$$\frac{\partial w_i^{j+1}}{\partial x} = \frac{w_{i+1}^j - w_{i-1}^j}{2\Delta x} \quad (2.15)$$

La différence majeure entre les schémas implicites et explicites, outre la résolution simultanée de tous les points du système, est la stabilité des méthodes implicites indépendamment du pas de temps. En effet, les schémas explicites ne sont stables que pour des pas de temps inférieurs à une certaine valeur définie par la condition de Courant-Friedrich-Levy (Chow et al., 1988).

### Les éléments finis

Les éléments finis sont une autre méthode de résolution numérique d'équations aux dérivées partielles. De la même manière qu'avec les différences finies, on cherche à discrétiser le problème et à le résoudre localement. Cependant, ici, le domaine d'étude est discrétisé à l'aide de polygones voire de volumes pour un problème en trois dimensions. Cette méthode est particulièrement utilisée pour la résolution des équations de Saint-Venant en deux dimensions, où le lit mineur et le lit majeur sont discrétisés de façon régulière ou non, avec un maillage plus ou moins fin, un grand nombre d'éléments permettant d'avoir une résolution plus précise au niveau des zones complexes, comme l'interface entre le lit mineur et le lit majeur. Une fois le maillage établi, on cherche à résoudre la « formulation faible » du problème, qui réduit l'ordre de dérivation d'un degré et fait apparaître les conditions aux limites.

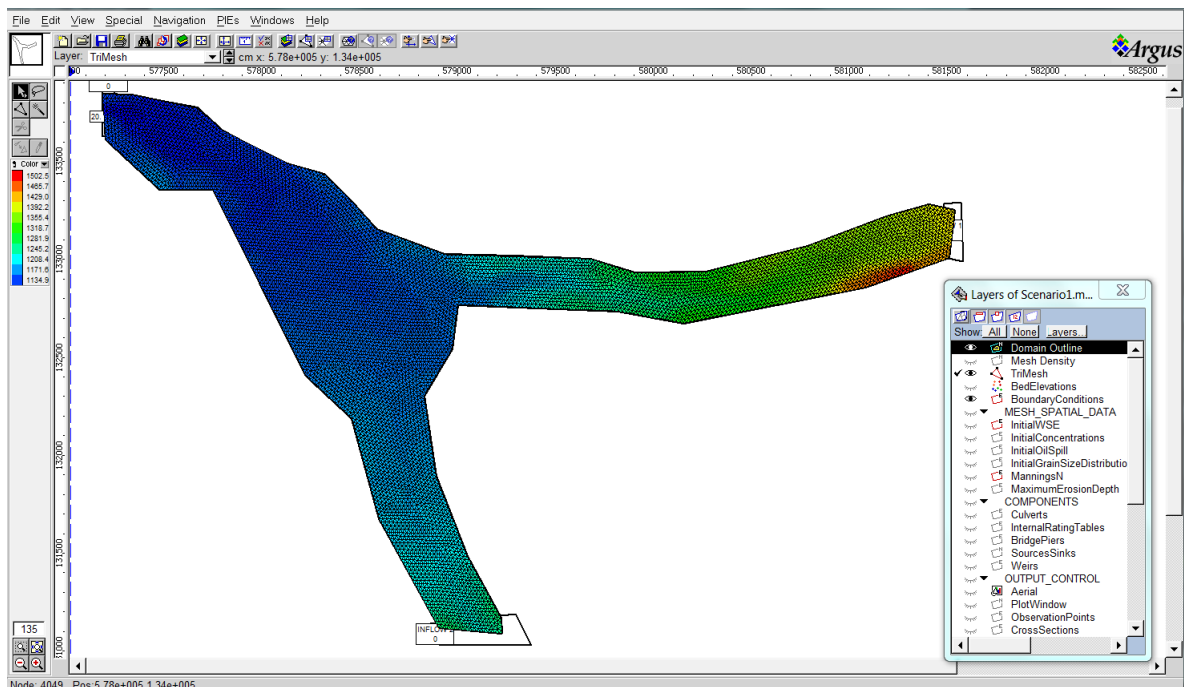


Figure 2.2 – Exemple de maillage des lits mineur et majeur de la Grande Eau au niveau de la commune des Diablerets (Suisse) avec le logiciel ArgusOne (Hydronia) (extrait de Rebolho, 2014).

### 2.1.3 Cas des plaines d'inondation

La modélisation de la propagation de l'eau au sein du lit mineur se fait bien souvent grâce à l'utilisation des équations 1D de Saint-Venant, la rivière pouvant être assimilée à une ligne continue (Ahmadian et al., 2015 ; Bates et De Roo, 2000 ; Falter et al., 2014 ; Lerat et al., 2012). Le cas des plaines d'inondation (ou lit majeur) est plus complexe et peut être appréhendé de différentes façons. Si le problème est entièrement traité en une dimension, le lit mineur et le lit majeur peuvent être assimilés à une succession de lignes continues reliant les points des différentes sections transversales prises en compte. En deux dimensions, il est possible de simplement utiliser la méthode des éléments finis pour résoudre les équations de Saint-Venant. Il existe cependant des méthodes alternatives, cherchant à combiner la précision des modèles 2D avec la simplicité des modèles 1D : on peut parler de modèles « 1,5D » .

#### Modélisation 1D sur grille raster 2D

L'utilisation des équations de Saint-Venant se fait de manière un peu différente lorsque l'on traite les plaines d'inondation. En effet, il s'agit ici de modéliser une surface, et donc on s'attend résolument à utiliser des équations 2D. Une méthode, utilisée notamment par Bates et De Roo (2000) ou Falter et al. (2014), consiste à résoudre les équations 1D sur une grille raster 2D. Celles-ci sont donc résolues indépendamment (ou presque) dans la direction  $x$  et dans la direction  $y$ , à l'aide d'un schéma explicite de différences finies.

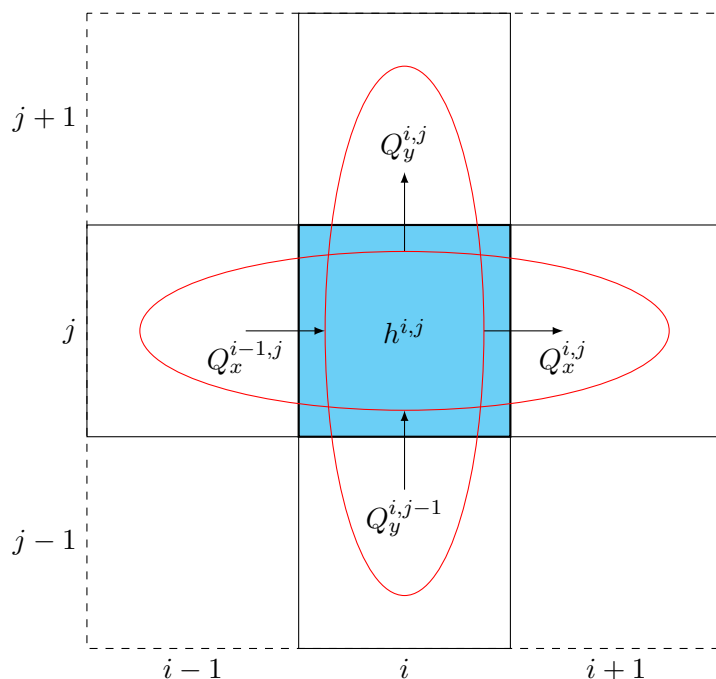


Figure 2.3 – Résolution d'un modèle 1D sur une grille raster 2D.

Outre l'équation de continuité qui fait la liaison exclusive entre la rivière et les pixels de plaine limitrophes, il est également nécessaire de réaliser un bilan de volume entre les cellules du modèle raster :

$$\frac{\Delta h}{\Delta t} = \frac{\Delta Q}{\Delta x \Delta y} \quad (2.16)$$

Après application d'un schéma explicite de différences finies, l'équation (2.16) devient (Bates et al., 2010) :

$$\frac{t+\Delta t h^{i,j} - t h^{i,j}}{\Delta t} = \frac{t Q_x^{i-1,j} - t Q_x^{i,j} + t Q_y^{i,j-1} - t Q_y^{i,j}}{\Delta x \Delta y} \quad (2.17)$$

Elle permet de calculer la hauteur de la cellule au temps  $t + \Delta t$  à partir de la hauteur et des débits entrants et sortants au temps  $t$ . Les équations (2.16) et (2.17) sont ainsi l'équivalent, pour les plaines d'inondation, de l'équation de continuité (2.5).

### Les modèles à casier

Certains modèles cherchent à rassembler les plaines d'inondation en casiers, de taille plus ou moins grande, et dont la particularité est de pouvoir échanger de l'eau entre eux, et avec le lit mineur. Moussa et Bocquillon (2009), par exemple, utilisent un modèle à casiers couplant onde diffusante 1D pour le lit mineur et casiers pour la représentation du lit majeur. Ces derniers servent de zones de stockage de volume et le flux d'eau entre cellules est géré par l'équation de Manning-Strickler. De plus, pour chaque casier, deux relations sont établies : une liant hauteur d'eau et volume, l'autre reliant hauteur d'eau et surface inondée. A chaque pas de temps, une équation de continuité s'assure du bilan de masse entre les entrées et les sorties du casier. Ainsi, le modèle est capable de calculer la propagation de l'eau au sein des deux lits, mineur et majeur, et de dresser une carte de l'inondation.

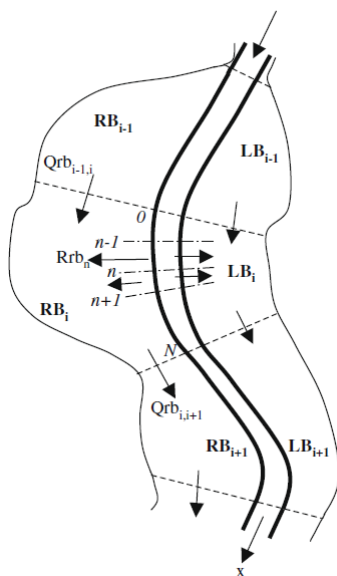


Figure 2.4 – Exemple de subdivision du lit mineur en tronçon et des plaines d'inondation en casiers rive droite et rive gauche. Chaque casier est susceptible d'échanger de l'eau avec ses voisins et avec le lit mineur (Moussa et Bocquillon, 2009).

## 2.2 Exemples d'application

### 2.2.1 Modèle Lisflood-FP

Le modèle LISFLOOD-FP de l'Université de Bristol contient différentes combinaisons de simplifications des équations de Saint-Venant pour la rivière ainsi que pour les plaines d'inondation. Il est ainsi possible d'utiliser chacune des simplifications des équations 1D présentées plus haut (certaines appliquées à une grille en deux dimensions) ou bien d'utiliser un modèle 2D complet. Les combinaisons se différencient également dans la gestion du pas de temps. Différentes versions de ce modèle ont été présentées dans la littérature : Horritt et Bates (2001a) étudient par exemple l'effet de la résolution du MNT sur le modèle composé de l'onde cinématique pour le lit mineur et des équations 1D découplées sur une grille 2D pour le lit majeur. Ils testent pour cela leur modèle sur des MNT de différentes résolutions (Figure 2.5) et montrent que les performances décroissent fortement si le pas du MNT dépasse 100 m.

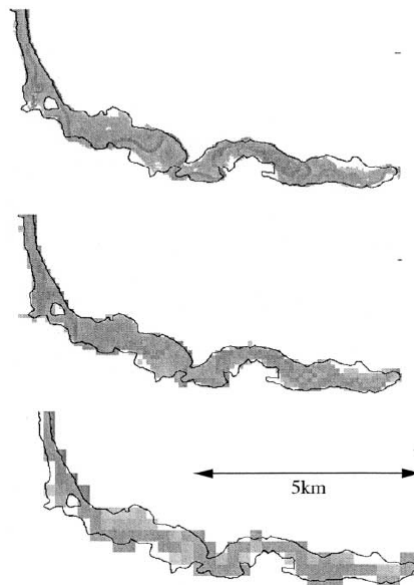


Figure 2.5 – Comparaison des emprises observées (lignes) et simulées (gris) par le modèle Lisflood-FP pour la rivière Severn (UK) avec différentes résolutions de MNT (10 m, 100 m et 250 m) (Horritt et Bates, 2001a).

Bates et al. (2010) proposent le modèle de l'onde inertielle, approximation des équations de Saint-Venant 1D plus précise que l'onde diffusante. Le but de cette nouvelle formulation est de limiter les instabilités du pas de temps variable et de réduire le temps de calcul tout en améliorant la qualité de la simulation (Figure 2.6).

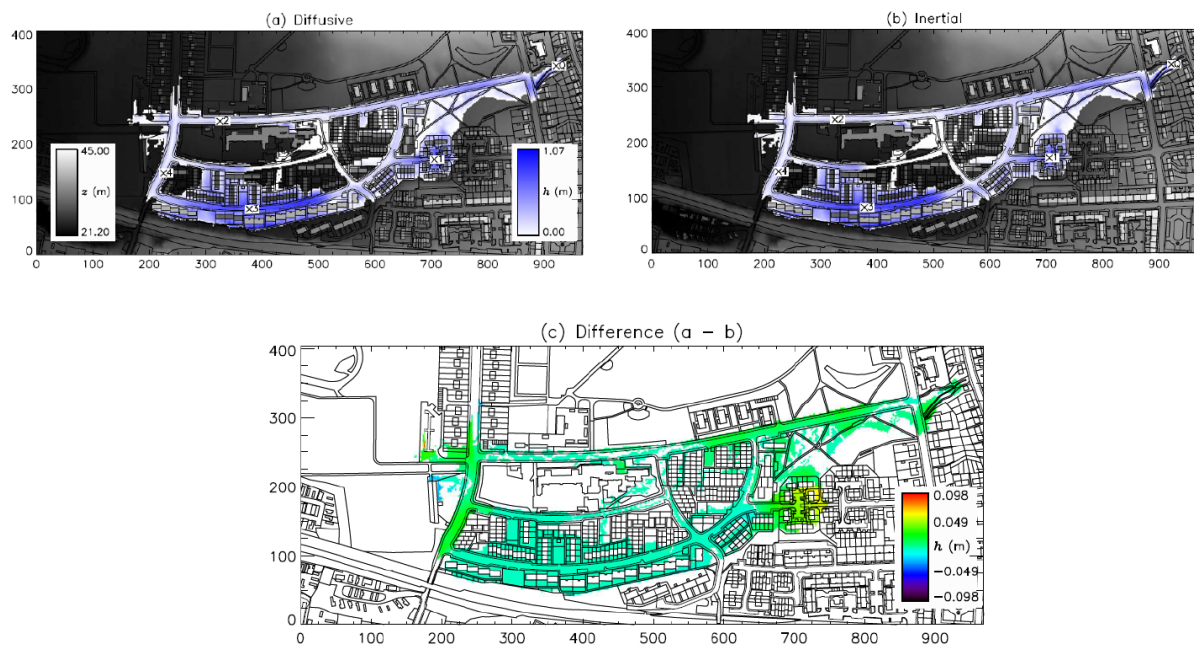


Figure 2.6 – Hauteurs d'eau prédites après 2h de simulation à une résolution de 2 m avec pas de temps variable : (a) avec l'onde diffusante, (b) avec l'onde inertielle et (c) différence entre les deux sorties (Bates et al., 2010).

Ce modèle, généralement utilisé pour modéliser des événements de crue sur des tronçons de quelques kilomètres, a été employé pour cartographier l'aléa inondation à l'échelle de l'Europe

pour une crue de période de retour 100 ans (Alfieri et al., 2014) et une résolution spatiale de 100 m. Lisflood est ainsi appliqué sur les cours d'eau drainant plus de 500 km<sup>2</sup> (Figure 2.7) puis comparé sur quelques bassins d'Allemagne et du Royaume-Uni à des cartes réalisées par les autorités locales à l'échelle nationale ou régionale. Les auteurs ont finalement conclu que le modèle surestimait globalement l'emprise de l'inondation, mais que les cartes réalisées pouvaient servir de base pour les régions où ce type d'information est inexistant.



Figure 2.7 – Carte d'inondation pour une crue de période de retour 100 ans à l'échelle de l'Europe (Alfieri et al., 2014).

## 2.2.2 Modèle TELEMAC-2D

Le modèle TEMEMAC-2D, développé par EDF (Électricité de France, Galland et al., 1991), résout les équations de Saint-Venant en deux dimensions à l'aide des éléments finis. Il nécessite de discrétiser la zone d'étude, souvent à l'aide de mailles triangulaires, de linéariser les équations aux dérivées partielles par approximation puis de résoudre le système en chacun des nœuds du maillage. Ce type de modèles est réputé plus précis que des modèles 1D comme LISFLOOD-FP, d'abord parce que les équations en deux dimensions prennent en compte le profil transversal des vitesses, mais aussi parce que le maillage des éléments finis peut être affiné par endroit, par exemple à l'interface entre la rivière et les plaines d'inondation, permettant d'être plus détaillé là où cela a de l'importance sans pour autant augmenter considérablement le temps de calcul du modèle.

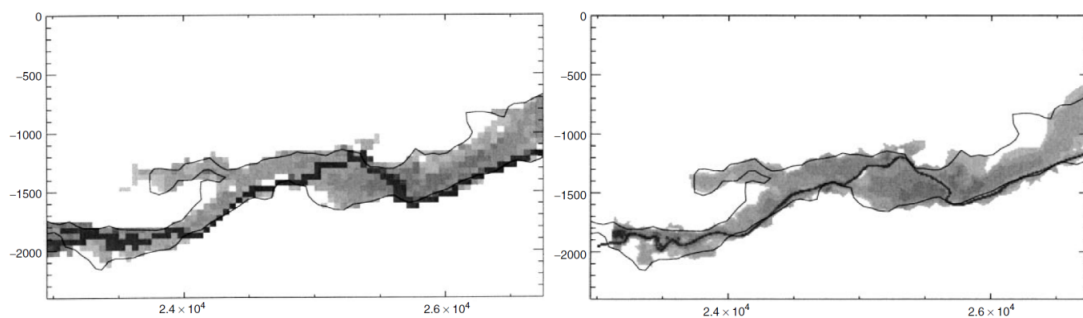


Figure 2.8 – Comparaison des configurations donnant les meilleures performances pour le modèle LISFLOOD-FP avec onde diffusante (à gauche) et le modèle TELEMAC-2D (à droite) pour un événement situé sur un tronçon de 4 km sur la Tamise (Horritt et Bates, 2001b).

L'étude comparative de Horritt et Bates (2001b) montre effectivement des résultats beaucoup plus lissés en ce qui concerne TELEMAC-2D (Figure 2.8) car les dimensions des éléments finis

sont par endroit plus faibles que celles du MNT. LISFLOOD-FP est, quant à lui, limité par la résolution du MNT, ici de 50 m en horizontal, et 25 cm en vertical. Cette étude a montré que, sur l'évènement choisi, les modèles LISFLOOD-FP et TELEMAC-2D offraient des performances sensiblement comparables en modélisant correctement 84% de la zone. Néanmoins, les auteurs précisent que les données utilisées pour la validation ne sont pas de bonne qualité et peuvent jouer un rôle sur les résultats obtenus. L'article de Horritt et Bates (2002) continue dans cette lancée et propose également une comparaison de LISFLOOD-FP avec TELEMAC-2D dont les résultats sont du même ordre de grandeur sur les évènements simulés.

### 2.2.3 Modèle HEC-RAS

Le modèle HEC-RAS de l'US Army Corps of Engineers est le plus souvent utilisé pour résoudre les équations de Saint-Venant complètes en une dimension, mais il propose également une résolution des équations 2D. Ce modèle nécessite des sections transversales, qui sont des coupes perpendiculaires à la direction d'écoulement de la rivière et qui représentent la topographie des lits mineur et majeur à une section donnée. Ces sections peuvent être obtenues à partir de levés de terrain ou bien d'un MNT, leur qualité dépendant alors de la résolution de ce dernier.

La version 1D de HEC-RAS a notamment été utilisée par Horritt et Bates (2002) dans leur étude comparative avec LISFLOOD-FP et TELEMAC-2D. Pour représenter les plaines d'inondation dans le modèle 1D, les sections transversales de la rivière ont été complétées de chaque côté par des données LiDAR. Étonnamment, c'est le modèle HEC-RAS qui a présenté les meilleures performances sur les évènements traités (Figure 2.9), et ce malgré sa simplicité relativement aux deux autres modèles. Cela est peut-être dû au fait que la rivière modélisée se prêtait particulièrement bien aux simplifications du modèle, la différence de performance entre modèles pouvant être plus importante pour des zones complexes (Horritt et Bates, 2002).

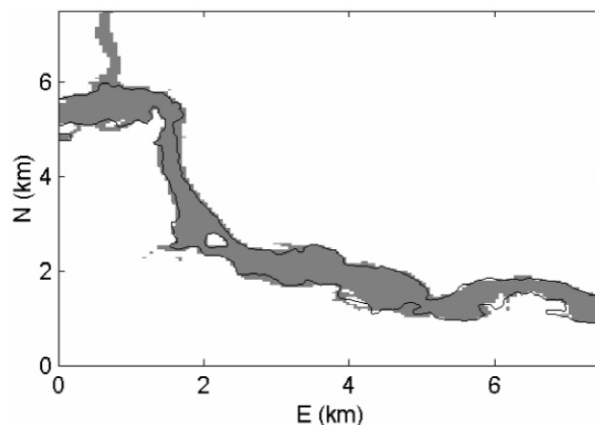


Figure 2.9 – Zone inondée modélisée par HEC-RAS pour un évènement de 1998 avec calage sur les données hydrométriques de 1998 (Horritt et Bates, 2002).

La bonne représentation de la rivière à travers un nombre suffisant de sections transversales est primordiale pour ce modèle. Saleh et al. (2013) ont réalisé une étude sur l'impact de ces sections, sur un tronçon de 90 km du Serein, un affluent de l'Yonne. HEC-RAS est d'abord utilisé avec 20 sections, puis 3, puis avec une approximation trapézoïdale, triangulaire ou rectangulaire du lit. Ces cinq scénarios ont permis de montrer que l'interpolation de trois sections ne permettait pas de modéliser convenablement les hauteurs d'eau. En effet, la description longitudinale du lit de la rivière a un impact au moins aussi important que les sections transversales sur la simulation hydraulique. Les erreurs locales dues à la résolution du MNT sont, elles, moins contraignantes et ne réduisent pas la performance globale du modèle.



### 2.2.4 Modèle AutoRoute

AutoRoute est un modèle hydraulique simplifié développé par le Coastal and Hydraulics Laboratory du U.S. Army Engineer Research and Development Center (Follum et al., 2016). A partir d'un MNT sont calculés la position du réseau hydrographique ainsi que les directions d'écoulement (Figure 2.10.A-B). Des sections transversales, perpendiculaires à l'écoulement, sont ensuite dérivées du MNT (Figure 2.10.C) sur une largeur de 3 000 m (paramètre qui peut être modifié par l'utilisateur) pour un certain nombre de cellules de rivière (autre paramètre modifiable par l'utilisateur). La hauteur d'eau sur la section (Figure 2.10.D) est calculée à partir du débit grâce à la formule de Manning-Strickler (Eq. 2.8). L'espace entre les sections est par la suite interpolé pour former une empreinte d'inondation à l'échelle du tronçon étudié (Figure 2.10.E-F). Les données nécessaires à ce calcul sont les altitudes (MNT), les pentes et les coefficients de Manning (calculés à partir de l'occupation du sol).

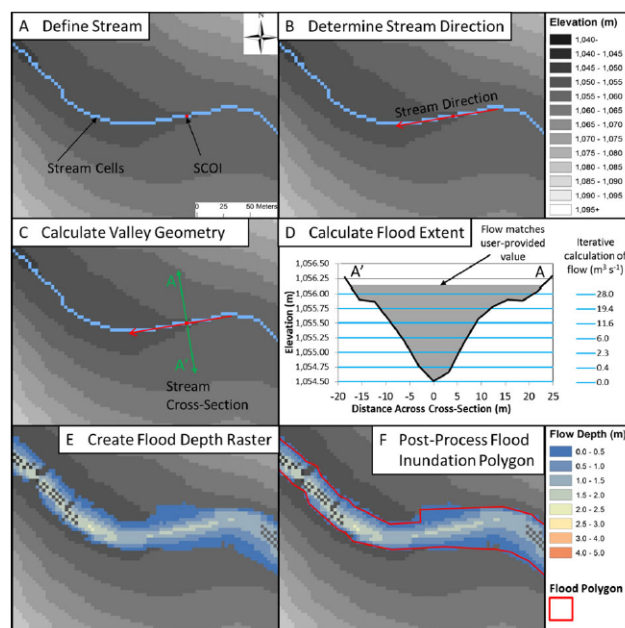


Figure 2.10 – Méthodologie de calcul des sections transversales ainsi que des hauteurs et empreise d'inondation avec le modèle AutoRoute (Follum et al., 2016)

Dans leur étude, Follum et al. (2016) couplent ce modèle hydraulique au modèle hydrologique RAPID dans le but de simuler des événements sur différents tronçons. Les résultats de ce couplage sont comparés à des empreises observées ainsi qu'à l'empreise simulée par AutoRoute à partir des observations de débit. Les résultats montrent une forte influence de la modélisation hydrologique sur les sorties d'AutoRoute, les surfaces allant parfois du simple au double. En revanche, pour l'un des tronçons étudiés, on observe des résultats similaires en termes d'empreise malgré une erreur moyenne de plus de  $500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  entre l'observation et la simulation du débit. Le modèle présente également des difficultés pour l'inondation des zones urbaines, plates, ou avec des ouvrages hydrauliques impliquant des remous.

### 2.2.5 CARTINO : Catalogue de zones inondées

CARTINO (pour CARTographie des INondations) est une méthode semi-automatique (l'utilisateur pouvant intervenir à chaque étape de la méthode) facilitant l'utilisation de modèles hydrauliques 1D (Le Bihan, 2016). Elle utilise en entrée les sorties du modèle EXZECO (voir section 2.3.2), qui servent de première estimation de l'empreise inondée et à partir desquelles est dérivé le réseau hydrographique, en tant que médiane de l'enveloppe EXZECO. A partir d'un MNT, des sections transversales sont calculées le long de ce réseau hydrographique, la distance entre les

sections et leurs largeurs dépendant de paramètres du modèle. Un modèle hydraulique 1D peut ensuite être utilisé pour calculer les emprises inondées à partir des sections transversales (Figure 2.11).

Le Bihan (2016) a apporté des modifications à CARTINO dans le but de créer un catalogue des zones inondées associées à différentes périodes de retour. Ainsi, la définition du réseau hydrographique s'appuie non plus sur EXZECO mais sur la base de données CARTHAGE de l'IGN, qui définit le réseau hydrographique sur l'ensemble du territoire. De même, des corrections ont été apportées au calcul des sections, les rendant globalement moins larges et plus espacées. Certains processus ont également été automatisés, limitant les interventions de l'utilisateur.

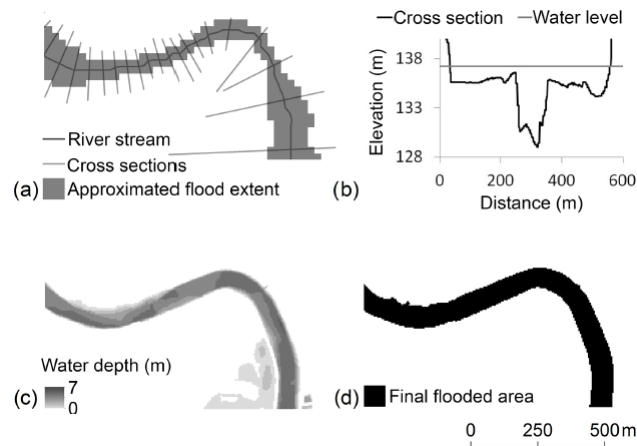


Figure 2.11 – Méthodologie pour l'estimation des emprises d'inondation avec l'outil CARTINO (Le Bihan et al., 2017).

Les premiers résultats de l'application de cette méthode modifiée sur le Gardon, dans le sud de la France, sont plutôt bons, et présentent peu d'erreurs en termes de surface inondée. Néanmoins, le modèle semble toujours avoir des difficultés pour modéliser les faibles périodes de retour, synonymes de faibles débordements et donc de fortes incertitudes dans la distinction lit mineur / lit majeur.

### 2.2.6 Modèles hydrauliques d'Irstea

Les modèles FLUVIA, MAGE et RUBAR sont des modèles hydrauliques développés à Irstea. FLUVIA et MAGE proposent tous les deux une représentation 1D de la rivière à travers la résolution des équations de Saint-Venant. Ces deux modèles nécessitent des données sur la géométrie réelle du lit de la rivière, c'est à dire des profils en travers et proposent tous les deux une représentation composée du lit. FLUVIA peut être utilisé en mode *Single Channel Method*, qui consiste à n'utiliser qu'une valeur unique du coefficient de Manning-Strickler pour tout le lit, ou bien en *Divided Channel Method* qui permet l'affectation de deux coefficients différents en fonction du lit, mineur ou majeur, prenant ainsi en compte les variations de rugosité dans la section (Navratil, 2005). Le modèle MAGE va encore plus loin et propose un découpage de la section en trois lits : lit mineur, lit moyen (majeur actif) et lit majeur de stockage (Faure, 2006). Il peut ainsi simuler un débordement dans les lits moyen et majeur, en considérant qu'il n'y a un écoulement dans ces deux lits que lorsque l'on dépasse un certain seuil de hauteur d'eau. Le modèle RUBAR3 est également un modèle 1D, résolvant les équations de Saint-Venant 1D à l'aide d'un schéma explicite (Bazin, 2013). Il est possible d'inclure au sein du modèle des ouvrages hydrauliques ou de propager des ondes de rupture de barrage (utilisation la plus fréquente). Le modèle RUBAR20, quant à lui, est un modèle bidimensionnel, résolvant à l'aide de la méthode des volumes finis les équations complètes de Saint-Venant en 2D (Bazin, 2013). De même que sa version 1D, il est capable de prendre en compte les ouvrages hydrauliques et de

propager une onde de rupture. Sa dimension supplémentaire lui offre une meilleure précision, et permet son application dans des milieux complexes comme les milieux urbains. Ce fut le cas, notamment, dans la thèse de Bazin (2013), où RUBAR est utilisé sur l'Yzeron pour reproduire des événements dans le centre-ville d'Oullins (Figure 2.12). Deux types de simulations ont été menées, RUBAR20 seul ainsi qu'un couplage 1D/2D avec RUBAR3/RUBAR20, qui permet de séparer la modélisation du réseau d'assainissement (1D) et la modélisation de la rue (2D).

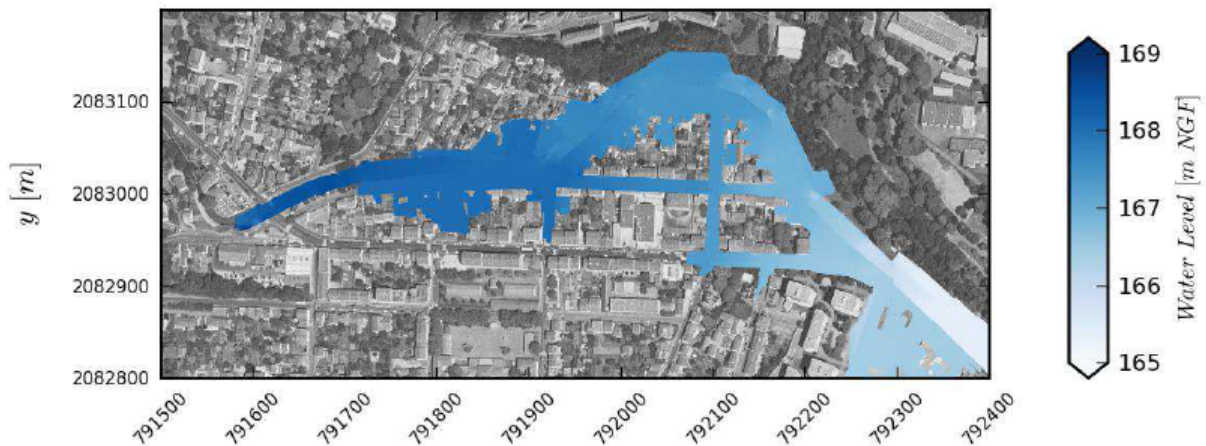


Figure 2.12 – Hauteurs d'eau simulées au maximum de la crue pour un événement de 2008 sur la rivière Yzeron au niveau de la commune d'Oullins (Bazin, 2013).

## 2.3 Modèles conceptuels simplifiés

### 2.3.1 Height Above Nearest Drainage (HAND)

Le modèle HAND, pour Height Above Nearest Drainage, est un modèle initialement utilisé en hydrologie dans le but de classer les pixels du bassin par classe de profondeur potentielle de nappe (Nobre et al., 2011 ; Rennó et al., 2008). Il a été adapté par Nobre et al. (2016) pour produire des cartes d'inondation. Le principe est assez simple, et ne nécessite qu'un MNT pour fonctionner (Figure 2.13.c) : un plan de drainage est dérivé du MNT (Figure 2.13.a) puis, par combinaison entre les deux, chaque pixel de bassin reçoit le numéro du pixel rivière le plus amont auquel il est relié par le drainage (Figure 2.13.b). Enfin, l'altitude de chaque pixel rivière est retranchée au groupe de pixels de bassin qui lui est lié (Figure 2.13.d) : on obtient ainsi les hauteurs HAND.

Afin de valider leur modèle, Nobre et al. (2016) ont confronté leurs résultats à un événement d'inondation de 2011 sur la rivière Itajaí-Açú au Brésil. La hauteur d'eau maximale observée étant de 13 m, la carte a été comparée à celle produite pour une hauteur HAND de 13 m. La carte simulée ayant surestimé l'observation de 148,5 %, des méthodes cherchant à réduire son extension ont été testées. Les auteurs ont ainsi éliminé les zones d'altitude supérieure à un certain seuil, baissant la surestimation à 54 % (Figure 2.14a), puis augmenté la surface contributive minimum (ou seuil d'accumulation) dans la définition des pixels rivières afin de supprimer les rivières de premier ordre de Strahler, ramenant la surestimation à 26 % mais entraînant une sous-estimation de 7,7 % (Figure 2.14.b).

Cette sensibilité au seuil d'accumulation est également soulevée par Speckhann et al. (2018) qui cherchent à combiner une analyse de fréquence des crues et la méthode HAND sur le même bassin. Les auteurs obtiennent de bons résultats, intersectant plus de 90 % de l'inondation pour un faible taux de fausses alertes (< 20 %) dans la meilleure configuration. Différentes résolutions de MNT sont également testées, permettant de montrer que la méthode est très peu sensible à ce paramètre.

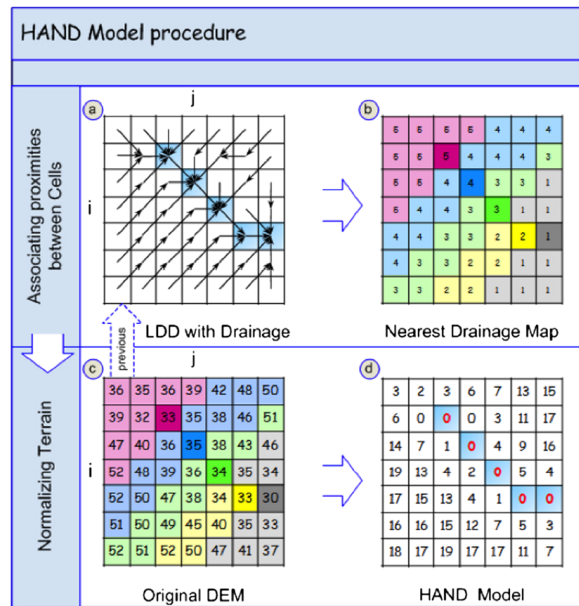


Figure 2.13 – Description de la méthodologie utilisée pour obtenir la sortie du modèle HAND (Nobre et al., 2016).

D'autres auteurs se sont intéressés à ce modèle, comme Jafarzadegan et Merwade (2017) dont l'étude s'intéresse à la régionalisation du seuil d'accumulation ou Afshari et al. (2018) qui comparent trois modèles d'inondation à complexité décroissante : HEC-RAS 2D, AutoRoute et HAND, montrant ainsi le lien entre complexité du modèle et performances. En effet, si les deux modèles simplifiés (AutoRoute et HAND) parviennent sur certains tronçons à se rapprocher des performances du modèle hydraulique, l'écart se creuse plus rapidement sur des tronçons complexes, plats et urbanisés où l'effet des ouvrages hydrauliques qui peuvent augmenter le niveau de l'eau en amont (inexistant dans les modèles simplifiés) n'est pas négligeable.

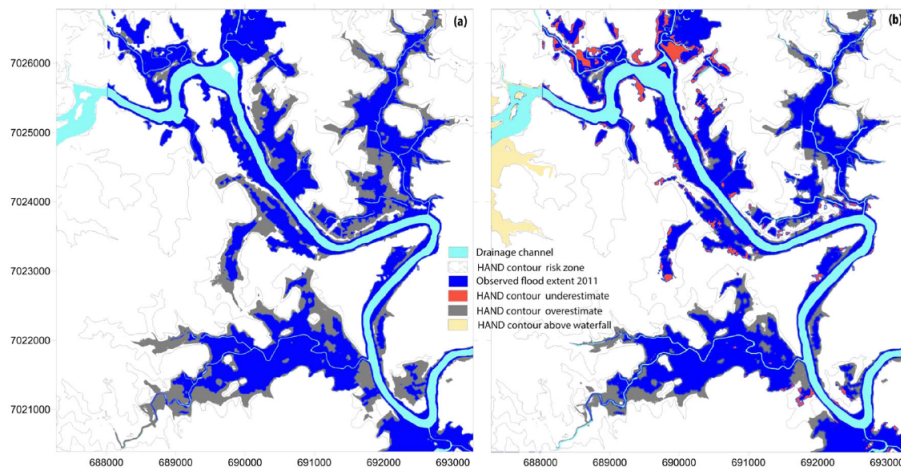


Figure 2.14 – Emprises d'inondation prédites par le modèle HAND après les modifications et comparaison avec l'inondation observée (Nobre et al., 2016).

### 2.3.2 Bruitage aléatoire du MNT : EXZECO

La méthode EXZECO (pour EXtraction des Zones de concentration des ÉCOulements) cherche à délimiter les plaines d'inondation (Pons et al., 2010b). Ainsi, à travers une méthodologie de bruitage aléatoire du MNT, EXZECO calcule une cartographie des zones d'inondation par

ruissellement probables. Il s'agit d'appliquer aléatoirement une hauteur sur tous les pixels et de recalculer les directions de drainage ainsi que la carte des surfaces drainées. Après  $N$  itérations, ( $N$  étant un paramètre du modèle), le modèle produit une carte des surfaces drainées maximales (Figure 2.15) par pixel supérieures à  $S$  (seuil d'accumulation, autre paramètre du modèle, Pons et al., 2010a).

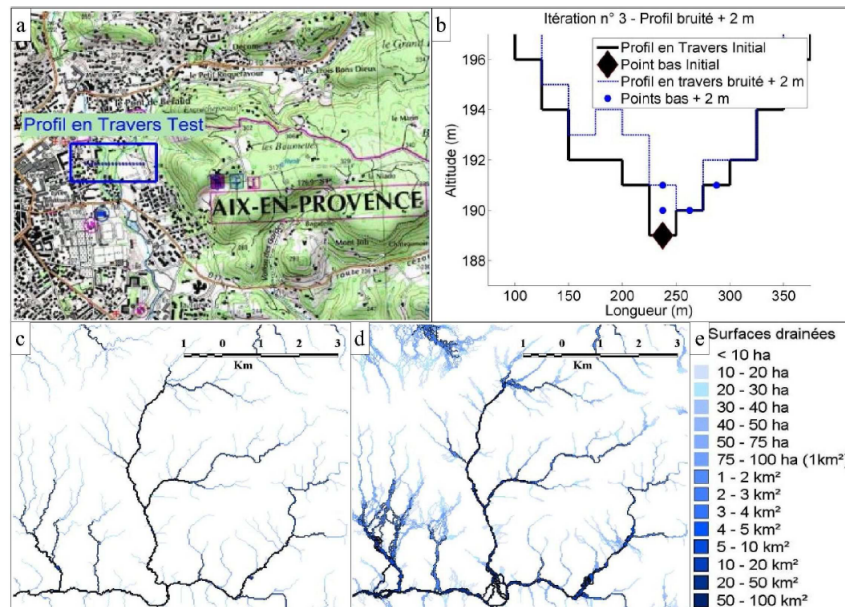


Figure 2.15 – Application de la méthode EXZECO au secteur de la Torse près d'Aix-en-Provence pour 1 et pour 100 itérations (Pons et al., 2010b).

Cette méthode a l'avantage d'être simple à mettre en œuvre, tant au niveau de sa structure que des données nécessaires. Pons et al. (2010a) concluent que EXZECO offre une première estimation des zones inondables, qui peut être utile pour identifier les zones d'intérêt pour des études plus poussées. En revanche, le modèle semble avoir des difficultés à gérer les têtes de bassins (Figure 2.15) où l'emprise des zones inondables est certainement affectée par un relief visiblement peu marqué.

### 2.3.3 Rapid Flood Spreading Model (RFSM)

Le bureau d'étude anglais HR Wallingford a développé le modèle d'inondation RFSM (Rapid Flood Spreading Model), spécialisé dans la rupture et la surverse de digues. En effet, il prend en compte l'ensemble du système de défense (Figure 2.16) de la zone à modéliser et utilise des distributions de probabilité de volumes pour chaque section de digue en fonction du débit dérivées de courbes de probabilité de rupture (Gouldby et al., 2008).

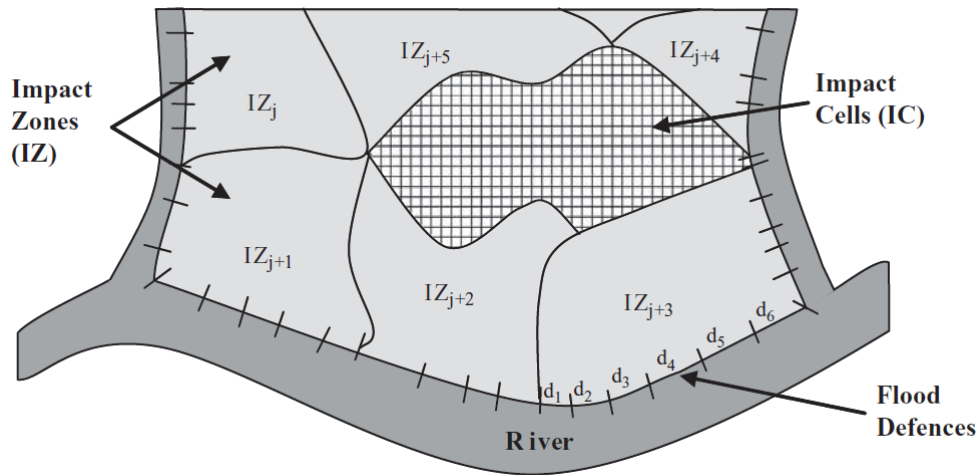


Figure 2.16 – Représentation du système de défense (digues), des zones et des cellules d’impact (Lhomme et al., 2008).

Le modèle rassemble les cellules des plaines d’inondation en groupes appelés « zones d’impact » en fonction de leurs altitudes (Figure 2.17) : chaque zone est ainsi une dépression autour d’un point d’accumulation. Les points de communication avec les autres zones sont des points hauts.

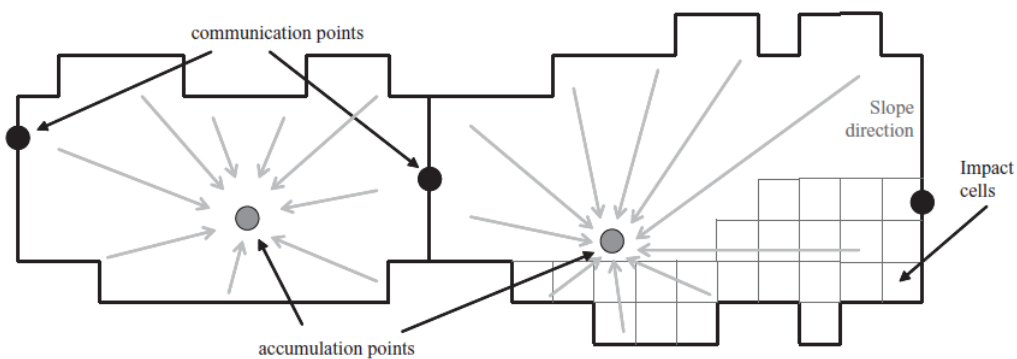


Figure 2.17 – Représentation des zones d’impact et de leurs points d’interactions avec leurs voisins (Lhomme et al., 2008).

En cas de rupture, l’eau est répartie depuis le système de défense vers les zones d’impact selon un algorithme bien précis. Celui-ci cherche d’abord à répartir le volume dépassant de la zone adjacente à la rivière (volume en excès) vers la voisine ayant le plus bas point de communication. S’il y a de nouveau un excès, le volume est égalisé puis réparti vers la nouvelle zone ayant le point de communication le plus bas. Une perte de charge par frottement est également calculée à chaque itération afin de compléter la détermination du volume en excès aux points d’accumulation.

Lhomme et al. (2008) appliquent leur modèle à quatre zones au Royaume-Uni. Trois d’entre elles présentent une surface inférieure à  $10 \text{ km}^2$  et la quatrième a une surface de près de  $1\,000 \text{ km}^2$ . Dans les quatre cas, le modèle ne prend que quelques secondes pour répartir son volume. Les performances obtenues sont satisfaisantes pour les auteurs qui concluent qu’il est possible d’atteindre des niveaux comparables aux modèles hydrauliques avec des techniques plus simples et plus rapides.

## 2.4 Autres méthodes

D'autres méthodes permettent de cartographier les zones inondables, notamment à partir d'observations. Il est par exemple possible de reconstituer l'emprise inondée de différents événements historiques à partir de repères ou de laisses de crues afin d'avoir une première idée des types d'évènements qui peuvent impacter la région d'étude. Ces données historiques s'avèrent également utiles pour l'approche hydrogéomorphologique (HGM). Cette méthode se fonde sur une analyse géomorphologique des terrains dans le but de reconstituer la plaine alluviale fonctionnelle et les limites des différents lits de la rivière. A partir de différentes informations comme des cartes géologiques, topographiques, des photographies aériennes et des mesures de terrain, il est ainsi possible de délimiter les zones susceptibles d'être inondées. Cette méthode a particulièrement été utilisée pour la réalisation de l'Atlas des Zones Inondables (AZI) et est régulièrement mise en œuvre lors de l'élaboration de cartes d'aléa.

## 2.5 Bilan

Les modèles hydrauliques sont généralement considérés comme étant une représentation fiable des lits mineur et majeur dans la mesure où ils constituent une représentation physique cherchant à résoudre des équations de la mécanique des fluides. Ce sont, effectivement, de bons modèles, comme le montrent les exemples présentés. Ils nécessitent néanmoins le plus souvent un calage du ou des coefficient de Manning  $n$  qui s'effectue à l'aide d'images d'évènements passés sur la zone considérée ou de données locales d'occupation du sol et d'une table de correspondance. Les données morphologiques requises ne sont, de plus, pas toujours aisément disponibles, comme un MNT précis ou une série de sections transversales le long d'un tronçon. Ces dernières nécessitent des campagnes de terrain ou à défaut d'un MNT suffisamment précis, bien que celui-ci ne représente pas toujours le profil avec précision, du fait de la difficulté des LiDAR à pénétrer la surface de l'eau. En fonction du modèle utilisé, de la taille de la zone d'étude et de la résolution désirée, le temps de calcul peut être plus ou moins acceptable. Par exemple, le modèle LISFLOOD-FP avec onde diffusante demandait un peu plus d'une heure et demie de calcul pour modéliser une zone de 5 km<sup>2</sup>, tandis que la version inertielle ne prenait qu'une minute et demie Bates et al. (2010).

La taille de la zone d'étude, la résolution et la quantité des données ainsi que la complexité du modèle sont autant de facteurs qu'il faut prendre en compte si l'on souhaite développer un modèle fondé sur l'hydraulique, fonctionnant rapidement et avec peu de données. Si l'on souhaite développer des modèles compétents à grande échelle, il est donc nécessaire de diminuer la complexité des équations et potentiellement d'utiliser des MNT à mailles plus grossières.

De l'autre côté, les modèles conceptuels simplifiés prennent une place croissante au sein de la modélisation des inondations. Leur simplicité structurelle ainsi que leur faible besoin en données (généralement, la topographie suffit) permettent leur application sur un grand nombre de territoires, certains peu instrumentés et de moins en moins limités par la taille. Cependant, ces modèles sont très dépendants de la qualité du MNT utilisé et souffrent visiblement d'une surestimation globale, notamment en amont des bassins. S'ils peuvent approcher les résultats de modèles hydrauliques pour certains tronçons, ils ont encore des difficultés à atteindre ces mêmes performances pour des tronçons complexes, urbanisés, plats ou avec présence d'ouvrages hydrauliques (digues, ponts...). L'ambition des modèles conceptuels simplifiés n'est donc pas de remplacer les modèles hydrauliques, mais de cartographier l'aléa inondation sur des zones ou à des échelles où ces derniers ne peuvent pas être, ou n'ont pas encore été, utilisés, faute de données ou de temps.





## Chapitre 3

# Bases de données - Topographie, hydrométéorologie et cartographie

L'ambition de cette thèse étant de développer des modèles d'inondation simplifiés, capable de cartographier les emprises en peu de temps et avec des données facilement accessibles, il est primordial de commencer par faire un état des lieux des données disponibles à partir desquelles nous chercherons à construire et valider nos modèles d'inondation. Ce chapitre traite ainsi de trois types de données utiles à la réalisation de ces modèles : les données topographiques, qui sont à la base des méthodologies développées et permettent d'obtenir une estimation plus ou moins fine de la géométrie des territoires modélisés, les données hydrométéorologiques, de pluies ou de débits, qui caractérisent les évènements que nous chercherons à reproduire, et les données cartographiques, qui sont des images d'évènements passés permettant de valider nos modèles par un exercice de comparaison.

### 3.1 Données topographiques - Modèles Numériques de Terrain

#### 3.1.1 Présentation générale

Les données topographiques que nous utiliserons regroupent un ensemble de Modèles Numériques de Terrain (MNT), qui sont des représentations spatialisées des altitudes d'un terrain donné. Ils peuvent être obtenus de différentes manières : par technologie radar, LiDAR, à partir de courbes de niveaux, d'imageries aériennes ou satellites ou bien par relevés GPS etc. Ils prennent généralement la forme d'un raster : une matrice dont la position de chaque case correspond à un couple de coordonnées, dans une projection donnée, et dont la valeur est l'altitude de la zone ou du point concernés. Deux caractéristiques sont particulièrement importantes lors de l'utilisation des MNT : leur résolution horizontale et leur précision verticale. Il s'agit pour le premier des dimensions d'une case, qui peut être carrée ou rectangulaire, et pour la seconde de la précision des mesures d'altitude.

Tableau 3.1 – Caractéristiques principales des MNT utilisés dans la suite de l'étude.

MNT	Origine	Résolution	Alt. minimale	Alt. maximale
SRTM	NASA	100 m	0	4664
EU-DEM	EEA	25 m	0	4495
RGE (BD TOPO)	IGN	5 m	44	386
BD ALTI	IGN	25 m	0	4798

Pour notre étude, nous avons principalement utilisé trois MNT, d'origines et de caractéristiques différentes (Tableau 3.1). Les résolutions et précisions des MNT sont ainsi adaptées à la complexité des modèles, puisqu'il n'est pas forcément judicieux d'appliquer des modèles très

simplifiés sur des données très précises. Le premier MNT sur lequel nous travaillerons est donc le MNT SRTM (Farr et al., 2007) de la NASA (National Aeronautics and Space Administration, Figure 3.1.a) et du METI (Ministry of economy, trade and industry, Government of Japan), avec une résolution horizontale de 100 m nous permettant de développer notre première méthode en la testant sur n'importe quel territoire (voir Chapitre 4). Le second est le MNT EU-DEM<sup>1</sup> de l'EEA (European Environment Agency, Figure 3.1.b), disponible sur une partie de l'Europe de l'ouest, de résolution 25 m et qui nous permettra d'affiner notre premier modèle (voir Chapitre 5). Ensuite, le MNT RGE BD TOPO (IGN, 2013) de l'IGN (Institut national de l'information géographique et forestière, Figure 3.2), de résolution 5 m sera utile pour le développement de notre modèle hydraulique simplifié, qui requiert une représentation plus affinée de la géométrie de la zone étudiée (voir Chapitre 6). Bien que ce dernier MNT existe sur l'ensemble du territoire français métropolitain, nous n'y avons eu accès lors de cette thèse que sur le bassin versant du Loing, qui fera l'objet d'une étude privilégiée dans plusieurs chapitres de ce manuscrit. Enfin, nous utiliserons le MNT de résolution 25 m de la BD ALTI de l'IGN lors du dernier chapitre.

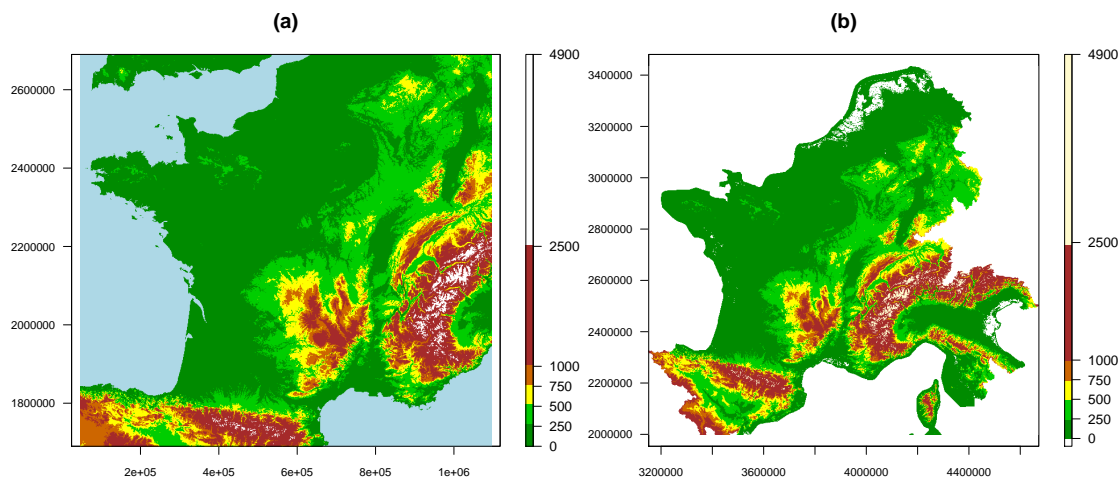
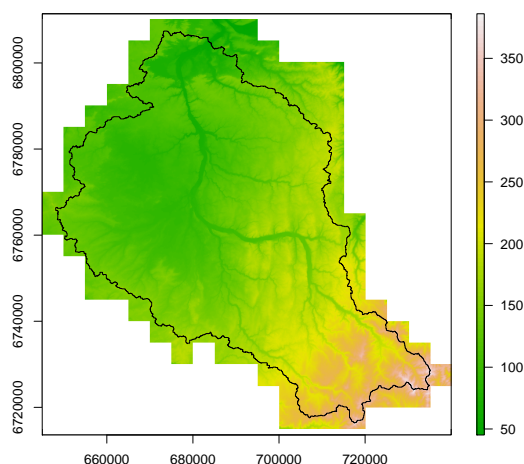


Figure 3.1 – MNT à grande échelle utilisés comme données topographiques d'entrée pour la modélisation des inondations : (a) SRTM disponible sur la France, (b) EU-DEM, disponible sur une partie de l'Europe occidentale. Les altitudes des MNT sont en mètres.



1. Produced using Copernicus data and information funded by the European Union - EU-DEM layers.

Figure 3.2 – MNT RGE à l'échelle du bassin versant du Loing. Ce MNT présente une haute précision horizontale ainsi que verticale. Les altitudes du MNT sont en mètres.

### 3.1.2 Traitement des MNT

Les MNT apportent une information sur la répartition spatiale des altitudes des zones étudiées, mais ils permettent également de dériver d'autres types d'information primordiaux pour le développement de modèles simplifiés. En effet, grâce à certains modules de SIG ou d'outils cartographiques comme ArcGIS, QGIS ou encore TauDEM (Tarboton, 1997), il est possible de dériver d'un MNT le plan de drainage ou directions d'écoulement (Figure 3.3.a), ainsi que la carte des surfaces contributives ou surfaces amont drainées (Figure 3.3.b). Mais pour cela, il est tout d'abord nécessaire de corriger les MNT, grâce à un outil servant à combler les dépressions, limitant ainsi le nombre de points bas d'accumulation. Après cette opération, les modules de traitement de MNT peuvent déterminer, dans les huit directions autour de la cellule cible (D8), la pente la plus raide, et donc le sens vers lequel l'eau doit couler. Avec cette information, il devient aisé de comptabiliser, pour chaque cellule, le nombre de cellules drainées, c'est-à-dire le nombre de cellules qui coulent directement ou indirectement vers la cellule cible. Si l'on croise cette information avec la taille des cellules, la résolution, on peut convertir ce nombre de cellules en surface drainée. Cette carte est un bon outil pour définir le réseau hydrographique, en définissant un seuil de surface au delà duquel tout pixel est considéré comme un pixel rivière. Elle peut également être utile pour des calculs de variables distribuées, comme le débit, où peut intervenir la surface amont drainée.

Ainsi, chacun des trois MNT (SRTM, EU-DEM et RGE) a d'abord été corrigé pour éliminer les dépressions, puis a été calculé le plan de drainage et les surfaces contributives associés. Ces trois informations topographiques représentent le matériel de base sur lequel nous nous appuyons pour développer nos modèles d'inondation.

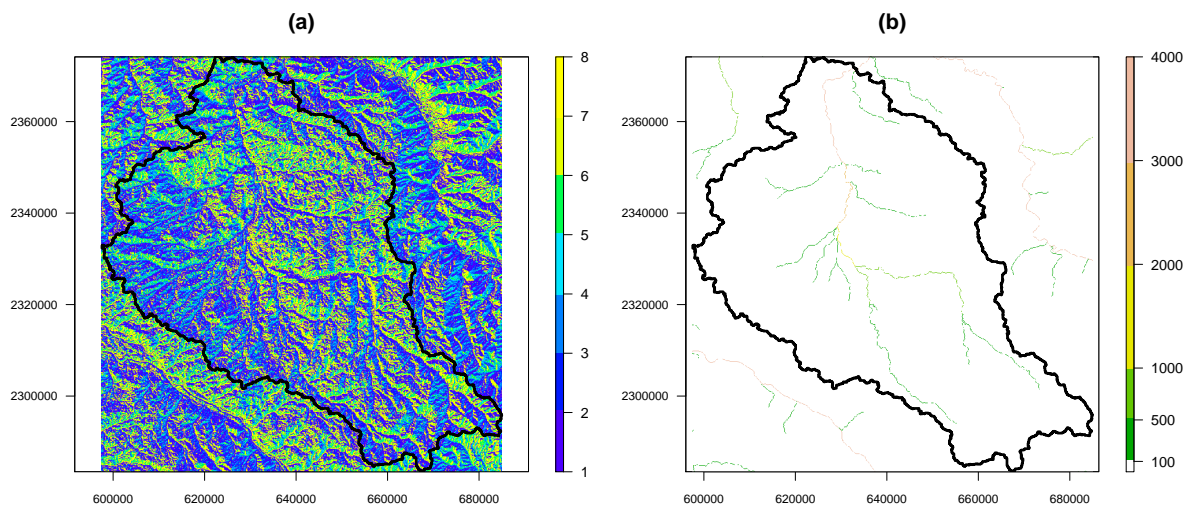


Figure 3.3 – Exemples de plan de drainage et de surfaces contributives (en  $\text{km}^2$ ) produits à partir du MNT SRTM sur le bassin versant du Loing.

## 3.2 Données hydrométéorologiques - Pluies, débits

### 3.2.1 Données générales de stations

Les bassins versants traités dans ce manuscrit ont été choisis car ils possèdent au niveau de leur exutoire une station de mesure répertoriée dans la banque HYDRO. Il s'agit d'une base

de données française qui centralise des données hydrométriques concernant un ensemble de près de 5000 stations de mesure réparties sur le territoire métropolitain (seules 3200 sont encore fonctionnelles). La base rassemble sur chaque station des séries de débits instantanés, journaliers et mensuels qui sont classiquement calculés à partir de stations limnimétriques et des courbes de tarage associées (Leleu et al., 2014). Chaque station est ainsi identifiée par un code à huit caractères : une lettre (propre à une région hydrographique) suivie de sept chiffres.

Ces informations de débits sont rassemblées dans des « fiches de stations » disponibles au sein de l'équipe Hydro d'Irstea Antony, aux côtés notamment de données pluviométriques et de température issues de la réanalyse SAFRAN de Météo France (Vidal et al., 2010). Les débits et pluies observés mentionnés dans ce manuscrit sont tous issus de ces fiches de stations.

### 3.2.2 SHYREG

Afin de pouvoir modéliser non pas des évènements mais des scénarios correspondant à une période de retour, nous avons également utilisé la base de données SHYREG - Débit pixel, développée par Irstea Aix-en-Provence, qui rassemble les quantiles de débits de pointe ou cumulés (sur une période de 1 à 72 h) le long du réseau hydrographique pour chaque pixel (Arnaud et al., 2013). Les périodes de retour disponibles vont de 2 à 1000 ans. Ces données sont produites grâce à la méthode SHYREG, décrite par Arnaud et al. (2014), à partir de la régionalisation d'un simulateur de pluie et d'un modèle hydrologique utilisé au pixel (modèle GR, voir Perrin et al., 2003). En ce qui nous concerne, nous avons dans un premier temps utilisé la base des débits moyens journaliers au pixel pour une période de retour de 2 et 10 ans, avant de nous intéresser au débit de pointe par pixel pour les mêmes périodes de retour. Afin que ces deux bases coïncident parfaitement avec le MNT SRTM, la méthode SHYREG a été ré-appliquée sur le réseau hydrographique défini par ce dernier (Figure 3.4) sur l'ensemble du territoire métropolitain.

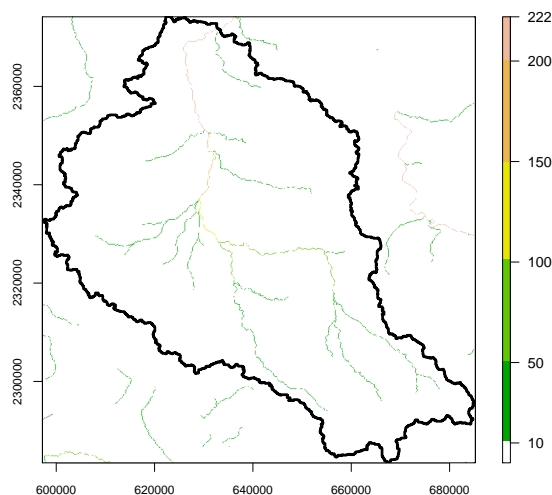


Figure 3.4 – Débit de pointe (en  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) de période de retour 10 ans distribué sur le bassin versant du Loing avec la méthode SHYREG appliquée au MNT SRTM.

### 3.2.3 Évènement de mai-juin 2016

L'épisode pluvieux qui a touché la France ainsi qu'une partie de l'Europe entre le 30 mai et le 6 juin 2016 a engendré le débordement de nombreuses rivières des bassins de la Seine et de la Loire. Les inondations qui en ont résulté ont marqué les esprits, notamment sur le bassin versant du Loing, où le niveau de référence (janvier 1910) a été dépassé. En effet, la combinaison

de la saturation des sols due aux précipitations du mois de mai et du fort cumul de pluie entre le 30 mai et le 6 juin (130 mm) a engendré un débit de pointe avoisinant les  $500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  et des inondations sur l'ensemble du réseau principal. L'intensité exceptionnelle de cet événement a suscité notre intérêt autant d'un point de vue hydrologique, les conditions ayant menées à cette crue étant atypiques, que d'un point de vue hydraulique, les conséquences en termes d'inondation étant particulièrement extrêmes. Cet événement a dans un premier temps fait l'objet d'une étude statistique sur sa période de retour publiée en tant qu'article de conférence lors de l'évènement *De la prévision des crues à la gestion de crise* de la Société Hydrotechnique de France (Rebolho et al., 2018b). Les résultats de cet article sont retranscrits dans les sections qui suivent, la version de conférence étant disponible en Annexe A. Les conséquences en termes d'inondation seront plus particulièrement étudiées aux Chapitres 5 et 6.

### 3.2.3.1 Présentation de l'évènement

#### Chroniques de pluies et de débits

La chronique de débits pour la station du Loing à Épisy (H3621010,  $3\,900 \text{ km}^2$ ) commence en 1949, mais par souci d'homogénéité avec les séries de pluies disponibles, nous ne l'avons utilisée dans cette étude qu'à partir du 01/08/1958 et jusqu'au 31/07/2016, soit près de 60 ans de données (Figure 3.5). Elle est issue de la banque HYDRO (Leleu et al., 2014). Les données de pluies sur cette période sont issues de la base SAFRAN de Météo France (Vidal et al., 2010), et ont été agrégées sur le bassin. La période choisie rassemble l'entièreté de la concomitance entre les données de pluies et de débits.

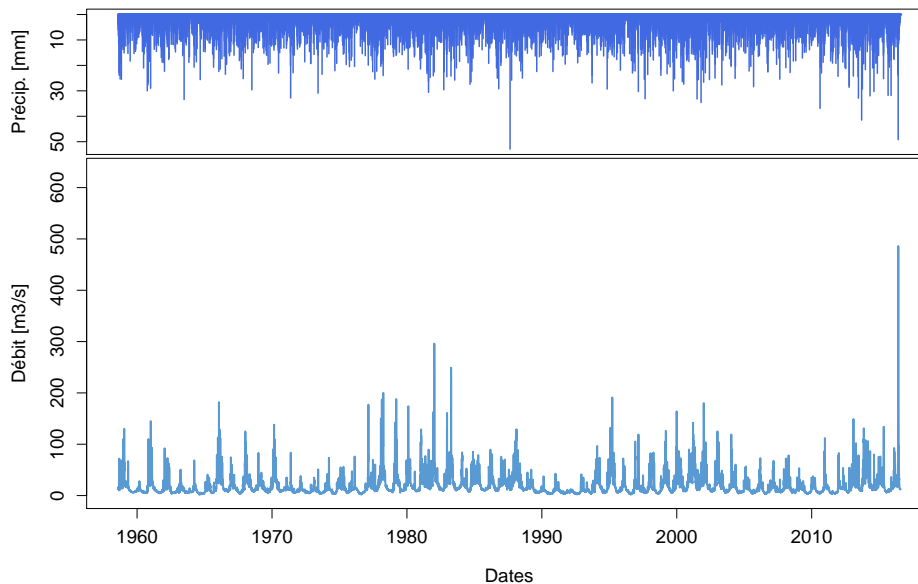


Figure 3.5 – Chroniques journalières de pluies et de débits pour la station H3631010 (Loing à Épisy) de 1958 à 2016 (banque HYDRO).

Il est important de souligner que comme c'est presque toujours le cas en hydrométrie, les principaux pics de crue observés sur cette période sont estimés, et comportent donc leur lot d'incertitudes. Le débit maximal observé avoisine les  $500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (2016) tandis que les deuxième et troisième plus forts débits sont évalués à environ  $300$  et  $250 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (1982 et 1983 respectivement). En ce qui concerne les précipitations, le maximum journalier observé à l'échelle du bassin est de  $53 \text{ mm/j}$  (1987), mais ne correspond pas à un événement très fort en termes de débits. Le deuxième plus gros cumul journalier est de  $50 \text{ mm/j}$  et concerne l'évènement de mai-juin 2016.

### Évènement de mai-juin 2016

L'épisode pluvio-orageux a débuté le 30 mai sur le Centre et la région parisienne, touchant majoritairement les bassins de la Seine et de la Loire. Ce sont, du 30 mai au 6 juin, près de 130 mm de précipitations qui sont tombés sur le bassin du Loing, et jusqu'à 180 mm sur Paris et Orléans (CCR, 2016). Ces pluies intenses, combinées avec une forte saturation des sols due aux précipitations précédentes (200 mm au cours du mois de mai), ont entraîné une réponse rapide des cours d'eau. Les crues ont causé la mort de quatre personnes, en ont blessé 24 et ont coûté 1,4 milliard d'euros en termes de dégâts. Au total, ce sont près de 1150 communes qui ont été déclarées en état de catastrophe naturelle, les compagnies d'assurances ayant dénombré 182 000 sinistres (CCR, 2016).

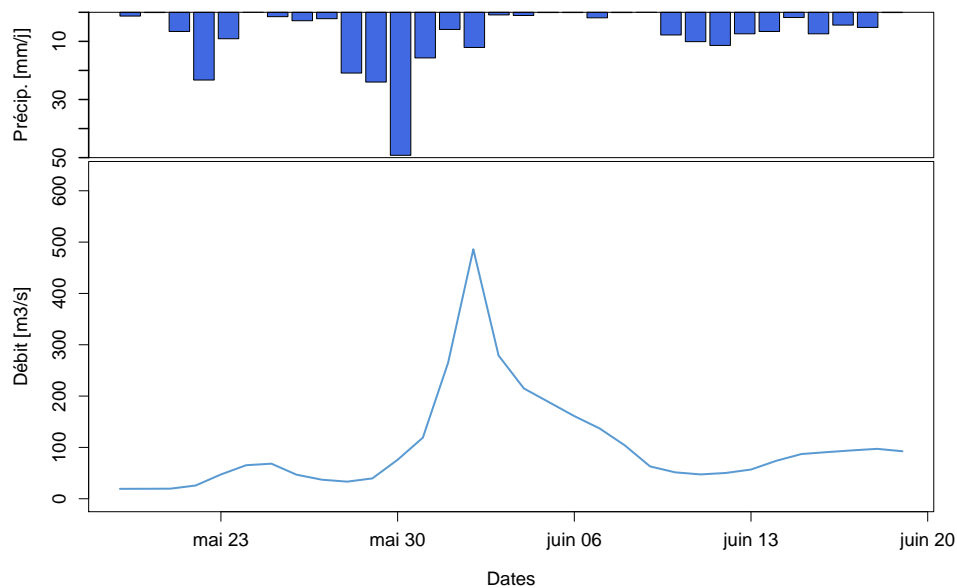


Figure 3.6 – Hydrogramme de crue journalier pour la station H3621010 (Loing à Épisy) lors de l'évènement débordant de fin mai - début juin 2016.

À la station du Loing à Épisy, située à 10 km de la confluence avec la Seine, la crue a commencé dès le 30 mai, avant d'atteindre un débit maximal d'abord estimé à  $486 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (soit  $10,72 \text{ mm/j}$ , Figure 3.6). La décrue est entamée à partir du 3 juin, le débit de base n'étant retrouvé que le 10 juin.

La valeur du débit maximal a été revue par la DREAL et le SPC SMYL à plusieurs reprises, d'abord à la hausse, avec une estimation dépassant les  $500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  début 2017, puis à la baisse, avec une valeur de  $460 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  fin 2017 et de  $447 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  mi-2018, ce qui souligne le caractère relativement incertain de cette valeur. Cette dernière estimation étant toujours qualifiée de « provisoire » dans la banque HYDRO, et afin de conserver une certaine cohérence dans l'ensemble de nos études qui ont été réalisées en parallèle des ré-estimations du débit, nous avons choisi de considérer une unique valeur, fixée à celle d'origine ( $486 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), pour le calcul des cartes d'inondation.

#### 3.2.3.2 Calcul d'une période de retour

Il existe différentes méthodes permettant d'estimer les quantiles rares de la distribution des débits maximaux annuels. Afin de déterminer la période de retour de la crue de mai-juin 2016, nous avons tout d'abord utilisé l'ensemble des données observées disponibles sur la station du

Loing à Épisy. A partir de cette série temporelle, nous avons extrait les débits maximaux annuels<sup>2</sup> pour chaque année hydrologique (du 01/09 au 31/08), avant d'ajuster des lois statistiques (lois de Gumbel et GEV) classiquement utilisée pour ce type de calculs (Hingray et al., 2009). Plusieurs méthodes d'ajustements ou de calage ont ainsi été testées afin d'évaluer les paramètres des lois (Kochanek et al., 2014).

Ces méthodes divergent dans leur estimation de la période de retour, lui donnant une valeur variant de 260 à près de 2400 ans. Ainsi, dans le but de s'affranchir des extrapolations vers les extrêmes, nous avons décidé de simuler une longue série temporelle de débit, à partir d'un générateur de précipitations (Tsoukalas et al., 2017, 2018) et du modèle hydrologique GR4J (Perrin et al., 2003, voir Annexe B) par le biais du package R airGR (Coron et al., 2017a,b). En 10 000 ans de simulations, le débit de la crue de juin 2016 a été dépassé 10 fois, ce qui correspond à une période de retour empirique d'environ 1 000 ans. Celle-ci est deux fois plus importante que la période de retour que l'on peut estimer à l'aide de SHYREG, celle-ci s'approchant plutôt de 400-500 ans.

On remarque finalement que les méthodes usuelles de détermination des périodes de retour peinent grandement à se prononcer, et elles divergent. On peut finalement conclure que la crue du Loing est une crue très rare, mais qu'après tout, il importe peu de savoir si elle est très rare, ou très très rare...

### 3.3 Données cartographiques - catalogue d'évènements observés

Les modèles que nous cherchons à développer devons fournir des représentations spatiales de l'inondation : des emprises ou enveloppes de crue. Afin de vérifier que nos modèles créent des enveloppes cohérentes, nous devons les comparer à des observations. C'est pourquoi nous avons constitué une base de données regroupant différents bassins, évènements et sources. Les sections suivantes présentent les principales sources de données ainsi que les méthodes qui ont été utilisées pour comparer les sorties des modèles aux observations.

#### 3.3.1 Enveloppes de crues

##### 3.3.1.1 Données régionales

La majeure partie des données récoltées lors de nos recherches proviennent des sites internet des DREAL (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement). Celles-ci proposent généralement les cartographies des TRI (Territoires à Risques importants d'Inondation) délimitées pour répondre à la Directive Inondation européenne. Cependant, ces zonages sont bien souvent le résultat d'études mêlant modélisation hydraulique, observations passées et analyses d'experts, ce qui rend difficile leur utilisation dans notre cas, où nous cherchons à reproduire des évènements observés. C'est pourquoi nous nous sommes plutôt intéressés aux données correspondant à un évènement identifié (ex. Figure 3.7). Ce type de données n'est pas systématiquement disponible sur les sites des DREAL, mais nous avons tout de même pu récolter une soixantaine de cartes dont une quarantaine ont finalement été utilisées pour constituer un catalogue d'évènements observés (Annexe D) ainsi qu'un premier échantillon de bassins versants (Annexe C). Ces bassins ont été choisis en fonction des données de débit disponibles, de la surface du bassin associé et de l'ancienneté de l'évènement. Cependant, les données vectorielles des DREAL et les documentations qui peuvent y être associées ne sont pas toujours claires sur l'origine de ces couches. Il peut s'agir aussi bien d'une emprise observée élaborée à partir d'images aériennes et de mesures de terrain (laisses de crue...) que d'une reconstitution à l'aide d'un modèle hydraulique, parfois couplé à des mesures connues. Il subsiste donc une certaine incertitude sur le côté « observé » de ces données.

2. Pour le calcul de la période de retour, qui peut être très sensible aux variations de débit, nous avons utilisé la dernière estimation en date du débit journalier, à savoir  $447 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

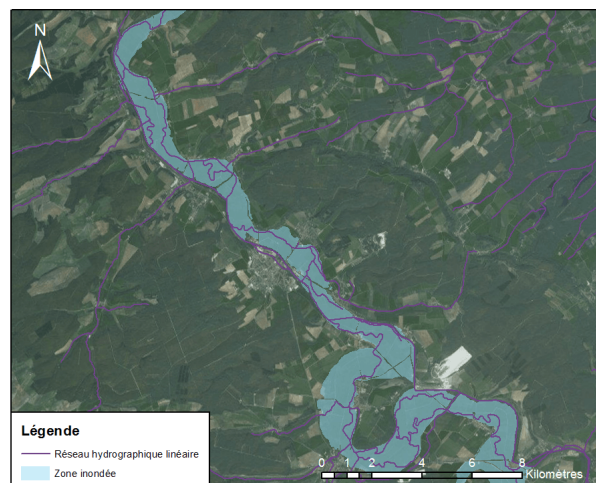


Figure 3.7 – Emprise d’inondation pour l’évènement d’avril 1999 sur la Meuse, disponible sur le site de la DREAL Grand-Est.

### 3.3.1.2 Copernicus Emergency Management Service

Le Copernicus Emergency Management Service (Copernicus EMS), géré par le Joint Research Center (JRC) de l’Union Européenne, est un service notamment mobilisable sur demande par les autorités locales en cas de crise due à un risque naturel, industriel ou en cas de crise humanitaire. Grâce à ses partenaires, le Copernicus EMS est capable de produire des cartes en temps réel pour la gestion de crise, ainsi que pour la prévention, la protection et la résilience des populations soumises à un ou plusieurs risques. Ce service a été mobilisé à plusieurs reprises par les autorités françaises pour répondre à des événements de crues exceptionnelles, par exemple pour les événements de janvier et février 2014 en Bretagne, mais également lors de la crue de mai-juin 2016 (Figure 3.8) ou encore celle de janvier 2018.

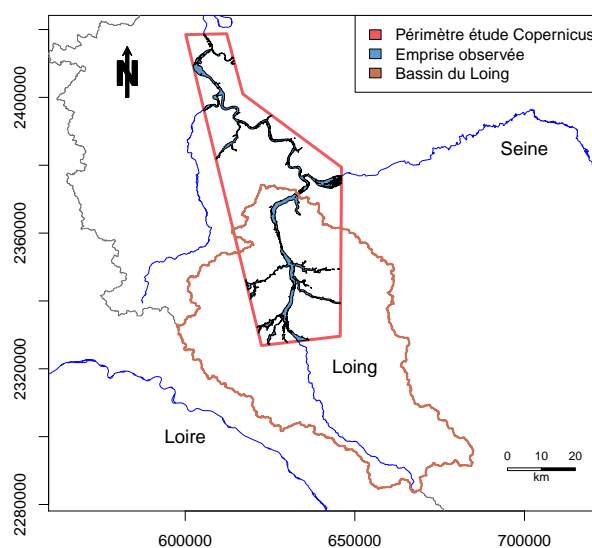


Figure 3.8 – Cartographie de l’inondation créée par la crue de mai-juin 2016 sur une partie de la Seine et du Loing. Le débit maximal considéré pour l’évènement est de  $486 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  pour la station d’Épisy (H3621010).



La crue de mai-juin 2016 revêtant un caractère particulièrement exceptionnel (Section 3.2.3), et les données de pluies, débits et d'emprises d'inondation étant disponibles, elle fut donc également choisie comme exemple pour le développement de nos modèles. Celle-ci s'étant néanmoins déroulée pendant le développement des modèles décrits dans cette thèse, elle ne fut utilisée qu'à partir de la conception de la seconde méthode.

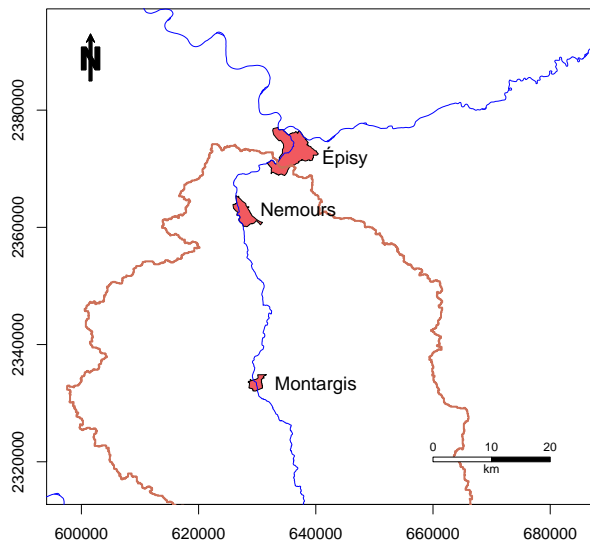


Figure 3.9 – Principales villes situées sur le Loing et inondées lors de l'évènement de mai-juin 2016.

La figure 3.8 présente une version de la cartographie développée par le Copernicus EMS lors de l'activation EMSN028 (©2016 European Union) durant la crue de mai-juin 2016. Cette emprise a été créée à partir d'images satellites prises pendant la crue. Cependant, le satellite ne passant pas forcément au dessus des rivières concernées pendant le pic de crue, un post-traitement a dû être effectué par le service. Ainsi, les surfaces observées inondées ont été dérivées des images satellites par traitement d'image, puis les zones dont l'altitude était inférieure à celles des observations ont été inondées à leur tour. Enfin, un jugement d'expert a confirmé la cohérence des cartes finales (SERTIT, 2016). Cette cartographie ne concerne cependant qu'une partie de la Seine et du Loing. Les villes identifiées en figure 3.9 serviront de repères pour les études sur ce bassin.

Ce produit a néanmoins été préféré à un premier produit, l'activation EMSR165 (©2016 European Union), utilisé notamment au Chapitre 5, qui propose une zone d'étude plus étendue, mais ne contient pas de post-traitement et dont la cartographie finale est parsemée de tâches d'eau (Figure 3.10), pouvant correspondre à des zones d'accumulation déconnectées de la rivière, des remontées de nappes ou à des inondations par débordement dont le lien avec la rivière n'apparaît pas sur l'image satellite. Ce produit étant relativement décousu, il est très probable qu'il contienne nombre d'artefacts, ce qui ne facilite pas l'évaluation des modèles de débordement, pour lesquels, par définition, toute inondation doit être reliée à la rivière.

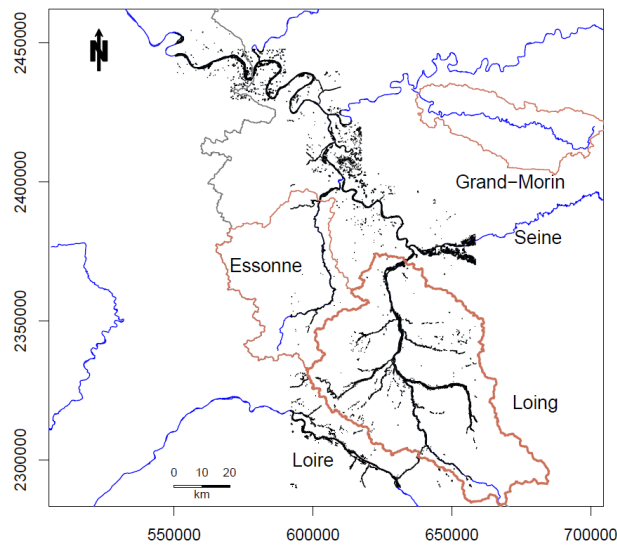


Figure 3.10 – Première cartographie de l’inondation de mai-juin 2016 élaborée par le Copernicus EMS sur une partie du bassin de la Seine.

### 3.3.2 Méthodes d’analyse des performances

La comparaison de cartes observées et simulées requiert l’utilisation de critères permettant de juger de la cohérence entre les deux images. Le plus souvent, cette analyse se fait par le biais de critères binaires, séparant deux états : inondé ou sec (Bates et De Roo, 2000 ; Falter et al., 2015 ; Nobre et al., 2016). Le tableau de contingence (Figure 3.11) présente les quatre scénarios que l’on peut rencontrer lors de la simulation d’un évènement. Ainsi, lorsqu’une cellule est observée et simulée inondée, on la considère comme un succès ( $n_1$ ), si en revanche elle est simulée sèche, il s’agit d’une alerte manquée ( $n_3$ ). Si le modèle a inondé une cellule observée sèche, c’est une fausse alerte ( $n_2$ ). Enfin, si l’observation et la simulation s’accordent sur une cellule sèche, il s’agit d’un rejet correct ( $n_4$ ), mais cette situation étant généralement majoritaire sur un bassin versant, elle est rarement considérée.

		Observation	
		Inondé	Sec
Modèle	Inondé	Succès ( $n_1$ )	Fausse alerte ( $n_2$ )
	Sec	Alerte manquée ( $n_3$ )	Rejet correct ( $n_4$ )

Figure 3.11 – Tableau de contingence rassemblant les différents scénarios rencontrés lors du calage du modèle.

Afin d’obtenir une vision complète du fonctionnement des modèles, il est nécessaire d’utiliser plusieurs critères, complémentaires les uns avec les autres (Tableau 3.2). Le critère le plus évident est le *POD* (Probability Of Detection), qui calcule simplement le pourcentage de cellules observées inondées intersectées par le modèle. Il peut prendre différents noms dans la littérature,

comme le *Correct* ou *Corr* (Alfieri et al., 2014 ; Bates et De Roo, 2000), le *C* ou encore le *M1* (Teng et al., 2015). Il varie entre 0 et 1, avec un optimum à 1, mais il ne prend pas en compte les fausses alertes, si bien qu'une forme patateïde englobant l'ensemble des observations obtiendrait le meilleur score, alors qu'elle créerait un grand nombre de fausses alertes. A contrario, le *FAR* (False Alarm Ratio) ou parfois *M2* (Teng et al., 2015) comptabilise le pourcentage de fausses alertes dans la simulation du modèle, mais de la même manière, si le modèle n'inonde rien, le *FAR* atteindra l'optimum 0 alors que la simulation n'est pas bonne. C'est pourquoi nous avons privilégié l'utilisation du *CSI* (Critical Success Index), équivalent au *Fit* ou indice *F* (Alfieri et al., 2014 ; Bates et De Roo, 2000 ; Horritt et Bates, 2001b) ainsi qu'au *FAI* (Flood Area Index, Falter et al., 2015) qui fournit une valeur située entre 0 et 1 (optimum à 1) jugeant de la performance globale du modèle. Il s'agit simplement de calculer le ratio entre le nombre de pixels correctement modélisés et l'ensemble des pixels inondés (par l'observation et le modèle). Ainsi, le critère pénalise le modèle en cas de sur- ou sous-estimation. Le dernier critère que nous avons considéré est le *BIAS*, une mesure de biais, qui calcule le ratio entre le nombre de pixels inondés par le modèle et par l'observation. Si ce critère est supérieur à 1, le modèle a tendance à surestimer, et inversement, s'il est inférieur à 1, il a tendance à sous-estimer. La valeur optimale étant 1, mais celle-ci n'assure pas que la simulation soit parfaite, puisqu'un équilibre entre fausses alertes et alertes manquées peut également mener à cette valeur.

Tableau 3.2 – Tableau des scores de prévision utilisés pour déterminer la performance du modèle lors d'une simulation. Les critères sont calculés à partir de la table de contingence (Figure 3.11) et reflètent une caractéristique du modèle. Ensemble, ces critères fournissent une analyse complète du comportement du modèle.

Critère	Ratio	Intervalle	Optimum	Interprétation
Bias ( <i>BIAS</i> )	$\frac{n_1 + n_2}{n_1 + n_3}$	$[0, +\infty[$	1	Mesure la surestimation ( <i>BIAS</i> > 1) et la sous-estimation ( <i>BIAS</i> < 1) du modèle.
False alarm ratio ( <i>FAR</i> )	$\frac{n_2}{n_1 + n_2}$	$[0, 1]$	0	Proportion de pixels inondés qui étaient observés secs. Ne prend pas en compte les alertes manquées.
Probability of detection ( <i>POD</i> )	$\frac{n_1}{n_1 + n_3}$	$[0, 1]$	1	Proportion de pixels observés inondés intersectés par le modèle. Ne prend pas en compte les fausses alertes.
Critical success index ( <i>CSI</i> )	$\frac{n_1}{n_1 + n_2 + n_3}$	$[0, 1]$	1	Proportion de pixels correctement modélisés. Pénalise la surestimation et la sous-estimation.

Ces quatre critères (Tableau 3.2) présentent tous une caractéristique de la simulation, le *CSI* permettant d'avoir une valeur globale, mais sans indiquer les raisons de ce score (la surestimation ou la sous-estimation). C'est là qu'interviennent les autres scores, qui permettent d'analyser plus finement le comportement du modèle.

### 3.4 Bilan

Les modèles développés dans ce manuscrit nécessitent trois principaux types de données : topographiques, hydrométéorologiques et cartographiques. Les données topographiques récoltées prennent la forme de modèles numériques de terrain (MNT), de trois sources différentes (NASA, EEA, IGN) et à trois résolutions différentes, de plus en plus précises (100 m, 25 m et 5 m). Apportant une information à grande échelle sur la géométrie des bassins versants, ces MNT forment la base sur laquelle reposeront nos modèles simplifiés. Étant disponibles sur de larges zones, ils permettront également à nos modèles d'être utilisables sur de nombreux territoires.

Si l'on souhaite reproduire des événements passés, ou des périodes de retour d'évènement, il est nécessaire d'avoir en entrée de nos modèles des informations sur les débits. C'est ici qu'interviennent la banque HYDRO, rassemblant des séries temporelles de débits sur quelques milliers de stations, ainsi que la base de données SHYREG - Débit pixel qui propose des quantiles de débits distribués sur le réseau hydrographique. Parmi les événements que nous tenterons de reproduire se trouve la crue de mai-juin 2016 qui a affecté le centre de la France. De nature tout à fait exceptionnelle, elle a engendré plus d'un milliard d'euros de dégâts sur l'ensemble des communes affectées. Nous nous intéresserons plus précisément au bassin versant du Loing, qui a concentré une grande partie des dommages, et dont les hauteurs d'eau atteintes ont dépassé celles de 1910. Une étude statistique sur les valeurs extrêmes de débit a montré que la période de retour de l'évènement, difficilement calculable, se situerait entre 100 et 10 00 ans. Cette crue étant récente et exceptionnelle, elle est intéressante à modéliser, afin de mettre à l'épreuve nos modèles.

Cependant, afin d'analyser les performances de nos modèles, il est nécessaire de posséder des données sur les emprises observées créées par les événements modélisés. C'est là qu'interviennent les données cartographiques et le catalogue d'évènements que nous avons rassemblé. Ces cartes permettent de comparer, grâce à un certain nombre de critères, les emprises simulées et les emprises observées, afin d'analyser les forces et faiblesses de nos modèles.

L'ensemble de ces trois types de données permettra donc la création de modèles d'inondation fondés sur la topographie, la simulation d'évènements à partir des séries temporelles de débits et l'analyse des performances des modèles à partir d'images d'évènements observés.

Partie II

## Premiers essais, premiers écueils : des modèles conceptuels limités par leur simplicité

Comme disait le proverbe : tomber n'a jamais tué personne ; ce qu'il faudrait, c'est ne jamais s'arrêter de tomber.

---

Iain M. Banks, extrait de *L'Homme des jeux*



## Chapitre 4

# Exploitation des volumes de crue pour une cartographie statique de l'inondation rattachée à une période de retour

Les modèles d'inondation simplifiés comme HAND (Nobre et al., 2016) ou EXZECO (Pons et al., 2010b) fondent leurs approches sur l'utilisation de hauteurs d'eau appliquées sur un MNT. Mais ces approches provoquent souvent une surestimation de l'inondation, notamment en tête de bassin, car une même hauteur appliquée sur deux tronçons différents n'implique pas le même volume et donc la même emprise. C'est donc sur cette dernière notion que nous avons décidé de travailler, le volume. Ainsi, en partant d'un volume de crue, qui est donc caractéristique de la zone sur laquelle il est calculé, puisque dépendant d'un débit, il est possible de dériver une emprise d'inondation par répartition de ce volume, qui respectera les spécificités locales.

### 4.1 Hauteur d'inondation et volume débordé

#### 4.1.1 Le problème des hauteurs

Afin d'illustrer les inconvénients de l'utilisation direct des hauteurs d'eau, nous avons conçu un programme extrêmement simpliste qui applique une hauteur  $H_{riv}$  sur chaque pixel rivière, et qui détermine l'ensemble des pixels du bassin affectés. Pour cela, il suffit de calculer la différence d'altitude  $\Delta A = A_{riv} + H_{riv} - A_i$  pour chaque pixel, avec  $A_{riv}$  l'altitude du pixel rivière le plus proche en terme d'écoulement. Si  $\Delta A > 0$ , il s'agit de la hauteur inondée, si  $\Delta A \leq 0$  le pixel n'est pas inondé.

La figure 4.1 présente l'effet de ce programme sur le bassin versant du Loir, affluent de la Loire, qui draine environ 8 000 km<sup>2</sup>. On observe, majoritairement en tête de bassin, un débordement excessif et peu réaliste, dû à l'application d'une forte hauteur sur des zones relativement plates où l'eau ne parvient jamais à des valeurs aussi extrêmes. Il est en fait nécessaire d'appliquer des hauteurs d'eau qui dépendent de la configuration locale et non pas une hauteur homogène à l'échelle du bassin. Pour cela, il est préférable d'utiliser des variables intermédiaires, fonctions de paramètres locaux, qui permettront l'application de hauteurs adaptées. Travailler directement sur les hauteurs est donc peu recommandé, d'où l'introduction de la notion de volume débordé, qui servira d'intermédiaire par lequel nous pourrons inonder le bassin versant, en tenant compte de la surface contributive correspondant à chaque point de la rivière.

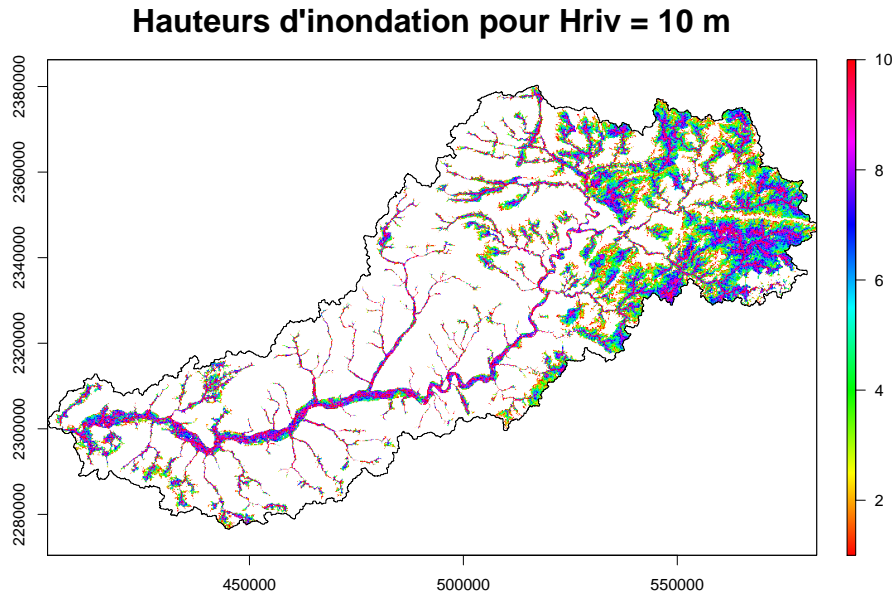


Figure 4.1 – Carte d'inondation après application d'une hauteur de 10 m d'eau sur chaque pixel rivière.

#### 4.1.2 Volume de crue à période de retour donnée

Pour une crue donnée, on définit graphiquement le volume comme la surface sous la courbe de l'hydrogramme. Si l'on s'intéresse à une période de retour, et non à un évènement donné, il faut définir un hydrogramme synthétique duquel pourra être calculé le volume. Pour cela, nous allons commencer par définir  $Q_2^J$  et  $Q_{10}^J$  (respectivement  $Q_2^X$  et  $Q_{10}^X$ ), les débits moyens journaliers (respectivement de pointe) au pixel de période de retour 2 et 10 ans. En faisant l'hypothèse simplificatrice mais souvent utilisée (Bradbrook et al., 2004 ; Falter et al., 2014, 2015) qui suppose que la limite de débordement du lit mineur est pour un débit d'une période de retour 2 ans, nous pouvons utiliser  $Q_2^J$  (resp.  $Q_2^X$ ) comme débit de plein-bord. Ces quantiles de débits distribués peuvent être obtenus à partir de la base de données SHYREG - Débit pixel (Section 3.2.2 ; Arnaud et al., 2014). Si l'on considère un évènement constant sur une durée d'une journée (Figure 4.2), le volume de crue débordé est défini par :

$$V = D \cdot (Q_{10}^J - Q_2^J) \quad (4.1)$$

avec  $D = 86\,400$  s, le nombre de secondes dans une journée. Il s'agit d'une première approche simplifiée, permettant de mettre au point la méthodologie de répartition des volumes.

Il est à noter que, dans son article, Williams (1978) s'intéresse aux différentes méthodes existantes pour déterminer le débit de débordement d'une rivière, en se fondant sur plusieurs définitions de la hauteur de débordement. Parmi les 13 méthodes comparées se trouve l'hypothèse selon laquelle on peut associer une période de retour au débit de débordement : il teste ainsi  $Q_{1.05}$ ,  $Q_{1.5}$ ,  $Q_2$  et  $Q_5$ . Les calculs, réalisés sur 28 sites jaugés aux États-Unis, ont montré que dans la plupart des cas, ces débits diffèrent grandement du débit de débordement déterminé à l'aide de la courbe de tarage. Bien qu'assimiler le débit de débordement au débit biennal ne soit pas forcément réaliste, cela reste très simple à mettre en œuvre, notamment sur les bassins peu documentés.



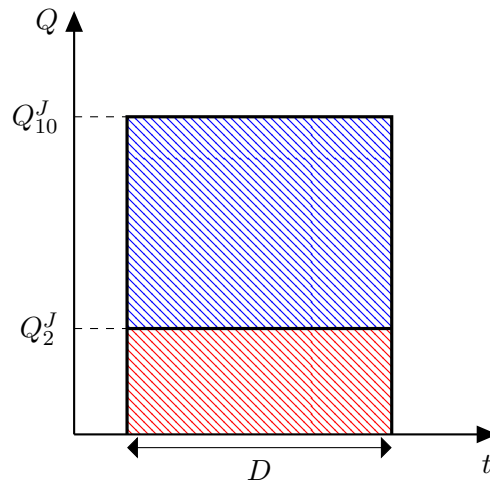


Figure 4.2 – Hydrogramme synthétique en rectangle utilisé pour simuler une crue d’une période de retour donnée sur une journée.

## 4.2 Volume Spreading for Inundation Extent (VESPINE)

### 4.2.1 Répartition des volumes à l’aide de la topographie

La méthode de répartition des volumes, baptisée VESPINE pour Volume SPreading for INundation Extent, a été développée à partir du MNT SRTM, d’une résolution de 100 m (Section 3.1). Il s’agit d’une méthode purement topographique, fondée sur la géométrie du bassin versant telle que définie dans le MNT. Afin d’imaginer la description de cette méthodologie, nous prendrons l’exemple d’un bassin versant fictif dont les altitudes et les directions d’écoulement associées sont représentées en figure 4.3.

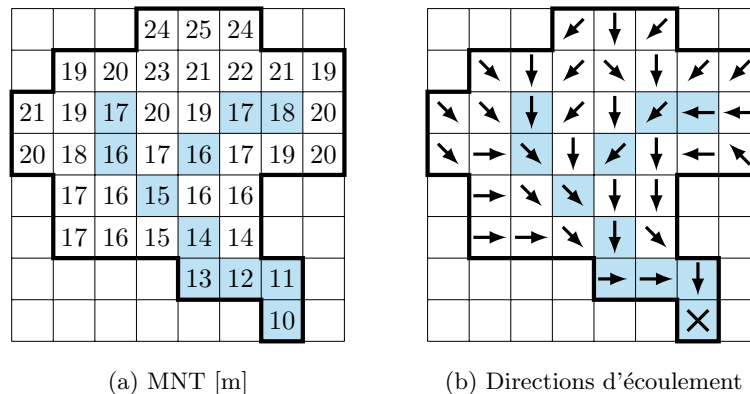


Figure 4.3 – Exemple de plan de drainage et de MNT pour un bassin versant fictif.

La méthode cherche à répartir, en partant de l’exutoire, le volume débordé  $V$  calculé au pixel à partir des données SHYREG ( $Q_{10}^J$  et  $Q_2^J$ ). L’originalité, par rapport à d’autres modèles plus classiques, est d’évoluer de l’aval vers l’amont, et donc de remonter le réseau hydrographique. Cependant, nous avons identifié deux façons de réaliser cela, deux méthodes qui partent d’hypothèses différentes et que nous appellerons méthode discrète et méthode continue.

#### 4.2.1.1 Méthode discrète

L’algorithme développé pour la méthode discrète consiste à inonder uniquement les pixels amont reliés à un pixel rivière, puis à réitérer l’opération sur le prochain pixel rivière non inondé.

Si l'on prend l'exemple de la figure 4.4, on part de l'exutoire, pour lequel on a calculé  $V = 25 \text{ m}^3$ . Ce volume ne concerne cependant pas uniquement le pixel sur lequel il est appliqué. En effet, cette méthode suppose que le volume débordé calculé pour un pixel  $P$  est représentatif d'un ensemble de pixels tous drainés vers ce pixel  $P$ . Ainsi, l'algorithme cherche à répartir des volumes  $v_i$  sur un ensemble de pixels jusqu'à ce que la somme des petits volume  $v_i$  soit égale à  $V$ . Les étapes de l'algorithme peuvent donc être résumées ainsi :

1. Ajouter une hauteur d'eau  $h$  sur le pixel de départ  $P$  d'altitude  $A_1$  ;
2. Ajouter une hauteur d'eau  $A_1 + h - A_i$  (si positif) sur les pixels drainés vers  $P$  ;
3. Sommer les volumes  $v_i$  ainsi créés et tester la condition  $\sum v_i \geq V$  ;
4. Si vrai : stop ; Si faux : retour à l'étape 1, avec  $h = h + \Delta h$ .

L'algorithme est tout d'abord appliqué à l'exutoire, puis le modèle recherche le pixel rivière amont non inondé le plus proche et lui applique l'algorithme (Figure 4.4). Le modèle s'arrête lorsque tous les pixels rivières sont inondés, créant une zone inondée continue le long du réseau hydrographique. Ce dernier est par ailleurs défini comme l'ensemble des pixels de la base de données SHYREG - Débit pixel.

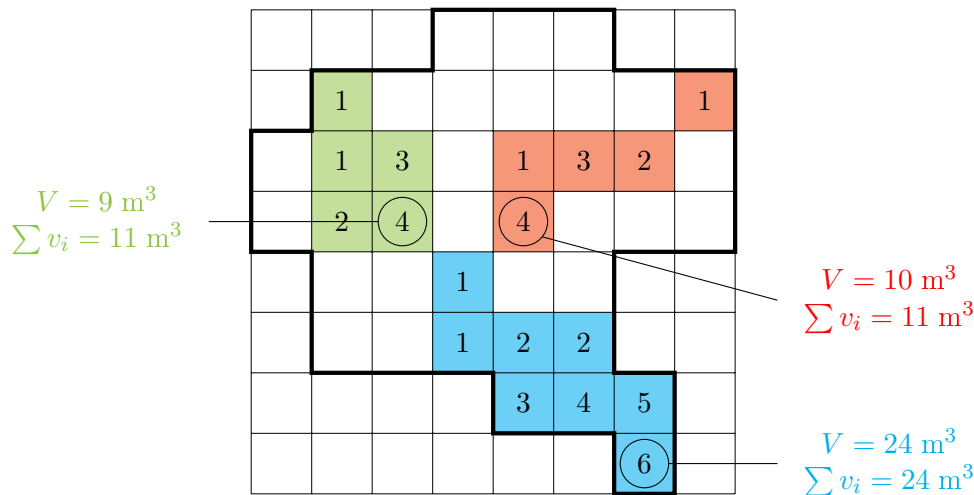


Figure 4.4 – Répartition des volumes (en  $\text{m}^3$ ) par la méthode discrète sur un bassin versant fictif.

Si l'on applique cet algorithme à notre bassin versant fictif (Figure 4.4), on commence par le pixel le plus au sud, l'exutoire, avec  $V = 24 \text{ m}^3$  (zone bleue). Il faut appliquer une hauteur  $h = 6 \text{ m}$  pour que  $\sum v_i \geq 24 \text{ m}^3$ , si l'on suit les directions d'écoulement et le MNT (Figure 4.3). On recommence avec le pixel rivière non inondé le plus proche, avec  $V = 9 \text{ m}^3$  (zone verte). En appliquant  $h = 3 \text{ m}$ , on obtient  $\sum v_i = 6 \text{ m}^3$ , ce qui n'est pas suffisant, et en appliquant  $h = 4 \text{ m}$ , on obtient  $\sum v_i = 11 \text{ m}^3$ , ce qui est suffisant. On peut raffiner ce calcul de volume en réduisant  $\Delta h$ , mais pour l'exemple il restera fixé à 1. On réitère la même opération avec un autre pixel rivière, créant la zone rouge. Le réseau étant inondé, le modèle peut s'arrêter.

La méthode est qualifiée de discrète car elle inonde par « petits sauts » et engendre ainsi une succession de « poches » d'inondation (ici en bleu, vert et rouge) le long du réseau hydrographique. Pour visualiser cela sur un cas concret, nous avons appliqué cette méthode sur le bassin versant du Loir (Figure 4.5) à partir du MNT SRTM et des données SHYREG. On observe effectivement une succession de poches d'inondation le long du réseau (cercles rouges Figure 4.5b). En revanche, la simulation ne présente pas de débordement excessif en tête de bassin, malgré les faibles pentes.

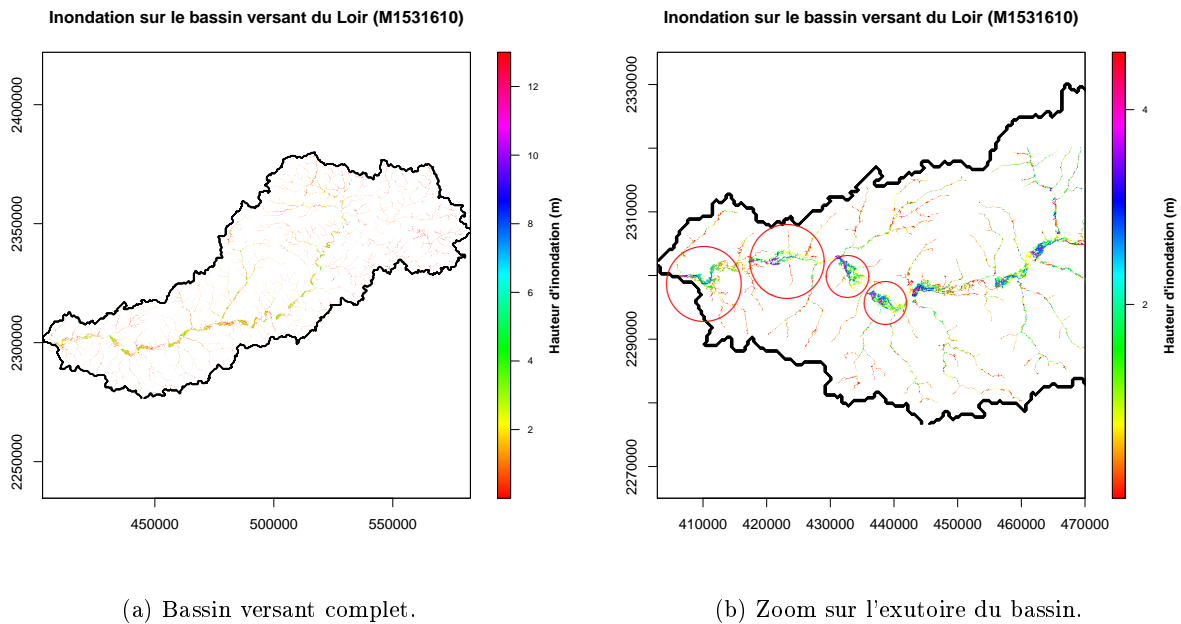


Figure 4.5 – Inondation par la méthode discrète sur le bassin versant du Loir.

Le principal inconvénient de cette méthode discrète est l'apparition des poches d'inondation qui créent un fort déséquilibre de hauteur dû à l'absence de continuité entre deux poches. En effet, à la jonction entre l'extrémité amont d'une poche et l'extrémité aval de la suivante, il peut exister des différences de hauteur de l'ordre de plusieurs mètres. De plus, ces discontinuités impactent l'emprise générale de l'inondation qui manque de cohérence.

#### 4.2.1.2 Méthode continue

La méthode continue diffère de la précédente en cela qu'elle cherche à obtenir le volume débordé  $V$  pour chacun des pixels rivières, en gardant pour chaque pixel inondé la hauteur maximale qu'il peut atteindre. Il s'agit alors d'appliquer l'algorithme d'inondation pour chaque pixel rivière, et non plus de fonctionner par saut comme dans la méthode discrète. Le but est ainsi de favoriser la continuité de la surface inondée et du volume débordé. Cependant, l'hypothèse de départ selon laquelle un volume débordé est représentatif d'un ensemble de pixels est mise à mal. En effet, ici les volumes se superposent mais ne s'additionnent pas, puisque l'on garde pour chaque pixel de plaine le maximum de hauteur appliqué, et non pas la somme des hauteurs.

L'algorithme est le même que pour la méthode discrète, il est simplement appliqué à chaque pixel rivière. La hauteur d'eau finale sur un pixel étant la hauteur maximale atteinte et non la somme des hauteurs appliquées. L'inconvénient de cette méthode est qu'il n'est plus possible de retrouver l'origine du volume débordé puisque tout est mélangé et lissé sur l'ensemble du réseau. Ainsi, le modèle n'est pas conservatif, la somme des volumes débordés calculés n'étant pas égale à la somme des volumes appliqués.

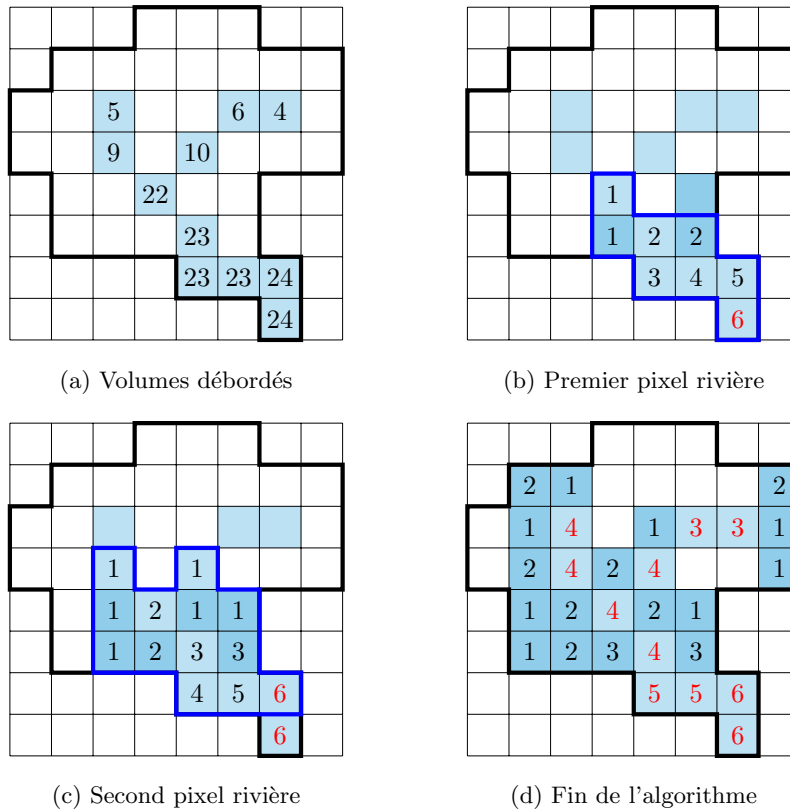


Figure 4.6 – Principales étapes de la méthodologie de répartition des volumes débordés (en  $m^3$ ) de façon continue le long du réseau hydrographique.

La figure 4.6 présente l'application de la méthode continue sur le bassin versant fictif. Le résultat (Figure 4.6.d) est sensiblement différent de celui de la méthode discrète (Figure 4.4), l'inondation étant beaucoup plus étendue, et les hauteurs plus homogènes le long du réseau, sans discontinuité forte entre les pixels rivières. La figure 4.6.b montre l'inondation pour le premier pixel rivière, l'exutoire, à partir du MNT, des directions d'écoulement et des volumes débordés calculés (Figure 4.4.a). Le premier débordement se déroule exactement comme pour la méthode discrète (Figure 4.4.b). Lors du second débordement, le modèle passe au pixel de rivière amont le plus proche, qu'il soit inondé ou non, et comptabilise la somme des  $v_i$  directement en amont. Ici (Figure 4.6.b), on obtient  $\sum v_i = 5 + 4 + 3 + 2 + 2 + 1 + 1 + 1 = 19$ , or, cette valeur est inférieure à  $V = 25$ , le volume débordé calculé pour ce pixel (Figure 4.6.a). Il est donc nécessaire d'ajouter de l'eau. En ajoutant un volume de 1, on obtient  $\sum v_i = 32 > 25$ , donc l'algorithme s'arrête (Figure 4.6.c). En passant au troisième pixel, on comptabilise une nouvelle fois les  $v_i$  amont :  $\sum v_i = 26 > 24$ . Cette fois, le cumul amont est déjà suffisant, donc le modèle n'ajoute pas d'eau et passe directement au quatrième pixel rivière. Une fois que tout le réseau est traité (Figure 4.4.d) le modèle s'arrête et sort une carte des zones inondées.

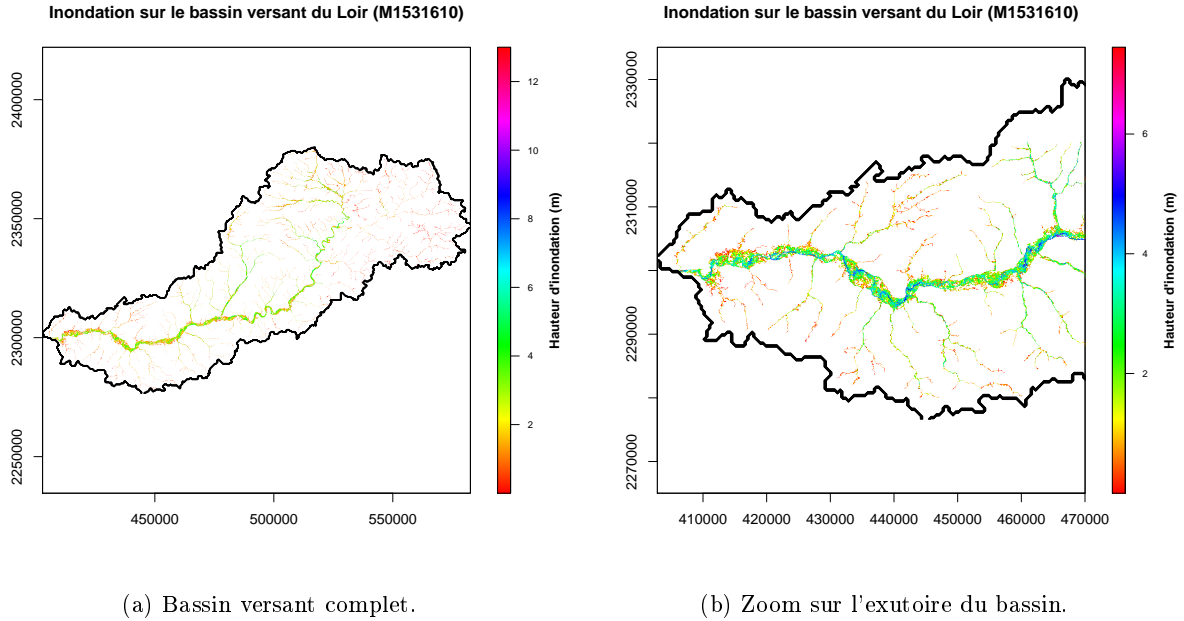


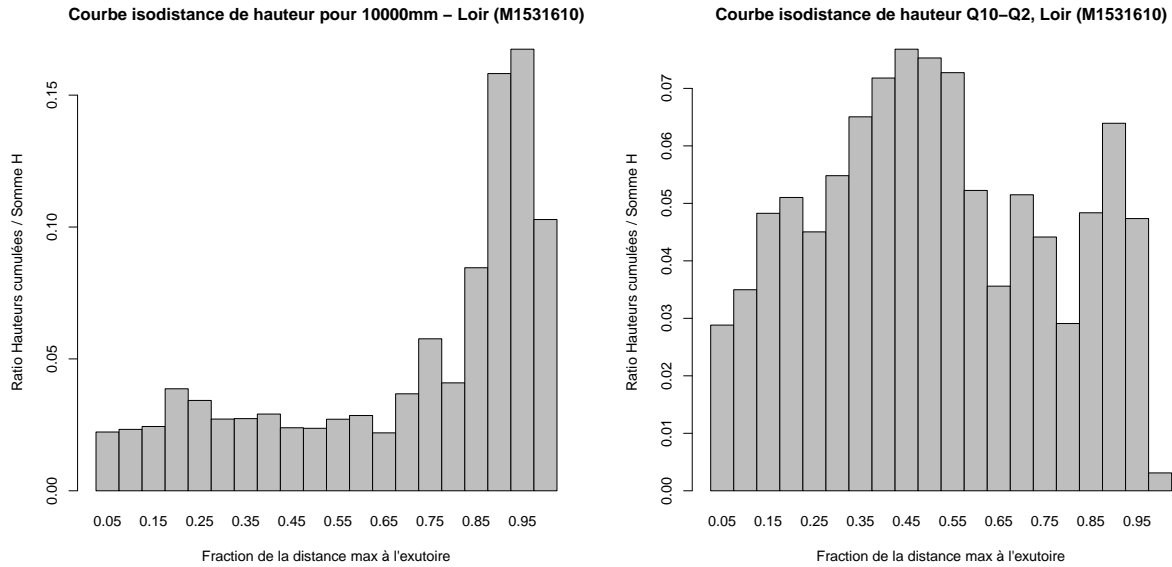
Figure 4.7 – Inondation par la méthode continue sur le bassin versant du Loir.

La figure 4.7 présente l'application de cette méthode sur le bassin versant du Loir. On remarque que les poches d'inondation ont laissé place à une répartition continue du volume le long du réseau, la rivière principale étant plus impactée que les affluents. La recherche de la continuité de l'emprise a cependant mené à une absence de conservation des volumes, et certainement à une surestimation de l'emprise observée. Néanmoins, l'utilisation du volume débordé (issu d'une pointe de crue spatialisée) en tant qu'intermédiaire de calcul a permis l'élimination des zones d'inondation excessive en tête de bassin.

Une manière de quantifier cette différence est de s'intéresser aux isodistances de volume, que l'on a ici ramené à des isodistances de hauteur, le MNT étant régulier. Ces courbes présentent, pour chaque fraction de la distance maximale jusqu'à l'exutoire, le ratio de quantité d'eau accumulé dans l'intervalle défini par :

$$Ratio = \frac{(\sum V)_{fraction}}{(\sum V)_{total}} = \frac{(\sum H)_{fraction} \times S_{pix}}{(\sum H)_{total} \times S_{pix}} = \frac{(\sum H)_{fraction}}{(\sum H)_{total}} \quad (4.2)$$

La figure 4.8a présente les résultats obtenus avec le premier programme. On observe, comme on pouvait s'y attendre, une prépondérance au niveau des fractions les plus éloignées de l'exutoire. Une majorité du volume est donc retenue dans cette partie, ce sont les zones de débordement excessif. Figure 4.8b, on retrouve le même graphique mais pour la méthode continue. Ici, les forts ratios sont plutôt concentrés sur une zone à mi-distance entre l'exutoire et l'extrémité amont du bassin, mais on remarque une certaine homogénéité le long du réseau. Les ratios amont ne sont plus aussi conséquents et restent dans la moyenne. Cette représentation semble plus réaliste, en ce sens qu'elle donne plus d'importance à la rivière principale et diminue l'impact des affluents mineurs. Cela vient donc confirmer l'analyse visuelle que l'on pouvait réaliser sur les cartes d'inondation.



(a) Histogramme pour l'ancien modèle ( $H = 10$  m).

(b) Histogramme pour la méthode continue.

Figure 4.8 – Histogrammes isodistances de hauteur pour une application de 10 m d'eau sur l'ensemble du réseau et pour la méthode continue du modèle.

#### 4.2.2 Sensibilité aux hypothèses

Le modèle continu est fondé sur deux hypothèses principales, la condition de débordement, fixée au débit biennal journalier  $Q_2^J$  et la condition de durée  $D$ , fixée à 24 h. Ces hypothèses sont bien entendues simplificatrices, les crues pouvant s'avérer plus rapides ou plus longues et déborder plus tôt ou plus tard. L'analyse de sensibilité suivante cherche à caractériser le comportement du modèle en fonction de ces deux hypothèses en faisant varier les conditions de débordement  $C_Q$  et de durée  $C_D$  dans un intervalle de valeur : de 50% à 150% de  $Q_2$  pour  $C_Q$  et de 1 à 24 h pour  $C_D$ . Cinq caractéristiques physiques de l'inondation seront ainsi explorées :

- le nombre de pixels inondés,  $N_{pix}$ , qui informe sur la surface totale inondée par le modèle ;
- le volume  $V$  inondé sur l'ensemble du bassin ;
- la hauteur maximale  $H_{max}$  qui apporte des précisions sur l'amplitude de l'inondation ;
- et la hauteur moyenne  $H_{moy}$  renseignant sur le comportement moyen du modèle lors de la simulation.

La figure 4.9 présente l'évolution de ces quatre grandeurs en fonction des deux hypothèses et montre une large variabilité. Naturellement, plus  $C_D$  augmente et plus  $C_Q$  diminue, plus le modèle inonde. Les deux conditions ont un comportement opposé, mais ont le même impact sur le modèle. Il semble néanmoins que plus la condition de durée est faible, moins la condition de débordement a de l'influence sur le modèle. Cela signifierait que pour certains affluents sur lesquels la crue est potentiellement plus rapide, connaître avec précision le débit de débordement ne serait pas primordial pour le modèle. Les quatre variables étudiées ont sans surprise un comportement très proche. Ainsi, pour la suite de l'analyse, nous nous pencherons plus particulièrement sur une seule d'entre elle, le nombre de pixels inondés  $N_{pix}$ , pour lequel nous chercherons une formulation dépendant uniquement de  $C_D$  et  $C_Q$  afin de quantifier de manière indépendante l'impact de ces conditions. Une méthode simple pour y parvenir est de raisonner d'un côté à  $C_D$  constant et de l'autre à  $C_Q$  constant avant de rassembler les résultats pour définir une formulation unique.

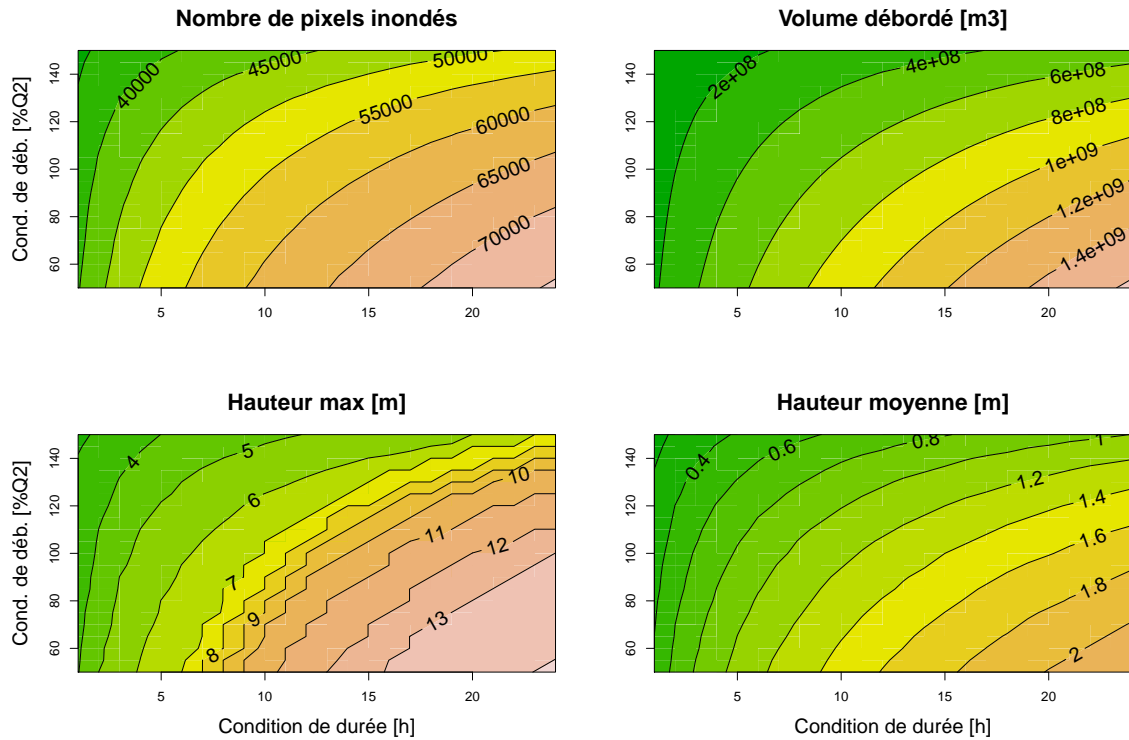


Figure 4.9 – Sensibilité du modèle continu aux conditions de durée et de débordement sur le bassin versant du Loir (M1531610), affluent de la Loire.

La figure 4.10.a montre l'évolution du nombre de pixels inondés en fonction de  $C_Q$  pour différentes valeurs de  $C_D$ , et inversement pour la figure 4.10.b. Ainsi, on observe qu'à  $C_D$  constant, le nombre de pixels inondés évolue principalement selon une droite en fonction de  $C_Q$  alors qu'à  $C_Q$  constant, ce nombre évolue selon une loi puissance en fonction de  $C_D$ . Dans les deux cas, les régressions obtiennent un  $r^2 > 0.95$ .

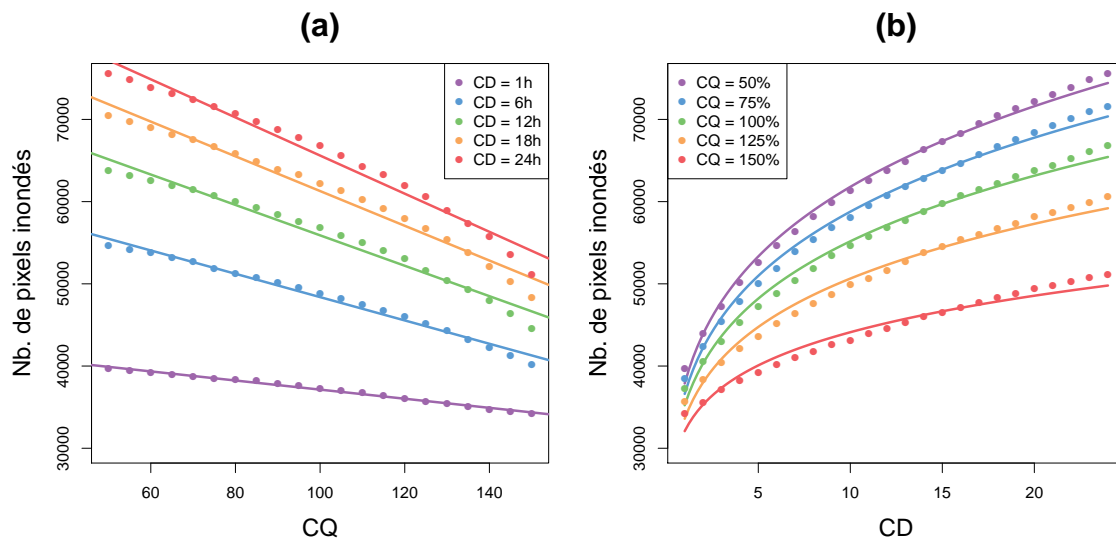


Figure 4.10 – Évolution du nombre de pixels inondés en fonction des hypothèses du modèle et régressions correspondantes pour le bassin versant du Loir (M1531610), affluent de la Loire.

On pose ainsi  $M$  et  $N$  tels que  $N_{pix}(C_Q) = M \times C_Q + N$  et  $A$  et  $B$  tels que  $N_{pix}(C_D) = A \times C_D^B$ . Chacun des coefficients et exposants définis ici peuvent de nouveau s'écrire en fonction de  $C_D$

( $M$  et  $N$ ) et de  $C_Q$  ( $A$  et  $B$ ). Dans le premier cas, les coefficients s'expriment sous la forme de lois puissances, et dans le second par une loi affine et une constante. On peut ainsi définir les sous-coefficients correspondant à ces nouvelles régressions :  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\nu$ ,  $\mu$ ,  $\omega$  et  $\gamma$ .

$$\begin{array}{l|l}
 \mathcal{N}_{pix}(C_Q) = M \times C_Q + N & \mathcal{N}_{pix}(C_D) = A \times C_D^B \\
 M = \beta \times C_D^\alpha & A = \omega \times C_Q + \gamma \\
 N = \nu \times C_D^\mu & B \sim cte \\
 \text{soit} & \text{soit} \\
 \mathcal{N}_{pix}(C_Q, C_D) = \beta C_D^\alpha \cdot C_Q + \nu C_D^\mu & \mathcal{N}_{pix}(C_Q, C_D) = \omega C_D^B \cdot C_Q + \gamma C_D^B
 \end{array}$$

Différentes régressions (linéaire, polynomiale, puissance...) sont possibles pour modéliser le comportement du modèle face aux deux hypothèses, mais toutes ne permettent pas d'obtenir une paramétrisation cohérente. De plus, certains coefficients de régression sont trop faibles ( $< 10^{-4}$ ) pour être véritablement pertinents. Néanmoins, avec la paramétrisation proposée, il faut, pour que les deux expressions se rejoignent parfaitement, respecter quelques conditions :

1.  $\beta = \omega$
2.  $\nu = \gamma$
3.  $\alpha = \mu = B$

Après avoir calculé les médianes des coefficients pour chaque valeur testée sur le bassin versant du Loir, on obtient :

$$\begin{array}{l|l}
 \alpha = 0,43 & \omega = -58,8 \\
 \beta = -61,8 & \gamma = 40995 \\
 \nu = 41089 & B \simeq 0,19 \\
 \mu = 0,24 & \text{soit} \\
 \text{soit} & \text{soit} \\
 \mathcal{N}_{pix}(C_Q, C_D) = & \mathcal{N}_{pix}(C_Q, C_D) = \\
 -61,8 \cdot C_D^{0,43} C_Q + 41089 \cdot C_D^{0,24} & -58,8 \cdot C_D^{0,19} C_Q + 40995 \cdot C_D^{0,19}
 \end{array}$$

Les coefficients  $\beta$  et  $\nu$  sont relativement proches de leurs équivalents  $\omega$  et  $\gamma$ , mais la différence est plus prononcée pour  $\alpha$ ,  $\mu$  et  $B$ . Un test succinct sur trois autres bassins versants situés dans le sud de la France (Gardon, Lez et Hérault) montre le même comportement que pour le Loir, mais avec des coefficients beaucoup plus proches, voire parfaitement égaux :

#### Gardon

$$\alpha = 0,25 \quad \beta = -29,9 \quad \nu = 12609,9 \quad \mu = 0,25 \\
 \omega = -29,9 \quad \gamma = 12609,9 \quad B \simeq 0,25$$

$$\mathcal{N}_{pix} = -29,89 \cdot C_D^{0,25} \cdot C_Q + 12609,9 \cdot C_D^{0,25}$$



**Lez**

$$\alpha = 0,42 \quad \beta = -1,96 \quad \nu = 862 \quad \mu = 0,33$$

$$\omega = -1,96 \quad \gamma = 862 \quad B \simeq 0,30$$

$$N_{pix} = -1,96 \cdot C_D^{0,42} \cdot C_Q + 862 \cdot C_D^{0,33}$$

$$N_{pix} = -1,96 \cdot C_D^{0,3} \cdot C_Q + 862 \cdot C_D^{0,3}$$

**Hérault**

$$\alpha = 0,31 \quad \beta = -30 \quad \nu = 18067 \quad \mu = 0,25$$

$$\omega = -30 \quad \gamma = 18065 \quad B \simeq 0,24$$

$$N_{pix} = -30 \cdot C_D^{0,31} \cdot C_Q + 18067 \cdot C_D^{0,25}$$

$$N_{pix} = -30 \cdot C_D^{0,24} \cdot C_Q + 18065 \cdot C_D^{0,24}$$

L'erreur relative entre le nombre de pixels inondés par le modèle et les régressions est déterminée à l'aide du *Root Mean Square Error* (RMSE, Eq. 4.3) et produit des intervalles d'erreur variant entre 0,9% et 8,7% en fonction des bassins. Il est donc possible d'approximer avec une bonne précision le nombre de pixels inondés à partir des deux hypothèses principales,  $C_D$  et  $C_Q$ .

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \widehat{X}_i)^2} \quad (4.3)$$

On observe néanmoins que la condition de durée  $C_D$  semble avoir un impact plus fort sur le nombre de pixels inondés, et donc sur l'inondation, les coefficients  $\nu$  et  $\gamma$  étant plus élevés que les coefficients  $\beta$  et  $\omega$ . Ainsi, bien que la condition de débordement joue un rôle non négligeable dans le calcul de l'inondation, il est certainement préférable de commencer par améliorer la prise en compte de la durée  $D$  dans la construction de l'hydrogramme synthétique afin de modéliser une inondation plus réaliste.

**4.2.3 Durée de crue variable**

Jusqu'ici, pour calculer le volume de crue, nous utilisons les quantiles de débit distribués journaliers et une durée de crue fixe de 24 h. Cette durée influe de manière significative sur le nombre de pixels inondés, et donc sur l'étendue de l'emprise. Avant d'aller plus loin, il est donc nécessaire de revenir sur cette durée, car celle-ci est un facteur déterminant, menant à la sous- ou surestimation des emprises d'inondation. En effet, sur certains affluents, la crue peut passer en quelques heures, tandis que sur la rivière principale, elle peut prendre plusieurs jours. Afin de corriger cette durée, nous nous sommes inspirés de la méthode SOCOSE (Ministère de l'Agriculture et al., 1980), développée au C.T.G.R.E.F. (Centre technique du génie rural des eaux et des forêts) dans les années 1980 dans le but de calculer de manière simple le débit instantané décennal à partir de données morphométriques et climatiques pour les bassins versants de superficie inférieure à 200 km<sup>2</sup>. Cette méthode propose une régression statistique permettant de calculer la durée caractéristique de crue  $\delta$  (en heures) par :

$$\ln(\delta) = -0,69 + 0,32 \cdot \ln(S) + 2,2 \sqrt{\frac{P_a}{P} \cdot \frac{1}{t_a}} \quad (4.4)$$

avec  $S$  la superficie du bassin en  $km^2$ ,  $P$  la pluie décennale journalière locale sur le bassin versant en mm,  $P_a$  la pluviométrie moyenne interannuelle sur le bassin versant en mm et  $t_a$  la température moyenne interannuelle réduite au niveau de la mer en  $^{\circ}C$ .

Cette durée caractéristique correspond au temps pendant lequel  $\frac{Q_{max}}{2}$  est dépassé. Ici, nous approximerons  $Q_{max}$  à  $Q_{10}^X$ , le quantile de débit de pointe décennal, fourni par la méthode SHYREG, le débit de débordement étant fixé à  $Q_2^X$ , le quantile de débit de pointe biennal. Les données nécessaires à ce calcul sont : un MNT (ici le MNT SRTM) duquel a été dérivé un plan de drainage ainsi qu'une carte des surfaces drainées, la carte des pluies décennales journalières par pixel issue de la méthode SHYREG (Arnaud et al., 2014) et la pluviométrie moyenne dérivée des réanalyses SAFRAN fournies par Météo-France (Vidal et al., 2010). Les températures moyennes ( $t_a$ ) étant négatives ou nulles dans certaines régions, cette variable a été remplacée par la température moyenne de la France.

La méthode SOCOSE fonctionne en temps normal pour des petits bassins, tandis que la base de données SHYREG propose des quantiles pour des bassins allant jusqu'à 10 000  $km^2$ . Comme nous ne nous limiterons pas aux petits bassins, l'utilisation de la méthode SOCOSE apportera des incertitudes dues à l'extrapolation au-delà de son domaine d'application.

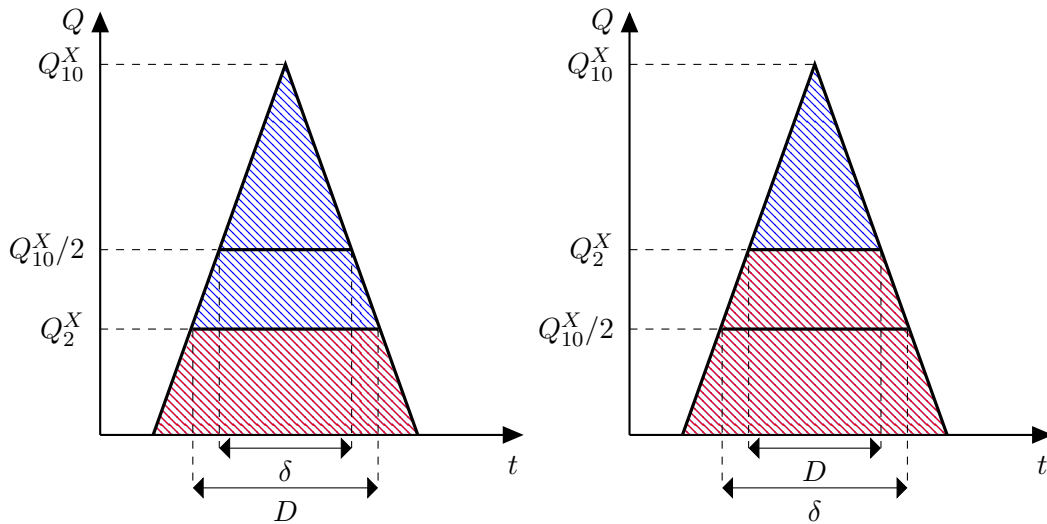


Figure 4.11 – Hydrogrammes synthétiques formés à l'aide de SHYREG et SOCOSE dans les cas  $Q_2^X < Q_{10}^X/2$  (à gauche) et  $Q_{10}^X/2 < Q_2^X$  (à droite).

La figure 4.11 présente les deux profils de débit que l'on peut rencontrer lors de la construction de l'hydrogramme synthétique. En effet, rien n'indique que  $Q_2^X$  soit toujours supérieur ou toujours inférieur à  $Q_{10}^X/2$ . Et après vérification, les deux cas sont effectivement possibles, avec une large majorité d'occurrences pour le cas de droite (généralement pour la rivière principale et ses principaux affluents).

La méthode SOCOSE nous a permis de déterminer une durée caractéristique de crue, mais celle-ci ne correspond pas à la durée totale du débordement, puisque cette dernière est conditionnée, selon nos hypothèses, par le débit biennal. Il est cependant possible de définir la durée de débordement  $D$  à partir de la durée caractéristique de crue  $\delta$ , par une formule valable dans les deux scénarios identifiés, ainsi que pour le cas plus rare  $Q_2^X = Q_{10}^X/2$  (Eq. 4.5).

$$D = 2 \cdot \delta \cdot \left(1 - \frac{Q_2^X}{Q_{10}^X}\right) \quad (4.5)$$

Le volume de crue débordé peut alors s'exprimer en fonction des quantiles et de la durée de débordement (Eq. 4.6).

$$\mathcal{V} = \frac{1}{2} \cdot D \cdot (Q_{10}^X - Q_2^X) \quad (4.6)$$

#### 4.2.4 Paramétrisation du modèle

##### 4.2.4.1 Équation fondamentale

Conscients des incertitudes propagées à la fois par les méthodes SHYREG et SOCOSE et vu la sensibilité de la méthodologie du modèle en lui même (qui reste très empirique), nous avons décidé de paramétrer l'équation fondamentale du modèle (Eq. 4.7). Nous avons ainsi ajouté trois paramètres :  $K_D$ , condition de durée, servant à corriger l'évaluation de la durée de débordement ;  $K_Q$ , condition de débordement, corrigeant l'hypothèse du débordement au débit biennal ; et  $K_C$ , condition de surface, permettant de diminuer l'étendue du réseau hydrographique et donc de restreindre la définition d'un pixel rivière (avec  $\mathcal{S}_c$  la surface amont drainée).

$$\mathcal{V} = \begin{cases} \frac{1}{2} \cdot \mathbf{K}_D \cdot D \cdot (Q_{10}^X - \mathbf{K}_Q \cdot Q_2^X) & \text{si } \mathcal{S}_c \geq \mathbf{K}_C \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (4.7)$$

Cette nouvelle équation définit le volume débordé tel qu'il est calculé dans le modèle fondé sur la méthode continue, baptisé VESPINE pour VolumE SPreading for INundation Extent. Bien entendu, il n'est pas obligatoire d'utiliser les trois paramètres en même temps. Ainsi, on peut théoriquement définir huit versions du modèle à partir de ces paramètres : une version sans paramètres, trois versions à un paramètre, trois versions à deux paramètres et une version à trois paramètres. Chaque version sera référencée avec la ou les lettres des paramètres utilisés (ex. VESPINE-D, VESPINE-Q, VESPINE-DQ, VESPINE-CD etc.)

##### 4.2.4.2 Méthode de calage

Le calage des paramètres du modèle se fait par l'intermédiaire d'une méthode locale « pas à pas » rudimentaire inspirée de celle développée par Michel (1991) et valable aussi bien pour les modèles à un ou plusieurs paramètres. Elle est précédée d'un préfiltrage durant lequel un nombre fixé de points dans l'espace des paramètres est testé (Figure 4.12). Pour chaque point, et donc chaque ensemble de paramètres, le modèle calcule la carte de l'inondation et détermine la valeur du critère  $CSI$ , qui donne une vision globale de la performance, pénalisant à la fois les sous- et surestimations. L'algorithme part ensuite du point de préfiltrage ayant obtenu le meilleur score et calcule les scores obtenus à une distance  $\Delta K$ . Dans le cas des modèles à un seul paramètre, il cherche à droite et à gauche du point, dans le cas des modèles à deux paramètres, il cherche dans les quatre directions cardinales, à une distance  $\Delta K$  (Figure 4.12). Il part ensuite dans la direction offrant la meilleure performance. Dans le cas où aucune direction n'améliore le score de  $CSI$ , la distance  $\Delta K$  est diminuée et la recherche reprend du dernier point en mémoire. Le calage s'arrête si  $\Delta K$  descend en dessous d'une limite ou après un nombre fixé d'itérations.

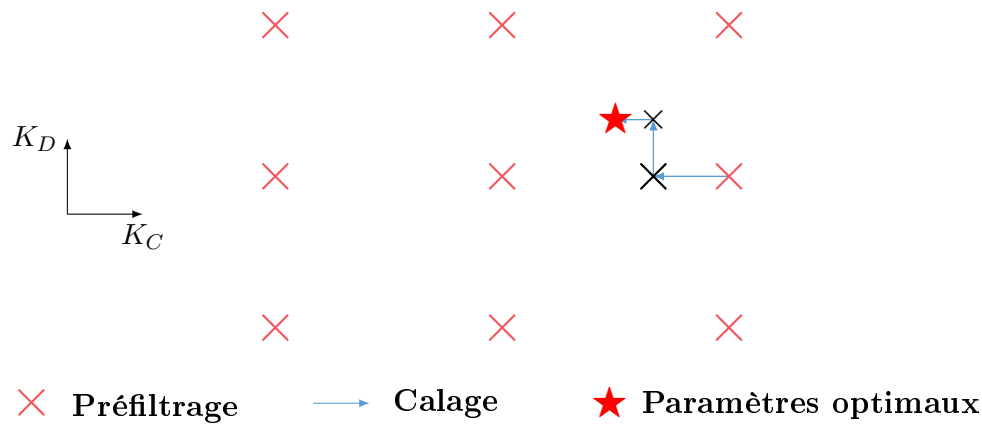


Figure 4.12 – Exemple d’application d’une méthode « pas à pas » après un préfiltrage sur l’espace des paramètres.

### 4.3 Application à un échantillon d’évènements

#### 4.3.1 Constitution de l’échantillon

Afin de tester les différents modèles VESPINE, nous avons constitué un échantillon de bassins versants possédant des données d’emprises (voir Section 3.3.1.1). Le modèle a ainsi pu être utilisé sur 42 bassins versants de caractéristiques physiques variées (Figure 4.13), nous permettant éventuellement de trouver des schémas de régionalisation pour les paramètres. Ainsi, la surface des bassins traités varie entre 127 et 9 400 km<sup>2</sup> tandis que la pente évolue entre 0.02 et 0.2 et la longueur hydraulique maximale (longueur du plus long chemin parcouru par une goutte d’eau sur le bassin) entre 21 et 390 km.

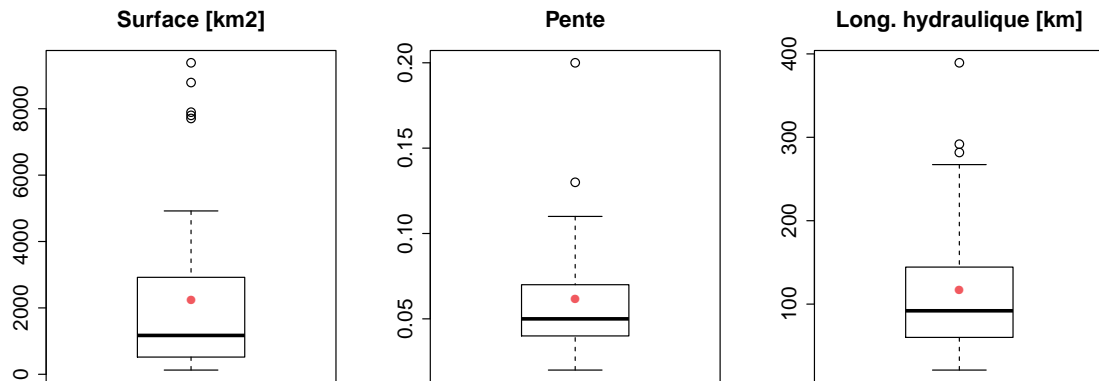


Figure 4.13 – Répartition des caractéristiques physiques des bassins versants considérés.

Si les caractéristiques physiques de nos bassins sont relativement variées, c’est un peu moins le cas en ce qui concerne leur répartition géographique. Comme le montre la figure 4.14, la majorité des bassins est situé dans l’est et le nord de la France. Cela est simplement dû à l’abondance de cartographies d’évènements pour la DREAL Grand-Est dans notre échantillon, ces dernières nous permettant de caler et/ou valider nos modèles.

Bien que nous utilisions les données SHYREG pour reconstituer une crue synthétique de période de retour 10 ans, les évènements que nous chercherons à modéliser ont, eux, des périodes de retour variées. Ces dernières ont été déterminées à partir des retours d’expérience des évènements considérés. Ainsi, sur 42 évènements (un par bassin), 11 n’ont pas de période de retour attribuée, 11 autres sont des crues centennales, 6 sont des décennales et 13 ont une période entre 10 et 100 ans, enfin, une crue a été qualifiée de bicentennale.

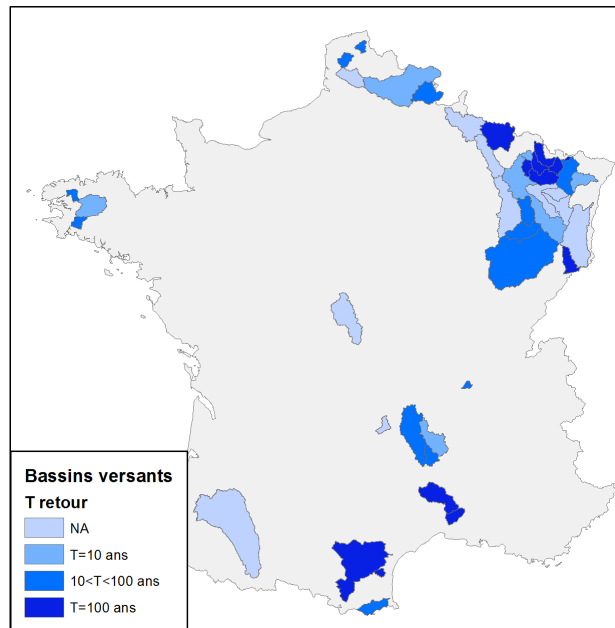


Figure 4.14 – Répartition géographique des 42 bassins versants utilisés et période de retour des évènements disponibles.

Les emprises observées qui forment les données de calage du modèle concernent généralement quelques tronçons des bassins que nous étudions. Le modèle VESPINE travaillant à partir de bassins versants complets, il a été nécessaire de définir une limite de la zone d'étude, afin de ne calculer les performances de la méthode que sur les zones où l'observation existe. Cette étape permet de ne pas artificiellement baisser les performances en travaillant sur le bassin entier, car le modèle engendrerait un nombre artificiellement accru de fausses alertes.

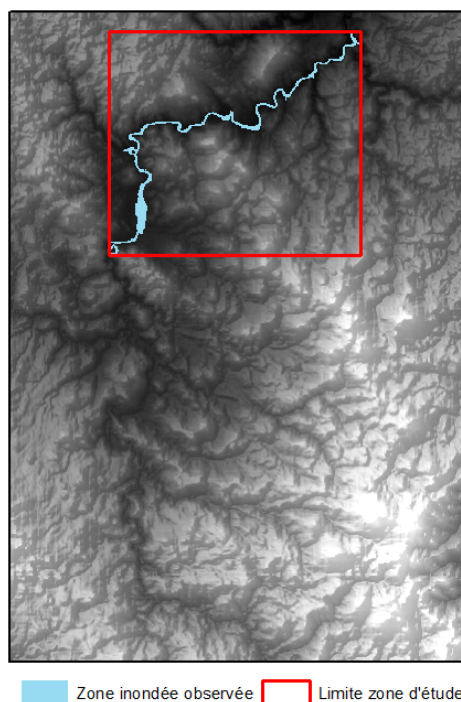


Figure 4.15 – Exemple de zone d'étude réduite pour correspondre à l'emprise observée.

### 4.3.2 Modélisation à 1 paramètre

#### 4.3.2.1 Analyse des performances

Les trois paramètres de VESPINE ont dans un premier temps été comparés séparément, afin de mesurer leur impact propre sur le modèle. Pour cela, et pour le reste de l'étude, nous avons utilisé les quatre critères de performances spatiaux définis en section 3.3.2 :

- *POD* ( $[0; 1]$ , opt. 1), la proportion de pixels observés intersectés par le modèle mais qui ne mesure pas les fausses alertes, et peut donc être trompé par une large surestimation ;
- *FAR* ( $[0; 1]$ , opt. 0), le taux de fausses alertes, qui calcule simplement le pourcentage de pixels simulés inondés mais observés secs, sans prendre en compte les alertes manquées, impliquant qu'une absence d'inondation peut entraîner une performance optimale pour ce critère ;
- *BIAS* ( $[0; +\infty[$ , opt. 1), une mesure du biais, indiquant une surestimation globale si supérieur à 1 et une sous-estimation globale si inférieur à 1, bien qu'un *BIAS* à 1 n'indique pas une simulation parfaite ;
- *CSI* ( $[0; 1]$ , opt. 1), équivalent au *Fit* de Bates et al. (2003), donnant une note globale à la simulation, en pénalisant à la fois les sur- et sous-estimations, mais sans préciser les défauts du modèle. Un *CSI* de 1 indique cependant une simulation parfaite.

Les valeurs des paramètres ont été, pour chaque bassin, calées à l'aide d'une méthode « pas à pas » cherchant le paramètre offrant le meilleur *CSI*, puisqu'il s'agit d'un critère global.

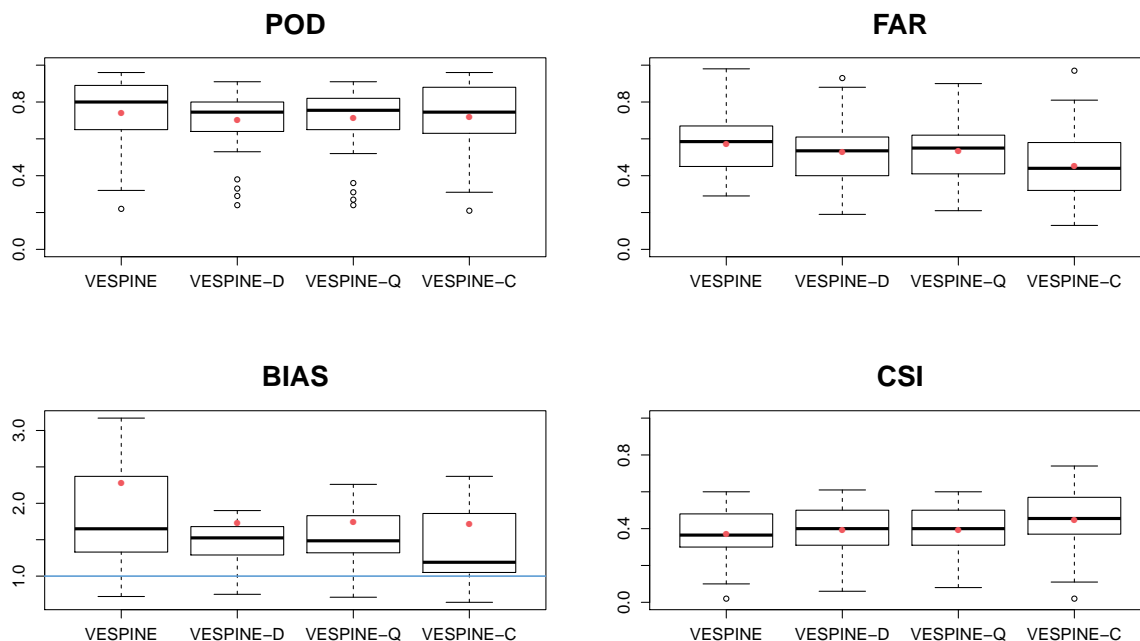


Figure 4.16 – Performances des modèles VESPINE à un paramètre comparés à la version sans paramètres pour l'échantillon de 42 bassins versants testé.

La figure 4.16 présente les performances obtenues par VESPINE pour les trois différents paramètres (conditions de durée, de débordement et de surface) ainsi que pour la version sans paramètres. Concernant le *POD*, les modèles présentent des performances similaires, notamment si l'on s'intéresse à la médiane. Les distributions sont en revanche plus resserrées pour les paramètres  $K_D$  et  $K_Q$ , qui permettent indirectement de réduire le volume débordé, mais ils présentent tous deux une médiane et une moyenne légèrement plus basse. Concernant le taux de fausses alertes (*FAR*), la différence est plus claire, le paramètre  $K_C$  présentant la meilleure moyenne,

la meilleure médiane et la meilleure dispersion. Cependant, les valeurs du critère restent fortes (médianes entre 0,44 et 0,58, moyennes entre 0,45 et 0,57), impliquant une surestimation globale de l'inondation. On s'attendrait pourtant à majoritairement sous-estimer l'emprise de crue étant donné que les crues décennales ne représentent qu'une minorité dans l'échantillon, constitué en grande partie d'évènements rares. Mais le *BIAS* vient confirmer cette observation, avec une médiane oscillant entre 1,2 ( $K_C$ ) et 1,65 (sans paramètres), soulignant la surestimation du modèle. Les moyennes, elles, sont relativement proches pour chacun des trois paramètres. Enfin, en ce qui concerne le *CSI*, que l'on peut interpréter comme une note globale de la simulation, les médianes varient entre 0,36 et 0,45, certainement pénalisées par la large surestimation du modèle. Globalement, les meilleures performances sont obtenues pour le paramètre de surface,  $K_C$ , indiquant sans surprise l'importance de définir correctement le réseau hydrographique. Néanmoins, cela ne semble pas être suffisant, puisque même avec ce paramètre, le modèle continue à surestimer l'emprise générale. C'est pourquoi les paramètres qui agissent directement sur le volume ( $K_D$  et  $K_Q$ ) ne sont pas dénués d'intérêt. En revanche, compte-tenu des performances obtenues et, tout simplement, de la flexibilité du paramètre  $K_D$  dans l'équation du volume débordé, il semble préférable de garder ce dernier plutôt que  $K_Q$ . Les valeurs de *CSI* sont cependant relativement faibles comparées à d'autres études, comme par exemple celles de Horritt et Bates (2001a,b, 2002) dans lesquelles on retrouve notamment les modèles hydrauliques LISFLOOD-FP et TELEMAC-2D utilisés sur une poignée de bassins. Les performances de ces derniers en termes de *Fit*, critère strictement équivalent au *CSI*, varient généralement entre 0,4 et 0,85, tandis que VESPINE-C offre des performances entre 0,1 et 0,75, si l'on ne considère pas l'outlier à 0,02. Différents facteurs peuvent tenter d'expliquer ce résultat : les performances varient d'abord en fonction des bassins testés, certains s'avérant très performants, mais l'évènement, sa période de retour, la résolution du MNT et sa précision verticale sont aussi des facteurs qui peuvent jouer. La simplicité du modèle est également un élément déterminant, surtout si on compare ce dernier à d'autres modèles comme TELEMAC-2D.

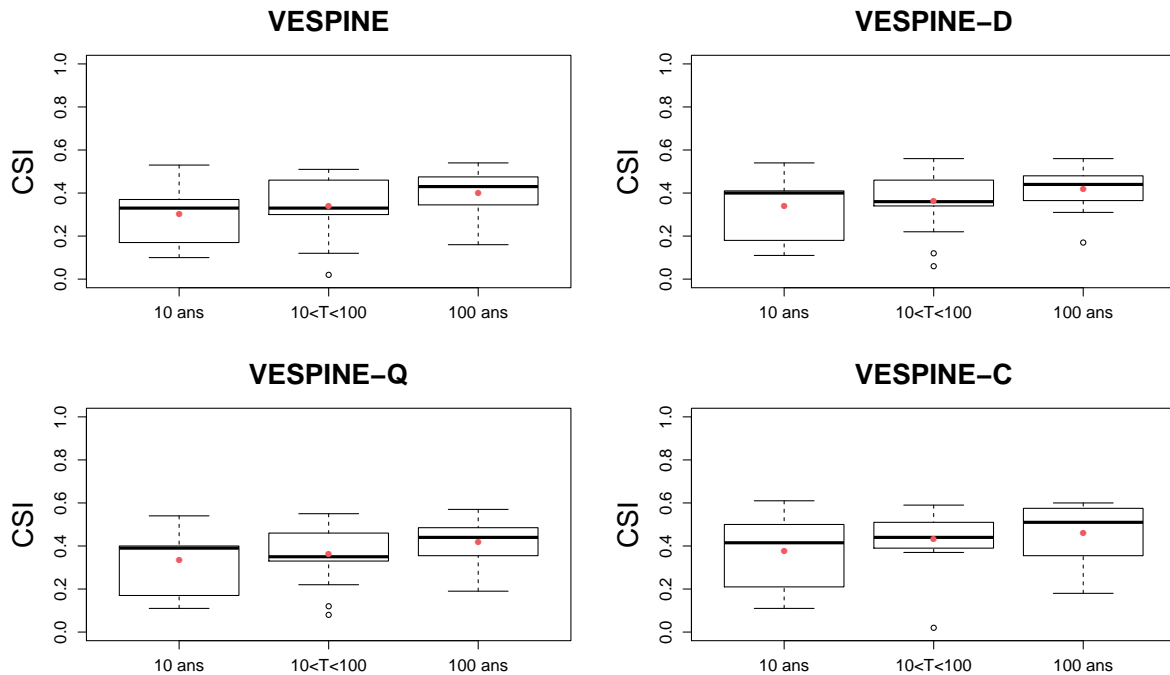


Figure 4.17 – Performances des quatre modèles VESPINE en fonction de la période de retour des évènements, lorsque celle-ci est connue, pour l'échantillon de 42 bassins versants.

Il est également possible de s'intéresser aux performances sous l'angle de la période de retour.

La figure 4.17 présente les  $CSI$  obtenus par les quatre modèles pour trois classes de période de retour : 10 ans, entre 10 et 100 ans, et 100 ans. Concernant le modèle original, sans paramètres, les performances semblent légèrement s'améliorer lorsque la période de retour croît. Cette observation reste vraie lorsque l'on ajoute les paramètres, même si les différences peuvent s'avérer faibles. Ainsi, bien que le modèle parte des quantiles de débit décennaux, il modélise mieux les très fortes crues, la méthode développée ayant tendance à surestimer les volumes de crue débordés.

#### 4.3.2.2 Cartographie de l'inondation

La figure 4.18 permet de visualiser l'évolution du modèle VESPINE à travers l'exemple du bassin versant de la Vezouze, affluent de la Meurthe. Les données observées concernent un linéaire d'une trentaine de kilomètres sur lequel les différents modèles VESPINE ont été appliqués. VESPINE-D et -Q montrent distinctement ce que l'on observe à partir des critères de performance. Les données observées ne concernent que la rivière principale mais pas les éventuels affluents tandis que VESPINE inonde tous les pixels rivières définis par la méthode SHYREG. Ainsi, pour les trois premières versions du modèle, on observe une surestimation due à ces affluents non représentés dans l'observation ou bien non inondés lors de l'évènement (aucune indication ne précise cela). Les conditions de durée ( $K_D$ ) et de débordement ( $K_Q$ ) permettent de réduire légèrement le volume débordé et d'améliorer les performances de quelques points mais ils ne résolvent pas le problème des affluents. Seul le paramètre  $K_C$  permet de limiter de manière adéquate l'emprise de l'inondation, diminuant ainsi les fausses alertes et augmentant la performance globale de près de 10 points.

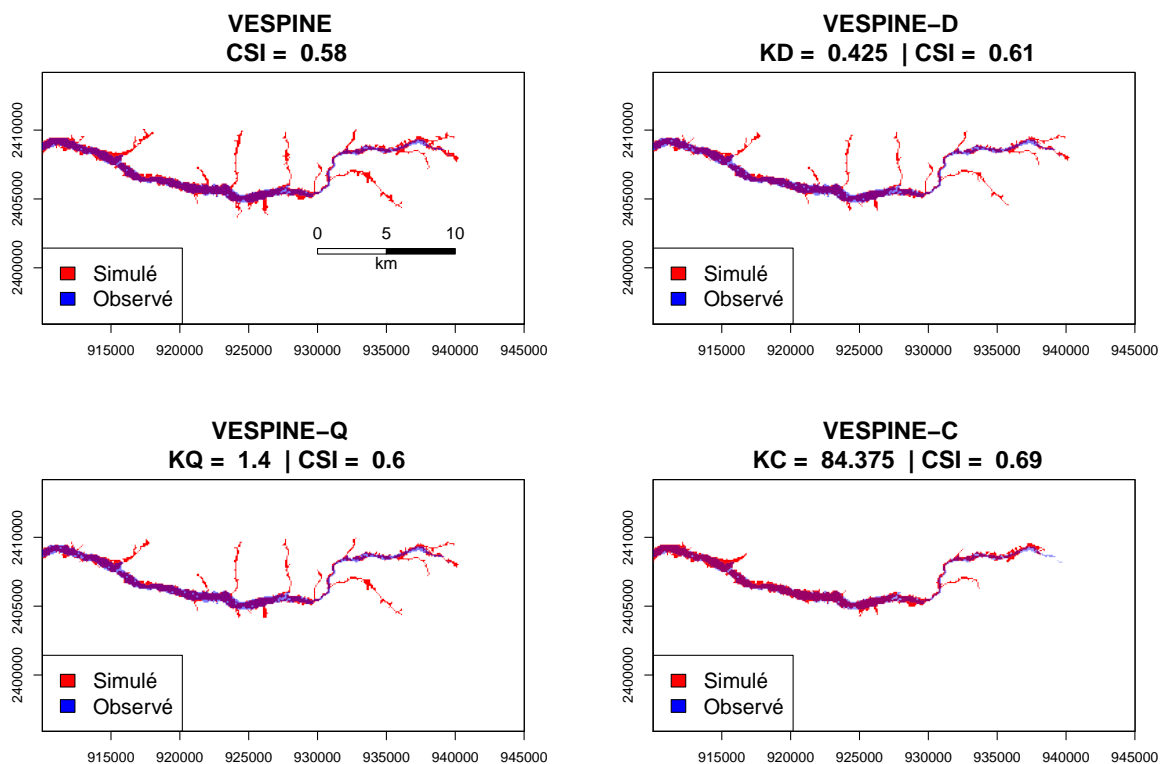


Figure 4.18 – Cartographie de l'évolution des modèles VESPINE à un paramètre sur le bassin versant de la Vezouze (A6571110) en fonction du paramètre utilisé.

Cependant, l'incertitude autour des affluents ne permet pas d'évaluer de façon tout à fait convenable le modèle. Les fausses alertes qui sont réduites par les paramètres peuvent n'être



qu'une absence de données sur la zone considérée. Néanmoins, sans de plus amples informations, il est nécessaire de considérer les emprises observées comme vraies si l'on souhaite évaluer le comportement du modèle dans diverses situations. Cela n'empêche pas de garder en mémoire le caractère incertain des données dites observées qui nous servent de référence.

### 4.3.2.3 Analyse des paramètres

L'utilisation d'un des trois paramètres de VESPINE permet d'accroître les performances du modèle, même si ces dernières restent faibles par rapport à ce que l'on espérait. Il peut néanmoins s'avérer intéressant d'étudier de plus près les valeurs que prennent ces paramètres, afin d'analyser le comportement du modèle.

La figure 4.19 présente les valeurs prises par les trois paramètres, pour l'échantillon des 42 bassins versants, et leurs valeurs en fonction de la période de retour de l'évènement. Les paramètres évoluent dans un large intervalle de valeurs,  $K_D$  variant entre 0,075 et 2,8,  $K_Q$  entre 0 et 2,8 et  $K_C$  entre 0 et 1025 km<sup>2</sup>. Cela signifie que, sur nos 42 bassins, il est possible de rencontrer des situations extrêmement variées : il peut arriver que le modèle surestime le volume de crue débordé ( $K_D < 1$  ou  $K_Q > 1$ ) ou au contraire qu'il la sous-estime ( $K_D > 1$  ou  $K_Q < 1$ ) et qu'il soit nécessaire d'augmenter le volume réparti. Néanmoins, la médiane de  $K_D$  est de 0,56, et celle de  $K_Q$  de 1,3, impliquant une tendance majoritaire à la surestimation, le volume calculé étant le plus souvent trop important. Il est plus difficile d'analyser la répartition du paramètre  $K_C$  car celui-ci dépend fortement de l'étude qui a créé les couches d'inondation observée. En effet, leur contexte n'est pas connu, certaines rivières ayant pu être arbitrairement privilégiées à d'autres, rendant difficile la définition d'un réseau hydrographique cohérent sur lequel réaliser notre étude.

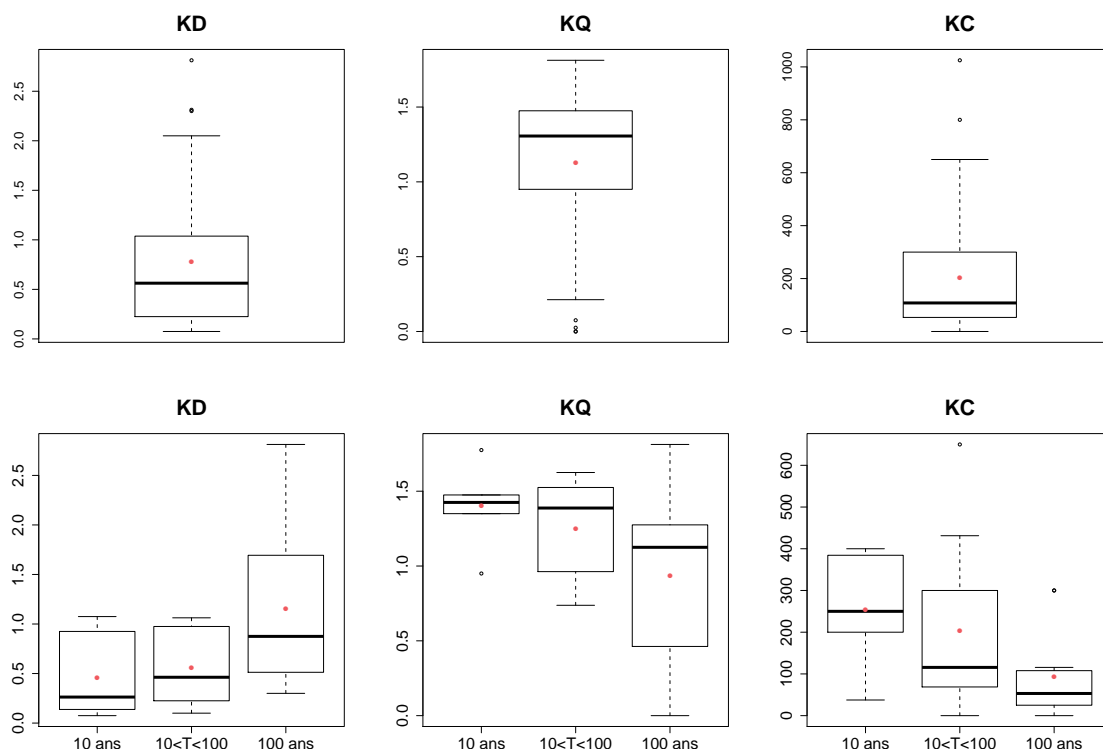


Figure 4.19 – Répartition des paramètres des modèles VESPINE en fonction de la période de retour des évènements, lorsque celle-ci est connue, pour l'échantillon de 42 bassins versants.

Si l'on s'intéresse à présent aux périodes de retour, on remarque que  $K_D$  est très majoritairement inférieur à 1 pour une période de retour de 10 ans, et prend des valeurs beaucoup plus fortes (jusqu'à 2,8) pour 100 ans. On observe une tendance similaire pour  $K_Q$ , qui cherche à augmenter

le volume pour les fortes périodes de retour, et pour  $K_C$ , qui densifie le réseau hydrographique dans le même cas. Néanmoins, ce ne sont que des tendances, ce comportement n'étant pas vérifié dans tous les cas. En effet, la médiane de  $K_D$  pour les fortes crues se situe aux alentours de 0,87, ce qui implique que pour une majorité de bassins, le modèle surestime aussi la période de retour de 100 ans.

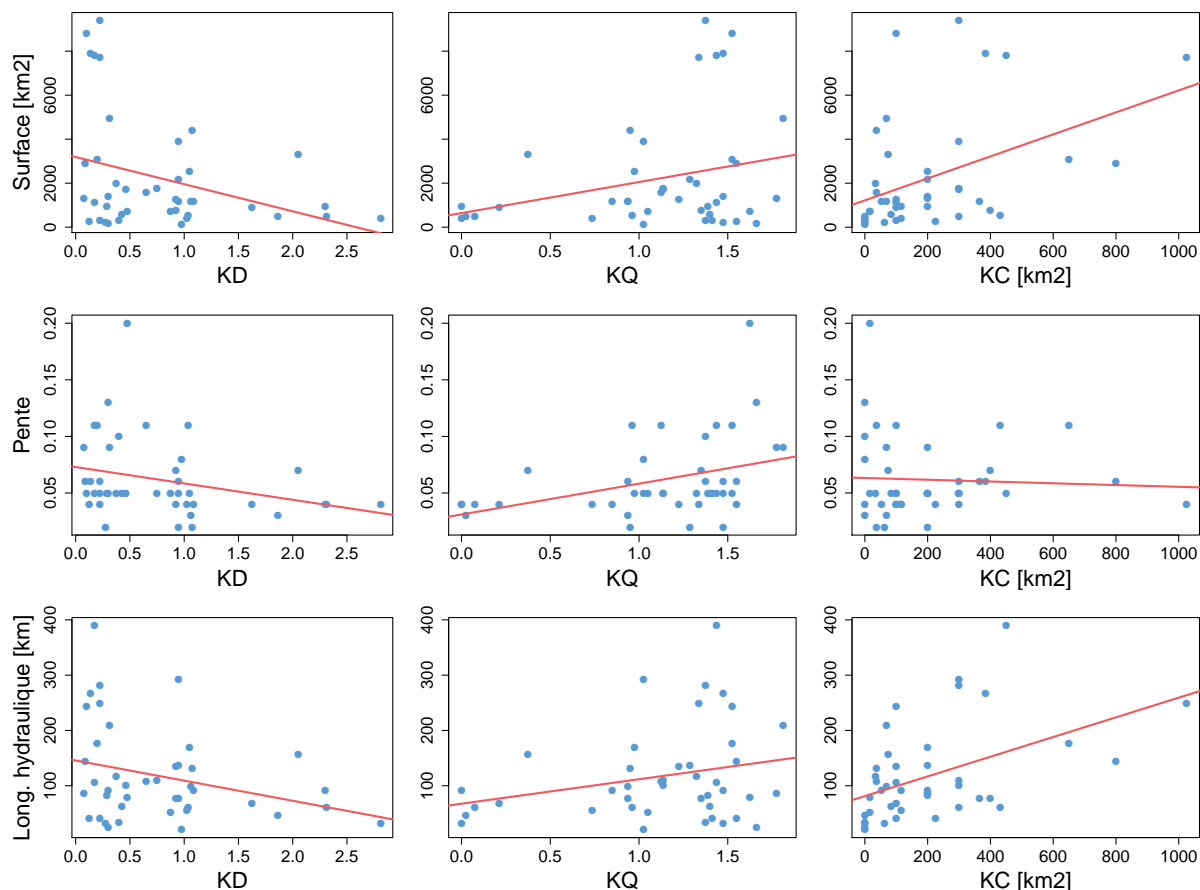


Figure 4.20 – Essais de régionalisation des paramètres du modèle à partir de caractéristiques physiques du bassin.

La paramétrisation du modèle s'avérant indispensable, il est important de vérifier si des relations simples existent entre les valeurs des paramètres calés et des caractéristiques physiques des bassins versants. La figure 4.20 présente quelques essais de régionalisation des trois paramètres en fonction de la surface du bassin versant, de la pente moyenne et de la longueur hydraulique maximale. Graphiquement, les valeurs des paramètres ne semblent pas corrélés à ces caractéristiques régionales, et les régressions linéaires confirment cette observation, le meilleur  $r^2$  obtenu étant de 0,2. Cela n'est pas forcément surprenant pour  $K_D$  et  $K_Q$  qui dépendent à la fois de l'intensité de l'évènement modélisé et de la géométrie du bassin. En revanche, on s'attendrait à avoir une relation plus forte entre  $K_C$  et des caractéristiques physiques, comme la surface du bassin, mais ce n'est pas le cas. Une étude plus poussée pourrait peut-être mettre en lumière un lien avec d'autres caractéristiques, mais cela n'est pas indispensable pour le moment.

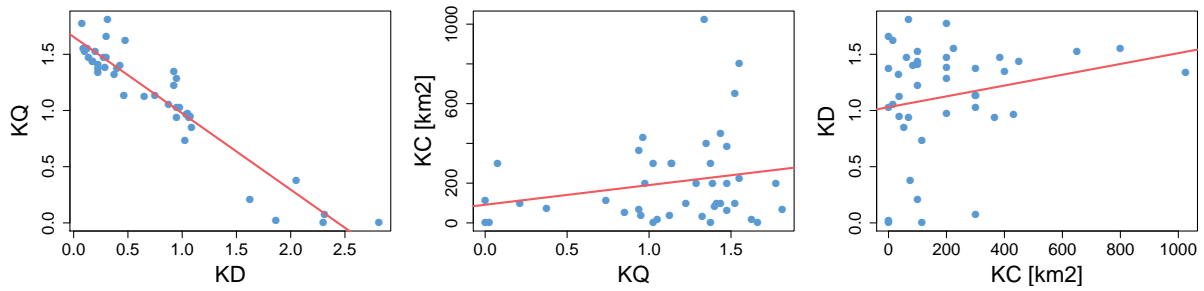


Figure 4.21 – Relations entre les paramètres du modèles, lorsqu'ils sont calés et utilisés séparément.

En revanche, les trois paramètres définis ne sont pas totalement indépendants les uns des autres. En effet,  $K_D$  et  $K_Q$  sont fortement liés, avec un  $r^2$  de 0,89 (Figure 4.21). En revanche,  $K_C$  varie lui indépendamment des autres paramètres. Ce résultat n'est pas surprenant puisque  $K_D$  et  $K_Q$ , malgré leurs définitions différentes, jouent un rôle très similaire au sein de l'équation du volume débordé (Eq. 4.7). Ces deux paramètres sont corrélés et mènent à des performances très proches (légèrement plus faibles pour  $K_Q$ , car  $K_D$  est plus flexible), ils sont donc redondants. La condition de débordement  $K_Q$  sera donc éliminée pour la suite de l'étude, au profit de la condition de durée et de celle de surface.

### 4.3.3 Modélisation à 2 paramètres

#### 4.3.3.1 Analyse des performances

L'analyse du comportement de VESPINE face à diverses corrections (les conditions de durée, de débordement et de surface) a permis de montrer que le modèle nécessitait une paramétrisation pour améliorer ses performances, mais que celles-ci restaient faibles par rapport aux attentes que l'on pouvait avoir. De plus, l'analyse des paramètres a permis l'élimination d'un des trois paramètres, car trop redondant.

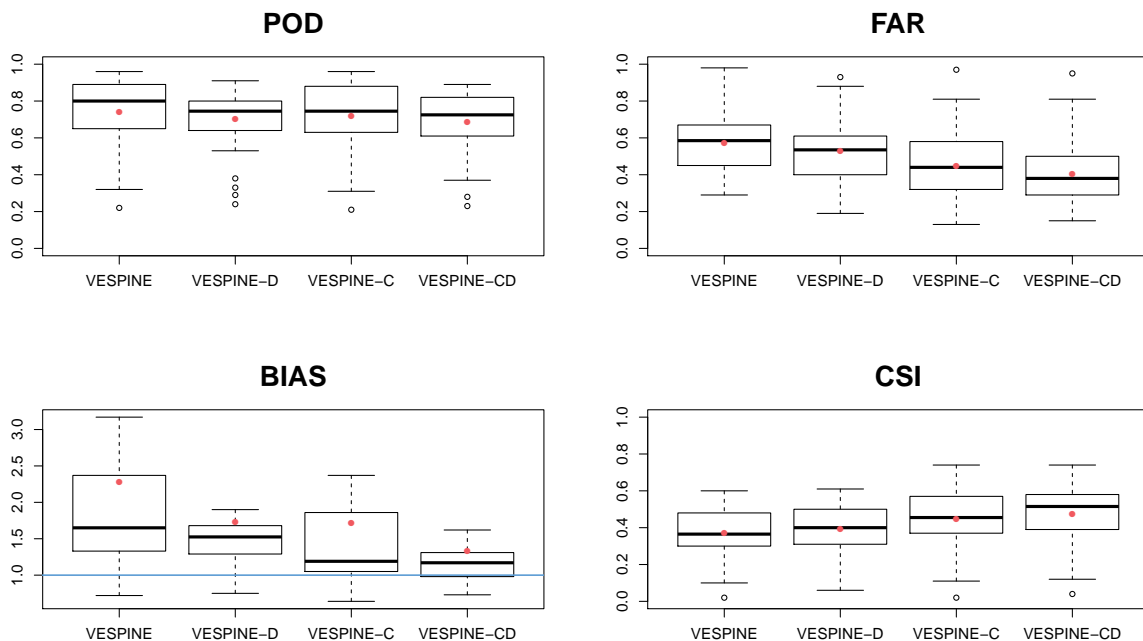


Figure 4.22 – Performances des modèles VESPINE à un et deux paramètres comparés à la version sans paramètres pour l'échantillon de 42 bassins versants testé.

Cela nous laisse donc deux paramètres,  $K_D$  et  $K_C$  qui, individuellement, impactent les performances du modèle mais de deux manières différentes. Le premier réduit ou augmente le volume débordé en fonction des besoins, tandis que le second densifie ou élargue le réseau hydrographique, afin de coller au mieux à l'observation. Il est donc naturel de chercher à coupler ces deux paramètres afin d'avoir un modèle qui adapte à la fois son volume et son réseau, dans l'espoir d'obtenir un modèle plus performant. La figure 4.22 présente les résultats précédents (VESPINE, VESPINE-D et VESPINE-C) auxquels a été ajouté VESPINE-CD, le modèle à deux paramètres.

Globalement, les performances sont améliorées, excepté pour le  $POD$  où l'on perd quelques points au niveau de la médiane (0,725 contre 0,745 pour les modèles un paramètre, et 0,8 pour le modèle d'origine). Mais ces quelques alertes manquées permettent de diminuer le taux de fausses alertes ( $FAR$ ) de plus de 5 points (0,38 contre 0,44 pour VESPINE-C). Le  $BIAS$ , quant à lui, se rapproche de 1, avec une médiane à 1,17, et surtout une dispersion beaucoup plus faible que pour les autres modèles. Le  $CSI$ , enfin, passe à 0,515, contre un maximum de 0,455 pour les anciens modèles. L'association de ces deux paramètres est donc majoritairement bénéfique, et permet d'allier les forces de chacun d'eux tout en diminuant les faiblesses.

La méthode de calage « pas à pas » rudimentaire développée pour ce modèle n'est cependant pas optimale. Si en théorie elle permet de trouver le meilleur ensemble de paramètres, en pratique elle s'en approche mais il arrive qu'elle n'y parvienne pas. Cet état de fait s'observe figure 4.23 où a été ajouté la modèle VESPINE-C|KD (lire *VESPINE-C sachant  $K_D$* ). Cette version de VESPINE cale les deux paramètres  $K_D$  et  $K_C$  successivement plutôt que simultanément. On remarque ainsi que les valeurs des critères de performance sont meilleures dans le cas du  $FAR$  et du  $BIAS$ , au prix de quelques alertes manquées ( $POD$  diminue). Le modèle est moins biaisé (médiane proche de 1) et réalise moins de fausses alertes tout en gardant un  $CSI$  équivalent. Cela tend à prouver que l'algorithme de calage n'est pas optimal et qu'un autre ensemble de paramètres pourrait permettre d'améliorer encore un peu les résultats. Néanmoins, les intervalles dans lesquels évoluent le  $CSI$  (0,06 - 0,74) et le  $POD$  (0,24 - 0,91) restent très larges et contiennent de nombreuses valeurs médiocres, tout comme le taux de fausses alertes ( $FAR$ ) qui demeure très important (autour de 0,35).

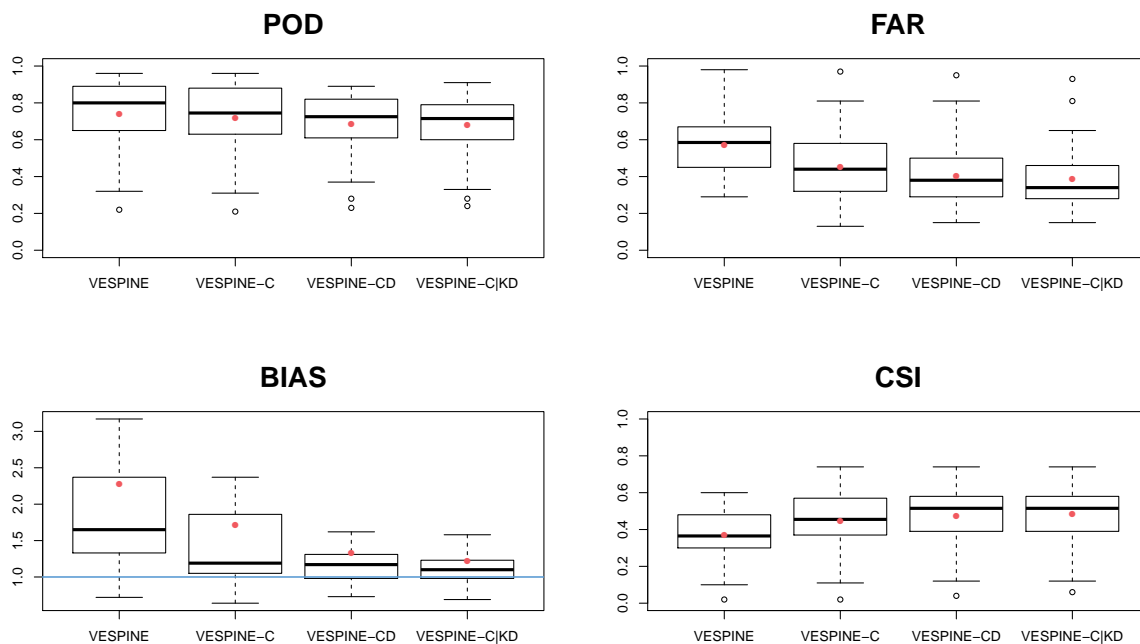


Figure 4.23 – Performances des modèles VESPINE à deux paramètres avec deux méthodes de calage comparés aux modèles avec un ou zéro paramètre.

### 4.3.3.2 Cartographie de l'inondation

Le bassin de la Vezouze permet d'illustrer le passage de un à deux paramètres (Figure 4.24) ainsi que le problème de l'algorithme de calage. L'utilisation du paramètre  $K_D$  en plus de la condition de surface permet de peaufiner l'étendue de la zone inondée mais n'améliore pas de manière flagrante les performances du modèle, du moins dans cet exemple. Il est ainsi possible de gagner de 1 à 3 points de  $CSI$  en fonction de la méthode de calage utilisée (successif ou simultané). On remarque effectivement que les performances sont meilleures et que les paramètres sont différents avec le calage successif alors que le calage simultané est censé trouver le meilleur couple de paramètres.

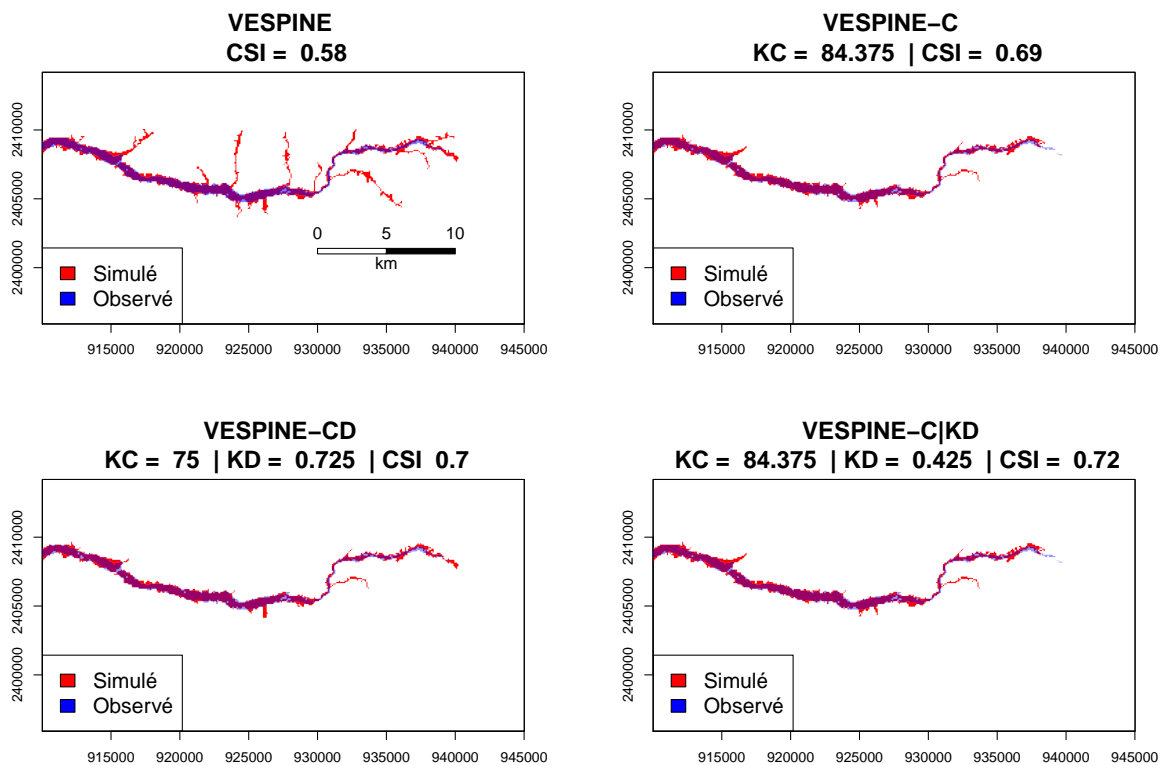


Figure 4.24 – Cartographie de l'évolution des modèles VESPINE à un et deux paramètres sur le bassin versant de la Vezouze (A6571110) en fonction des paramètres utilisés.

### 4.3.3.3 Analyse des paramètres

La figure 4.25 présente les valeurs optimales de paramètres trouvées par l'algorithme de calage pour quatre versions du modèle, VESPINE-D, VESPINE-C, VESPINE-CD et VESPINE-C|KD. Pour ce dernier, les valeurs de  $K_D$  sont par définition les mêmes que pour VESPINE-D. Ces graphes montrent que le calage simultané a tendance à augmenter les valeurs des paramètres, alors que le calage successif mène à une distribution des paramètres similaire à celle qu'on obtiendrait pour un calage indépendant. Cela reviendrait presque à coupler les valeurs de  $K_D$  et  $K_C$  obtenues pour les modèles à un paramètre, la valeur de  $K_D$  influant peu sur celle de  $K_C$ .

L'algorithme de calage simultané aurait donc plutôt tendance à moins diminuer le volume tout en élaguant plus le réseau hydrographique alors que cela n'est pas nécessaire pour obtenir de meilleures performances. Ainsi, il est possible que le modèle à deux paramètres se retrouve coincé dans des optimums locaux mal gérés par la version rudimentaire du calage « pas à pas », ce dernier présentant déjà, mais plus rarement, des difficultés dans ce type de situations.

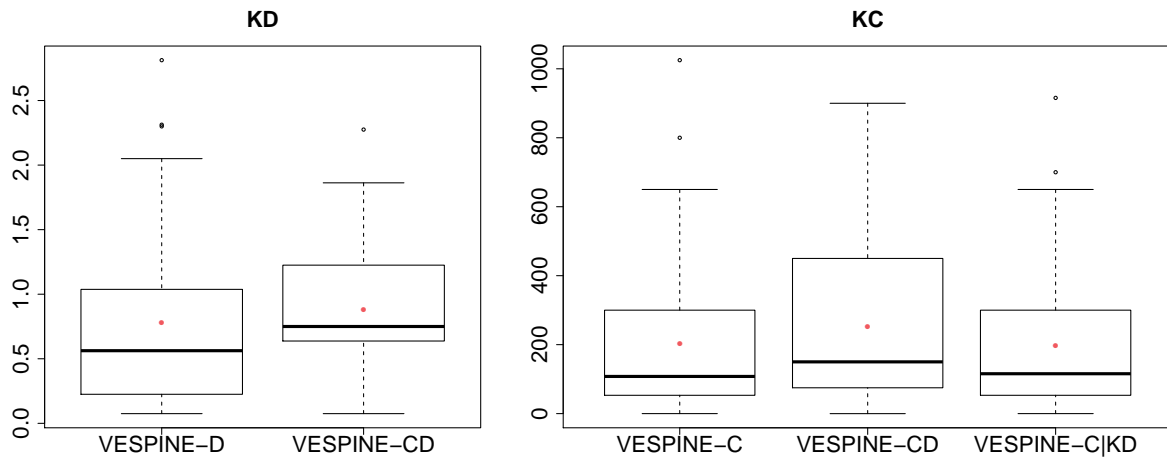


Figure 4.25 – Répartition des caractéristiques physiques des bassins versants considérés.

## 4.4 Bilan

Travailler directement sur les hauteurs d'eau et les inondations résultantes peut entraîner certaines difficultés puisque cette variable est fortement liée à la géométrie locale. Une même hauteur d'eau peut ainsi avoir des conséquences en termes d'emprise d'inondation totalement antinomiques en fonction de la zone d'application. Il est bien entendu préférable de travailler avec des variables intermédiaires, conservatives et que l'on peut propager le long du réseau hydrographique. La méthodologie VESPINE développée dans ce chapitre s'intéresse donc à la notion de volume de crue débordé afin de calculer des hauteurs d'inondation adaptées aux différentes géométries du bassin versant. Le volume de crue se dérive facilement du débit, variable qui croise une information de hauteur d'eau avec la géométrie locale.

Afin d'être capable de déterminer une emprise d'inondation sur une majorité des rivières du réseau français, VESPINE construit des hydrogrammes synthétiques en triangle à partir des quantiles de débit de pointe SHYREG et de la méthode SOCOSE. Le débit maximal est approximé par le quantile décennal tandis que le débit de débordement est lui supposé égal au débit biennal. La durée du débordement est déterminée à partir de la durée caractéristique de crue, définie dans la méthode SOCOSE en fonction de variables de bassin comme la surface, la pluviométrie annuelle ou la température moyenne. Ces hydrogrammes servent à calculer le volume de crue débordé, défini comme l'aire sous la courbe entre le débit de pointe et le débit de débordement.

A partir du volume débordé, VESPINE déroule un algorithme récursif de répartition du volume de l'aval vers l'amont. Il s'agit, pour chaque pixel rivière défini par SHYREG, de répartir un volume sur les pixels drainés jusqu'à ce que la somme des petits volumes sur chacun de ces pixels soit égale au volume de crue débordé total calculé sur le pixel de départ. Cette répartition est répétée de l'aval vers l'amont jusqu'à ce que tous les pixels rivières aient été traités.

Néanmoins, les hypothèses sur la durée de la crue et le débit de débordement sont très fortes, et les premières analyses sur la sensibilité du modèle à ces hypothèses ont montré qu'elles pouvaient avoir un impact majeur sur le calcul de l'emprise. C'est pourquoi une paramétrisation de l'équation de calcul du volume de crue débordé a été proposée. Celle-ci ajoute trois paramètres,  $K_D$ ,  $K_Q$  et  $K_C$ . Le premier corrige l'hypothèse sur la durée, le second modifie la valeur du débit de débordement tandis que le dernier restreint la densité du réseau hydrographique (et donc le nombre de pixels rivières).

Ces paramètres ont d'abord été testés un par un, sur un échantillon de 42 bassins versants

sur lesquels existent des cartes d'inondation d'évènements antérieurs. A l'aide d'un algorithme de calage de type « pas à pas » et de fonctions objectifs comme le *CSI*, le modèle a adapté ses paramètres pour s'approcher au plus près de l'observation. Les analyses portant sur les modèles à un paramètre ont montré que le volume de crue initial était majoritairement trop important, le paramètre  $K_D$  étant le plus souvent inférieur à 1 et le paramètre  $K_Q$  majoritairement supérieur à 1. Mais malgré cela, les performances du modèle restent médiocres et reflètent une large surestimation de l'emprise. Le paramètre  $K_C$  permet à lui seul d'améliorer sensiblement ces performances et de s'approcher un peu plus de l'observation, mais n'est toujours pas suffisant.

Une corrélation entre  $K_D$  et  $K_Q$  ayant été démontrée, ce dernier paramètre a finalement été retiré, étant moins flexible que le premier. Le couplage de  $K_D$  et  $K_C$  permet de peaufiner les résultats obtenus avec les modèles à un paramètre, le *CSI* médian atteignant 0,55. Ce couplage a également permis de mettre en lumière de petits défauts de l'algorithme rudimentaire de calage, puisqu'un calage successif de deux paramètres permet l'obtention de performances souvent meilleures qu'un calage simultané.

Malgré tout, le modèle peine à fournir des performances acceptables. Si la densité du réseau hydrographique est un paramètre majeur (mais qui dépend finalement de la zone d'étude sur laquelle a été déterminée l'observation), c'est le calcul du volume débordé qui semble être le plus mal adapté, celui-ci étant calculé à partir d'un hydrogramme synthétique ne correspondant pas à la réalité de la crue.

La méthodologie de répartition des volumes, de l'aval vers l'amont, est également source d'incertitudes. Elle ne repose pas sur une loi de l'hydraulique mais simplement sur la géométrie du bassin telle que définie par le MNT. Elle part d'un hydrogramme synthétique avec crue et décrue mais considère l'ensemble du réseau dans un état quasi-stationnaire (la durée de la crue évoluant spatialement). Il s'agit donc de calculer l'emprise résultante d'un débit constant dont le volume débordé est équivalent à celui calculé par l'hydrogramme synthétique. De plus, le fait que le modèle répartisse les volumes de crue pixel rivière par pixel rivière entraîne inévitablement une surestimation globale due à une absence de conservation réelle du volume.





## Chapitre 5

# Dimension temporelle de l'inondation - Volume d'inondation potentiel et couplage de modèles hydrodynamiques

L'originalité du modèle VESPINE réside dans son algorithme de répartition du volume débordé déterminé à partir d'un hydrogramme synthétique. Cette méthodologie fournit une cartographie statique de l'inondation, attachée à une période de retour. Cependant, une étude de sensibilité a montré que cette méthode souffrait majoritairement d'une surestimation du volume, et d'un problème de délimitation du réseau hydrographique. Ainsi, bien que le modèle utilise les quantiles de débits décennaux, il surestime certaines crues centennales, rendant difficile l'interprétation des cartographies produites.

L'algorithme de répartition du volume est néanmoins intéressant, ce qui nous pousse à réaliser des études complémentaires fondées sur cette méthodologie. La difficulté principale de cette méthode est la nécessité d'ajouter en entrée des débits distribués sur le réseau hydrographique. Il faut donc un outil capable de fournir ces débits, et capable de définir le réseau convenablement, afin de limiter la paramétrisation du modèle. Il a donc été décidé d'introduire un modèle hydrologique en entrée, et d'adapter la méthodologie de VESPINE pour l'appliquer aux sorties de ce modèle, afin de répartir un *volume d'inondation potentiel*, le long du réseau hydrographique d'un bassin versant, à l'échelle régionale : cette nouvelle méthodologie, présentée dans ce chapitre, a donc été baptisée VIPER.

### 5.1 Volume d'Inondation Potentiel à l'Échelle Régionale (VIPER)

#### 5.1.1 Volume d'inondation potentiel

VIPER reprend l'algorithme de répartition de VESPINE et l'adapte au couplage avec un modèle hydrologique qui fournit les débits nécessaires au calcul du volume débordé. La figure 5.1 présente le concept de cette méthode : (i) pour chaque pixel rivière sur le réseau, le modèle hydrologique fournit un hydrogramme à un pas de temps donné, (ii) sur un pas de temps, le débit de débordement – ici une fois de plus fixé à  $Q_2$ , le débit biennal – permet de séparer la portion du volume qui reste dans le lit mineur (en rouge) de celle qui déborde vers le lit majeur (en bleu), (iii) le volume de plein bord est considéré comme sous-maille, en ce sens que notre résolution est trop grossière pour le faire apparaître, (iv) seul le volume débordant est réparti sur le bassin versant, de l'aval vers l'amont et pour chaque pixel rivière, avec l'algorithme de débordement de VESPINE.

Ainsi, la méthode fournit une cartographie de l'inondation pour chaque pas de temps, ajoutant de cette manière une dimension temporelle au modèle. Cependant, le débit étant considéré constant durant un pas de temps, le volume débordé sera maximisant, et la cartographie aussi :

c'est pourquoi on parlera de *volume d'inondation potentiel*, puisqu'il s'agit d'un volume maximal potentiellement débordé.

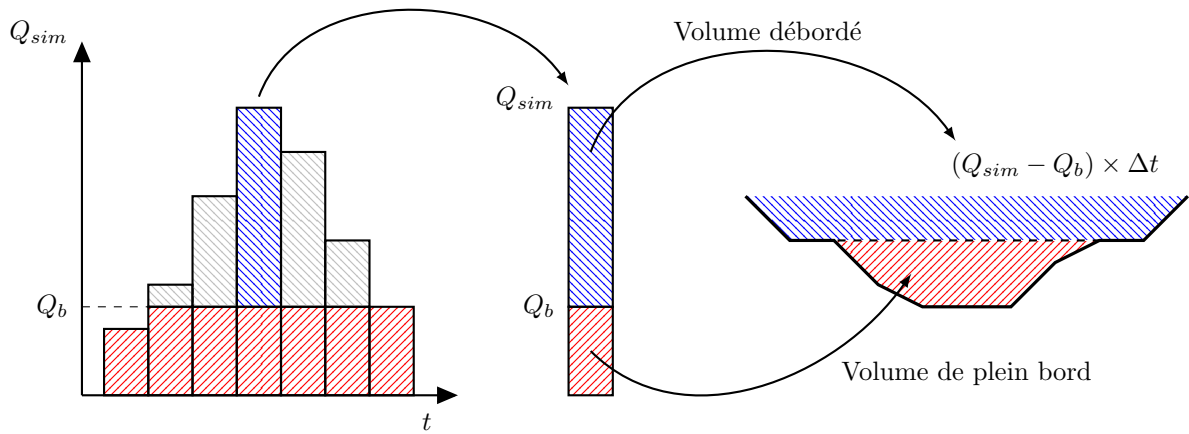


Figure 5.1 – Exemple d'hydrogramme pour un pixel rivière. Le débit de débordement est approximé par le débit biennal du pixel. La barre bleue représente le volume débordé pendant le pas de temps qui est ensuite réparti sur les pixels de lit majeur.

### 5.1.2 Modélisation hydrologique - GRSD

La méthodologie développée est en théorie adaptée à toute sorte de modèle hydrologique, tant qu'il est possible de dériver, d'une manière ou d'une autre, des débits distribués sur le réseau à partir des simulations hydrologiques. Ici, nous avons utilisé GRSD (de Lavenne et al., 2016), une version semi-distribuée du modèle GR5J (Figure 5.2), modèle pluie-débit conceptuel journalier à cinq paramètres (Le Moine et al., 2007), lui-même dérivé du modèle GR4J (Perrin et al., 2003). Ce modèle a d'abord été créé pour étudier l'impact de la distribution spatiale des précipitations sur les simulations de débits (Lobligeois et al., 2014). Il permet aujourd'hui de reproduire la variabilité spatiale des débits due aux précipitations, ce qui nous permet de représenter de façon explicite la répartition spatiale de l'inondation. Cependant, GRSD est un modèle *semi*-distribué, ce qui signifie qu'il ne fournit le débit que sur un certain nombre de points correspondant aux exutoires des sous-bassins définis dans le modèle.

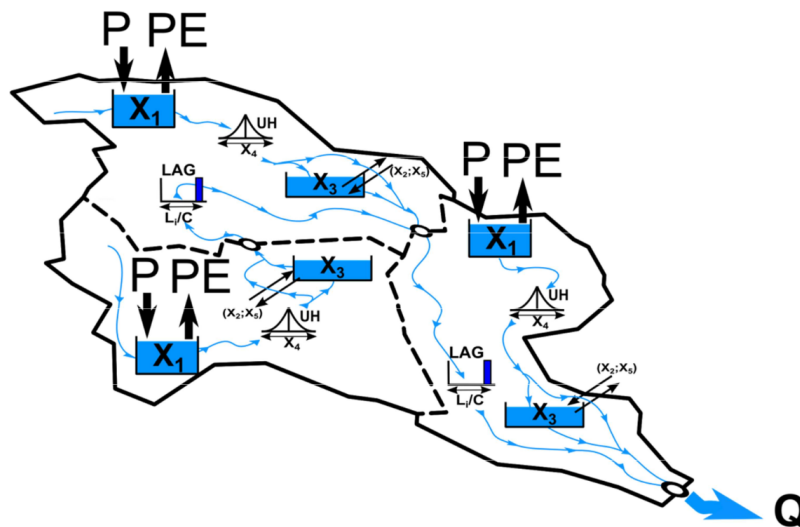


Figure 5.2 – Représentation schématique du modèle semi-distribué GRSD (extrait de Lobligeois et al., 2014).

L'approche permettant de distribuer les sorties de GRSD consiste à interpoler les débits en fonction de la surface amont drainée. Pour illustrer cette méthode, nous prendrons l'exemple du bassin versant fictif figure 5.3 auquel sont associés un MNT, des directions d'écoulement et des débits de débordement.

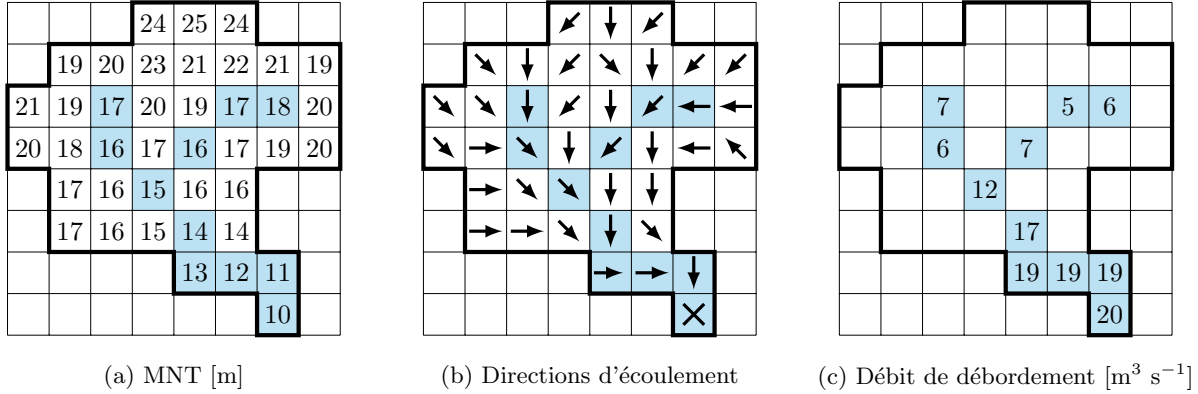


Figure 5.3 – Bassin versant fictif avec MNT, directions d'écoulement et débits de débordement correspondant, servant d'exemple pour la description de la méthodologie.

L'équation 5.1 permet d'associer à chaque pixel rivière un débit à partir de l'exutoire amont le plus proche et de l'exutoire aval (Figure 5.4.b). En effet, le maillage de GRSD crée un ensemble de sous-bassins (ici en bleu, rouge et vert dans l'exemple, figure 5.4.b) dont le débit est modélisé pour chacun des exutoires. Ainsi, pour un pixel rivière intermédiaire, il existe un ou plusieurs débits amont et un débit aval. Grâce à la surface amont drainée (Figure 5.4.a), l'algorithme distribue le débit sur ces pixels intermédiaires, permettant l'obtention de débits distribués le long du réseau hydrographique (Figure 5.4.c). Ce dernier est défini à partir des exutoires des sous-bassins, eux-mêmes fonctions de la surface minimale définie dans le maillage pour déterminer les sous-bassins. Ainsi, les exutoires les plus en amont formeront les « sources » du réseau hydrographique étudié. La surface minimale du maillage a donc le même rôle que le paramètre  $K_C$  avait pour VESPINE.

$$Q = Q_{up} + \frac{A_D - A_{D,up}}{A_{D,down} - A_{D,up}} \times (Q_{down} - Q_{up}) \quad (5.1)$$

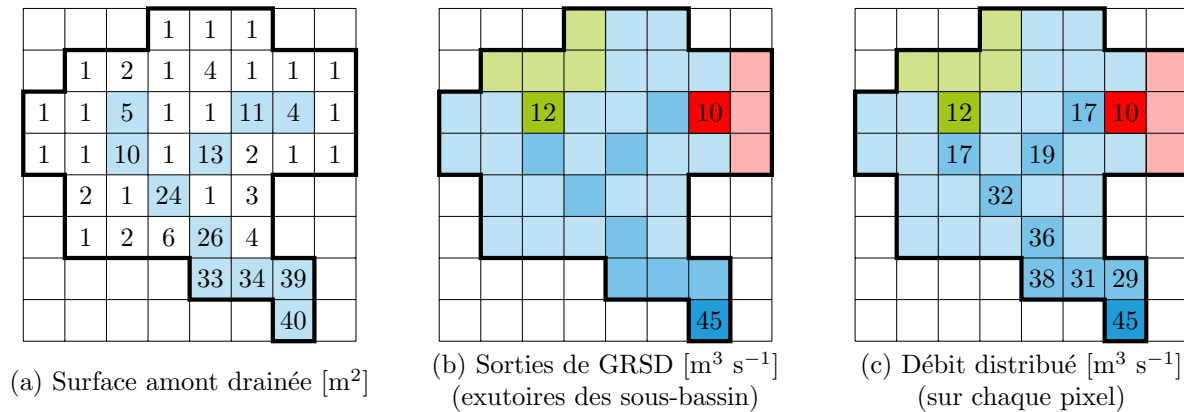


Figure 5.4 – Exemple de distribution des débits issus des simulations de GRSD pour un bassin fictif. (a) Surfaces amont drainées calculées à partir du MNT, (b) Sorties de GRSD pour les exutoires des sous-bassins pour un pas de temps, (c) Débits distribués sur le réseau hydrographique avec l'équation 5.1.



des débordements, les deux cas d'étude retenus sur lesquels le modèle sera validé, un rappel sur la méthodologie de validation et une analyse des performances du modèle.

### 5.2.1 Données disponibles et modélisation hydrologique

Pour simuler des événements avec VIPER, nous avons choisi de coupler le modèle hydrologique GRSD à notre méthodologie de calcul du débordement des rivières. Ainsi, les événements sur lesquels VIPER sera appliqué doivent correspondre à des bassins qui possèdent suffisamment de stations et de longueurs de séries temporelles concomitantes pour caler le modèle pluie-débit semi-distribué, et ils doivent posséder une image de l'inondation observée de qualité pour calculer les performances du modèle.

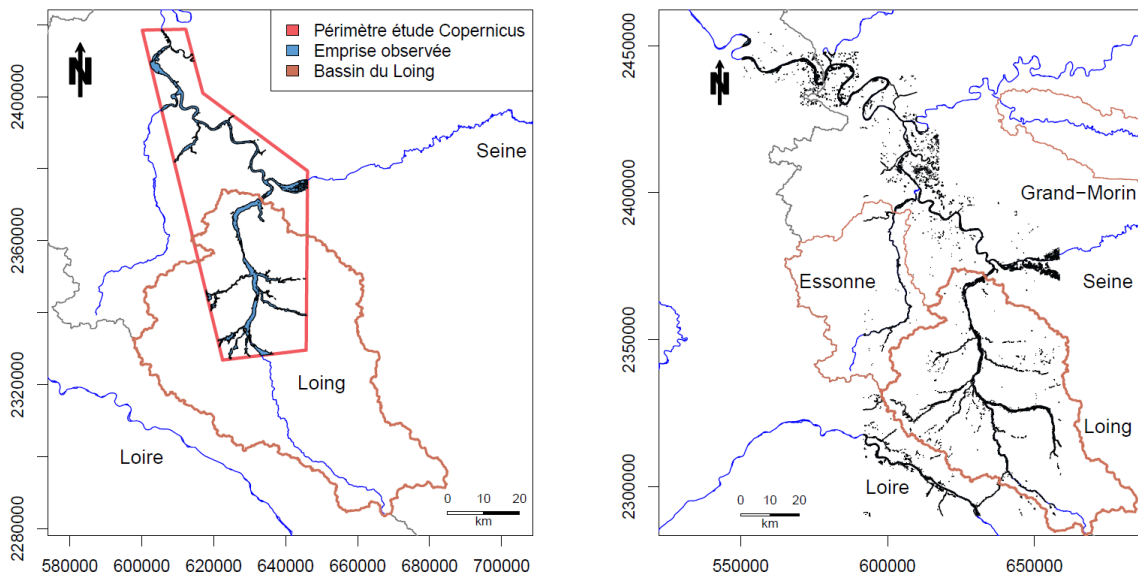


Figure 5.6 – Cartographies de l'inondation créée par la crue de mai-juin 2016 sur une partie de la Seine et du Loing selon les activations EMSN028 (à gauche) et EMSR165 (à droite) du Copernicus Emergency Management Service (©2016 European Union).

Ainsi, parmi la quarantaine de bassins utilisés pour VESPINE, nous n'avons retenu que le bassin versant du Gardon et l'évènement de septembre 2002. A cela s'est ajouté l'évènement de mai-juin 2016 qui a touché le bassin versant du Loing (Section 3.2.3). Pour ce dernier, deux cartographies observées sont disponibles, celle de l'activation EMSR165 (première cartographie réalisée par le service) et celle de l'activation EMSN028 (©2016 European Union), et elles seront toutes les deux utilisées pour valider le modèle (Figure 5.6). Concernant le bassin du Gardon, la cartographie récupérée sur le site de la DREAL Occitanie servira de référence (Figure 5.7), bien que l'origine de cette carte ne soit pas clairement établie (observation, modélisation...).

Pour le calage du modèle hydrologique, les données de précipitations sont issues de la ré-analyse SAFRAN (Vidal et al., 2010) et les données de débits sont celles de la banque HYDRO (Leleu et al., 2014). Le débit de débordement est quant à lui assimilé au débit biennal journalier distribué selon la méthode SHYREG (Arnaud et al., 2014).

Afin de s'approcher des conditions réelles de prévision des inondations, le modèle pluie-débit est calé sur la moitié des données disponibles (environ 10 ans pour les deux bassins) et validé sur l'autre moitié. Les résultats en validation sur l'évènement considéré sont ensuite utilisés comme entrée du modèle d'inondation.

En ce qui concerne les données topographiques, le MNT SRTM d'une résolution de 100 m (Section 3.1) sera utilisé à la fois pour le maillage du modèle hydrologique pour calculer les sous-bassins versants et pour la répartition des volumes d'inondation potentiels au sein de VIPER.

La surface amont drainée cible pour la définition des bassins versants sera de 100 km<sup>2</sup> pour le Loing (3900 km<sup>2</sup>) et de 50 km<sup>2</sup> pour le Gardon (1600 km<sup>2</sup>).

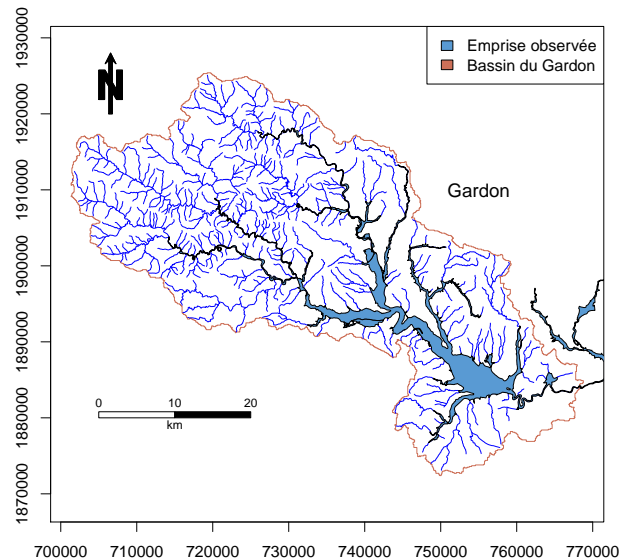


Figure 5.7 – Cartographie de l'inondation créée par la crue de septembre 2002 sur le bassin versant du Gardon selon la DREAL Occitanie.

### 5.2.2 Cas d'étude : Évènements de mai-juin 2016 et septembre 2002

L'évènement qui a touché le sud-est de la France au début du mois de septembre 2002 (principalement entre le 08 et le 09/09) est le résultat de deux épisodes orageux ayant entraîné, sur le bassin étudié, près de 360 mm précipitations cumulées (Huet et al., 2003).

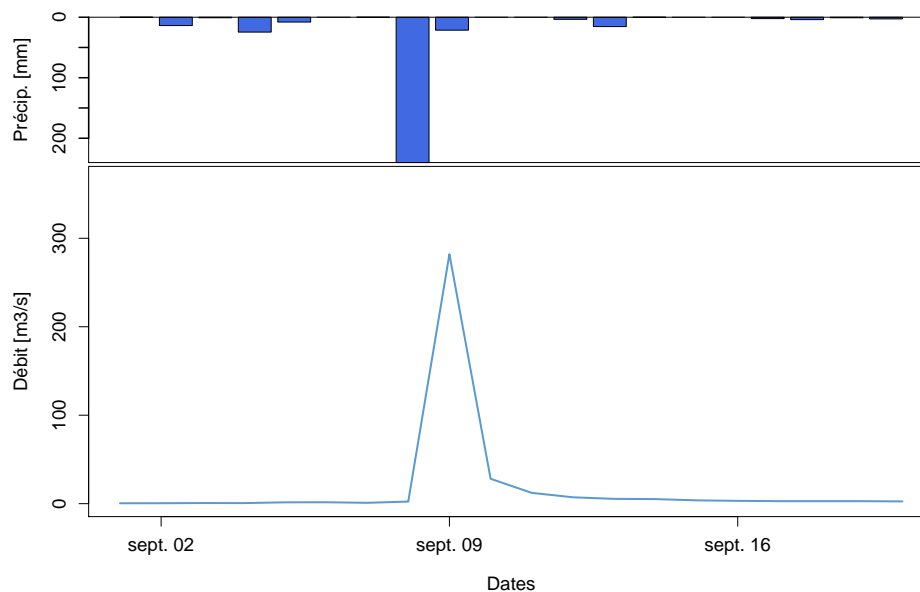


Figure 5.8 – Hydrogramme de crue journalier pour la station V7135010 (Gardon de Saint-Jean à Corbès) lors de l'évènement débordant de début septembre 2002.

Ponctuellement, cet évènement a atteint des valeurs record comme 687 mm en 24 heures au niveau de la ville d'Anduze (bassin du Gardon). La station de mesures à l'exutoire du bassin n'était plus en service pendant l'évènement, mais le débit journalier atteint plus en amont, au niveau du Gardon de Saint-Jean à Corbès est d'un peu moins de  $300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (Figure 5.8). A quelques kilomètres en aval de notre bassin, à Remoulins, près du Pont-du-Gard, le débit a été estimé entre 5000 et  $7000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Au total, ce sont 24 personnes qui ont perdu la vie, et des dégâts estimés à près de 1,2 milliard d'euros.

Le second évènement étudié est celui qui a touché le bassin versant du Loing entre fin mai et début juin 2016. Celui-ci est décrit en détail en Section 3.2.3. Il s'agit de l'évènement le plus intense jamais observé sur ce bassin, avec un cumul de précipitations atteignant les 130 mm en quelques jours et faisant suite à un cumul de 200 mm sur le mois de mai. Le débit atteint avoisine les  $500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Au total, cet évènement a occasionné la mort de quatre personnes et a engendré près de 1,4 milliard d'euros de dégâts.

Ces deux évènements sont de natures différentes, le premier correspondant à une crue rapide typique du sud-est de la France, le second étant lui consécutif à un mois de mai extrêmement humide et présentant une cinétique un peu plus lente.

### 5.2.3 Rappel méthodologique

Comme pour l'analyse des performances de VESPINE, celles de VIPER seront mesurées à l'aide des quatre critères *BIAS*, *POD*, *FAR* et *CSI* décrits en Section 3.3.2. Le premier, *BIAS*, est une mesure du biais, indiquant simplement si le modèle a plutôt tendance à sous-estimer ( $BIAS < 1$ ) ou à surestimer ( $BIAS > 1$ ). Le second, *POD*, mesure le pourcentage de cellules observées intersectées par le modèle, tandis que le *FAR* mesure le taux de cellules simulées inondées mais observées sèches (les fausses alertes). Enfin, le *CSI* est un critère intégrateur qui juge la simulation en pénalisant à la fois les surestimations et les sous-estimations.

Étant donné que VIPER fournit une cartographie de l'inondation pour chaque pas de temps, ici la journée, alors que les observations ne donnent qu'un aperçu de l'emprise maximale, il est nécessaire de fusionner les empreintes journalières simulées afin d'obtenir un équivalent de l'emprise maximale, comparable aux observations.

### 5.2.4 Performances du modèle

Comme précisé précédemment, le modèle VIPER fournit une carte de l'inondation pour chaque pas de temps. Le modèle pluie-débit étant un modèle journalier, VIPER fournit une carte pour chaque jour. Les figures 5.9 et 5.10 présentent les huit cartes générées sur le bassin versant du Loing, et la figure 5.11 les six réalisées pour le Gardon.

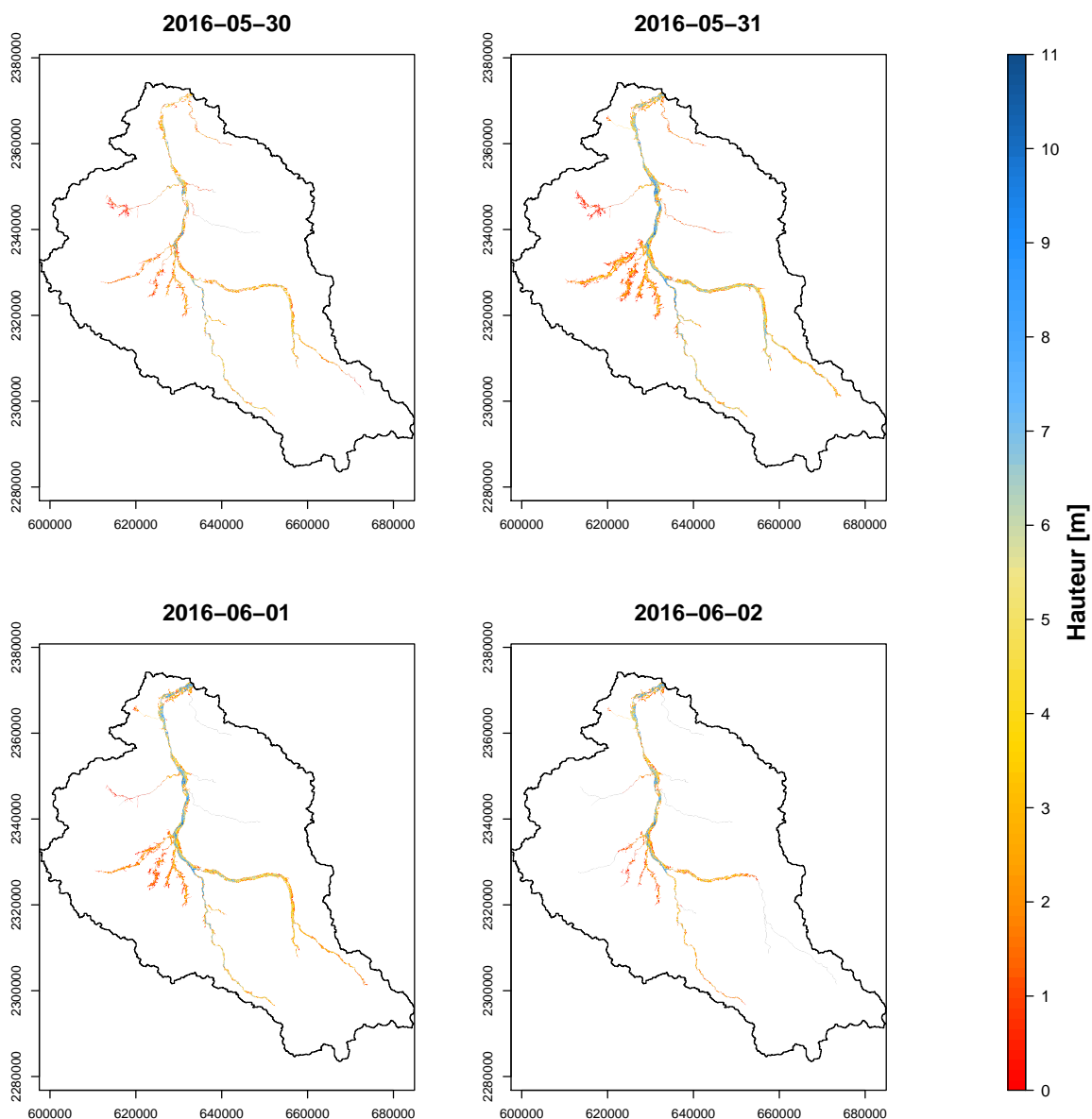


Figure 5.9 – Cartes produites par le modèle VIPER pour les quatre premiers jours de l'évènement sur le bassin versant du Loing. Ces cartes montrent le début du débordement ainsi que le commencement de la décrue, suivant les données de débits simulés par le modèle hydrologique GRSD et présente les emprises d'inondation calculées avec les hauteurs d'eau correspondantes. Les pixels gris représentent la partie du réseau hydrographique qui n'a pas débordé lors de la simulation.

Dans les deux cas, le modèle parvient, sans grande surprise, à reproduire la phase de montée des eaux ainsi que la récession. Ce qui peut surprendre, c'est la hauteur maximale atteinte par le modèle (11 m pour le Loing et près de 24 m pour le Gardon). Il faut néanmoins rappeler que le MNT SRTM fournit des altitudes entières qui sont donc des arrondis et rendent plus difficile la répartition du volume sur le lit majeur.

Concernant le Loing, l'ensemble du réseau semble être inondé à un moment ou à un autre. En revanche, pour le Gardon, les affluents amont Nord restent secs malgré une observation qui montre le contraire. Cela signifie que le débit de débordement – approximé au débit biennal issu de SHYREG – est supérieur au débit simulé par le modèle hydrologique. Deux interprétations sont possibles : soit le débit de débordement réel est plus faible, soit le modèle hydrologique a



sous-estimé la crue. Étant donné la présence de digues sur une partie de ce territoire, il paraît plus raisonnable d'interpréter cela comme une sous-estimation du débit par le modèle hydrologique, puisqu'il semble improbable que la rivière déborde tous les ans ou deux ans.

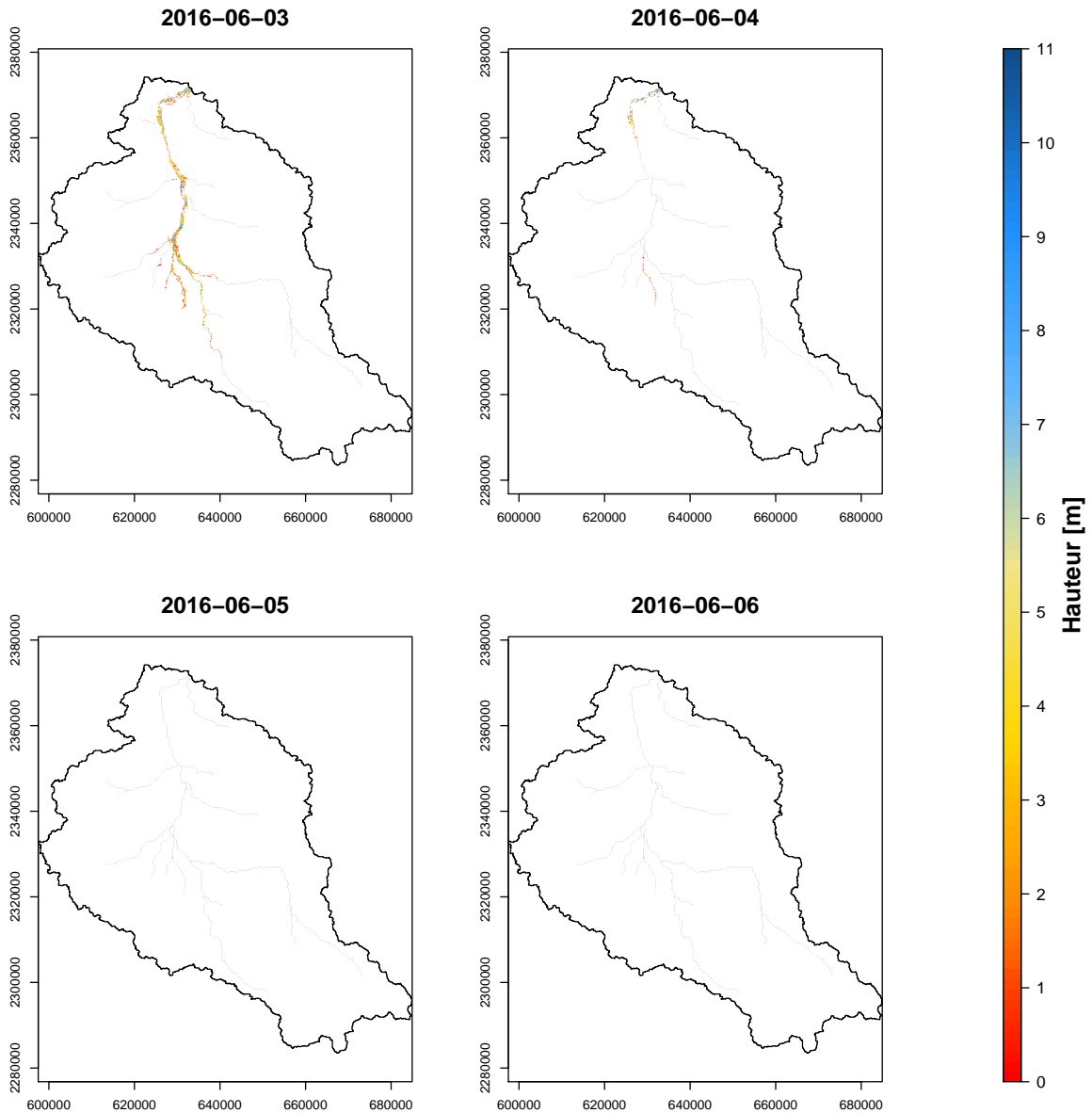


Figure 5.10 – Cartes produites par le modèle VIPER pour les quatre derniers jours de l'évènement sur le bassin versant du Loing. Ces cartes montrent la décrue et le retrait de l'eau. Les deux derniers jours correspondent à un débit simulé inférieur au débit de débordement (fixé à  $Q_2$ ), ne créant pas d'inondation. Les pixels gris représentent la partie du réseau hydrographique qui n'a pas débordé lors de la simulation.

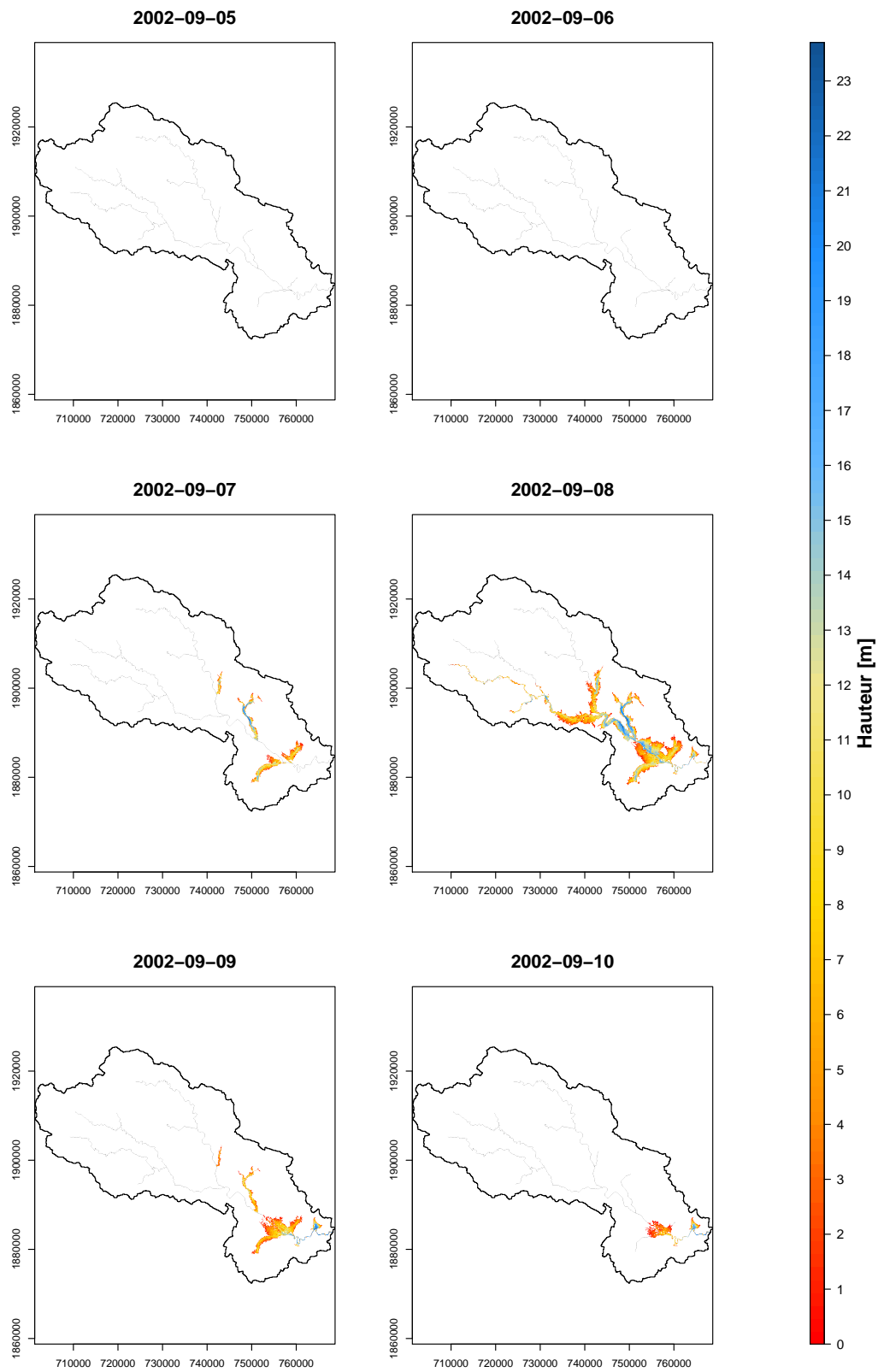


Figure 5.11 – Cartes produites par le modèle VIPER pour les six jours de l'évènement sur le bassin versant du Gardon. Les pixels gris représentent la partie du réseau hydrographique qui n'a pas débordé lors de la simulation.

Tableau 5.1 – Performances de VIPER pour les bassins versants du Loing (deux observations) et du Gardon avec le MNT SRTM à 100 m.

Évènement	<i>BIAS</i>	<i>POD</i>	<i>FAR</i>	<i>CSI</i>
EMSR165	1,80	0,77	0,57	0,38
EMSN028	1,07	0,70	0,34	0,51
Gardon	1,06	0,71	0,33	0,53

Le Tableau 5.1 présente les résultats du modèle appliqué sur le MNT SRTM de résolution 100 m pour les deux sources de données de validation sur le Loing et pour la seule disponible sur le Gardon. Si l'on s'intéresse dans un premier temps au Loing uniquement, on remarque une nette différence entre les deux sources de données. Sans grande surprise, en le comparant à l'activation EMSR165, le modèle semble surestimer la crue, avec un *BIAS* à 1,8 et un taux de fausses alertes avoisinant les 60%. Cela est principalement dû à la forme que prennent ces observations, parsemées de nombreuses zones d'accumulation déconnectées de la rivière. Elles ne comprennent, qui plus est, pas de post-traitement et ne sont que le reflet d'une image satellite à un instant  $t$ , qui n'est pas forcément le maximum de crue. En revanche, en ce qui concerne l'activation EMSN028, les performances sont beaucoup plus intéressantes, quasiment non biaisées (*BIAS* proche de 1), mais le modèle tend encore à surestimer la crue (*FAR* proche de 0,35). La sur- et la sous-estimation doivent donc s'équilibrer au sein du *BIAS*. Le *POD* plus faible confirme cette hypothèse, le modèle intersectant moins de cellules observées (relativement à l'activation) que pour l'autre observation. Le *CSI*, quant à lui, augmente de plus de 10 points, mais reste relativement faible par rapport à ce que l'on peut obtenir avec certains modèles hydrauliques.

La situation sur le Gardon est étonnamment très similaire à celle que l'on observe sur le Loing avec l'activation EMSN028, ce qui indique que cette activation est certainement préférable à la première. Ainsi, pour cet évènement pourtant différent en termes de cinétique, VIPER semble présenter les mêmes défauts : un mélange de sur- et sous-estimation de l'inondation, menant à une simulation non biaisée mais pas parfaite. Le *CSI* reste donc moyen, mais cela est tout de même encourageant, ces performances restant plutôt bonnes si on les compare aux résultats de VESPINE.

### 5.2.5 Influence du débit de débordement

Tout comme pour VESPINE, la connaissance du débit de débordement est un pré-requis pour l'utilisation de VIPER. Cependant, il n'existe pas de données détaillées à l'échelle de la France concernant ce paramètre. Il est donc nécessaire de lui assigner une valeur en première approximation, mais cela ne nous empêche pas de remettre en question par la suite nos hypothèses. Dans l'étude de Williams (1978) sur le débit de plein bord des rivières, ce dernier a comparé différentes méthodes pour évaluer cette variable, dont l'hypothèse selon laquelle les débits de débordement partagent une période de retour commune. Il a cependant montré que cette période pouvait s'étaler (sur son échantillon) de 1,01 à 32 ans ! Ainsi, notre hypothèse selon laquelle les rivières débordent à partir du débit biennal est fortement simplificatrice : nous avons donc testé deux variations de cette définition afin d'évaluer son impact sur les performances du modèle.

#### 5.2.5.1 Multiple du débit biennal

La modification la plus intuitive que l'on peut faire à cette définition est de supposer que le débit de débordement  $Q_b$  est un multiple du débit biennal. Ainsi, nous avons fait tourner VIPER sur les mêmes bassins et évènements avec un paramètre  $A$  variant de 0,25 à 5 avec un pas de 0,25 et tel que  $Q_b = A \times Q_2$ . La figure 5.12 présente les variations des performances pour nos trois cas et pour toutes les valeurs de  $A$ . La première observation que l'on peut faire est que l'optimum de chacun des critères est rarement atteint pour  $A = 1$ , le débit biennal n'est donc pas la condition de débordement optimale pour ces bassins. Naturellement, le *POD* préfère des  $A$  faibles car il ne

prend pas en compte les fausses alertes, et donc plus la carte de l'inondation est grande, plus il y a de chance d'intersecter des pixels observés inondés, et donc d'augmenter ce critère. A l'opposé, l'optimisation du  $FAR$  passe par une augmentation du débit de débordement afin de réduire l'étendue de l'emprise. Il faut donc s'intéresser en premier lieu au  $CSI$ , critère intégrateur qui permet de juger la performance du modèle dans sa globalité.

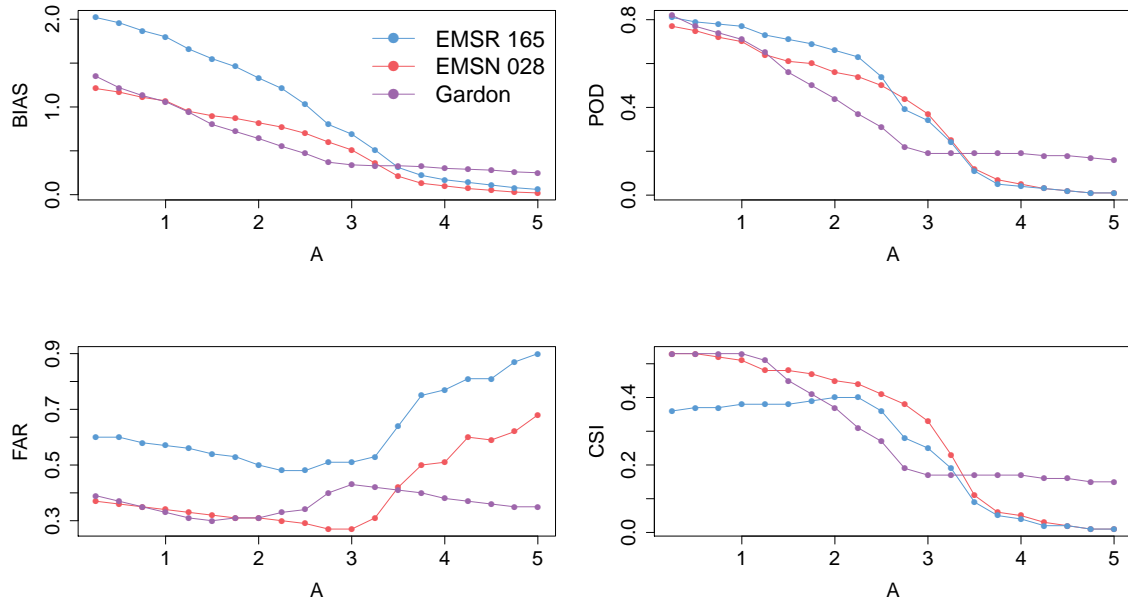


Figure 5.12 – Performances du modèle avec des valeurs de  $Q_b$  proportionnelles à  $Q_2$  pour les bassins du Loing (EMSR165 et EMSN028) et du Gardon.

Pour le cas du Gardon, le  $CSI$  obtient ses meilleures performances pour  $A \leq 1$ , indiquant un manque d'eau global sur le bassin, illustré notamment par la zone Nord non inondée par le modèle (Figure 5.11). Pour  $A = 0,25$ , le  $POD$  avoisine les 0,8 mais le  $FAR$  augmente légèrement, atteignant 0,4, la sur- et la sous-estimation se compensent donc dans le calcul du  $CSI$ , tout comme pour le cas  $A = 1$  où cette fois-ci, le  $POD$  est plus faible ( $\sim 0,7$ ) mais est contrebalancé par un  $FAR$  aux alentours de 0,3, ce qui mène à un  $CSI$  équivalent. Pour départager ces deux paramétrisations, il faut regarder le  $BIAS$ , qui atteint 1,4 pour  $A = 0,25$  mais est proche de 1 pour  $A = 0,1$ . Cela signifie donc que pour le  $A$  le plus faible, le modèle a majoritairement tendance à surestimer l'inondation, alors que pour la condition originale ( $A = 1$  donc  $Q_b = Q_2$ ), la sur- et la sous-estimation se compensent presque parfaitement.

En ce qui concerne le bassin versant du Loing, on retrouve la différence très marquée entre les deux activations du Copernicus EMS, l'activation EMSR165 donnant des résultats beaucoup moins bons que l'autre. En effet, le  $CSI$  ne dépasse pas 0,4 et la valeur optimale du  $FAR$  est de 0,5. Le modèle semble donc incapable de reproduire cette cartographie, mais cela n'est pas surprenant au vu des nombreuses zones inondées détachées de la rivière, et non reproductible par la méthodologie de VIPER. La seconde activation, EMSN028, donne des résultats très similaires à ce que l'on obtient avec le Gardon, les meilleures performances étant obtenues pour des débits de débordement plus faibles et pour les mêmes raisons.

Cela semble indiquer que le modèle manque d'eau pour reproduire correctement l'inondation, car il est peu probable que le débit de plein bord réel de ces deux bassins soit inférieur au débit biennal. Cependant, il semble également que lorsque le modèle gagne en eau, il ait tendance à multiplier les fausses alertes, ne permettant pas d'augmenter les performances globales ( $CSI$ ). La méthodologie de calcul et de répartition des volumes d'inondation potentiels montre ici ses

limites : il est difficile de contrebalancer sur- et sous-estimation, et lorsque c'est le cas, les résultats ne sont pas non plus excellents ( $CSI \sim 0,5$ ).

### 5.2.5.2 Fonction de la surface amont drainée

Une seconde manière d'évaluer le débit de plein bord est en le liant à un paramètre physique du bassin versant, en utilisant par exemple une loi puissance (Leopold et al., 1964 ; Navratil, 2005). Différents paramètres comme la profondeur, la largeur du lit, la vitesse de l'eau ou la surface amont drainée permettent de réaliser cela. Cette dernière est une donnée très facilement accessible, puisqu'elle ne nécessite qu'un MNT pour être connue en tout point du bassin, et a donc naturellement été choisie pour tester l'équation  $Q_b = A \cdot A_D^B$  où  $A_D$  est la surface amont drainée et  $A$  et  $B$  deux paramètres. Afin d'évaluer l'impact de cette formulation sur les performances du modèle, nous avons fait varier les valeurs de  $A$  et  $B$  entre 0,25 et 5 avec un pas de 0,25 pour  $A$  et entre 0,4 et 1 avec un pas de 0,05 pour  $B$ . Ces valeurs correspondent aux intervalles testés dans plusieurs études de Navratil (2005).

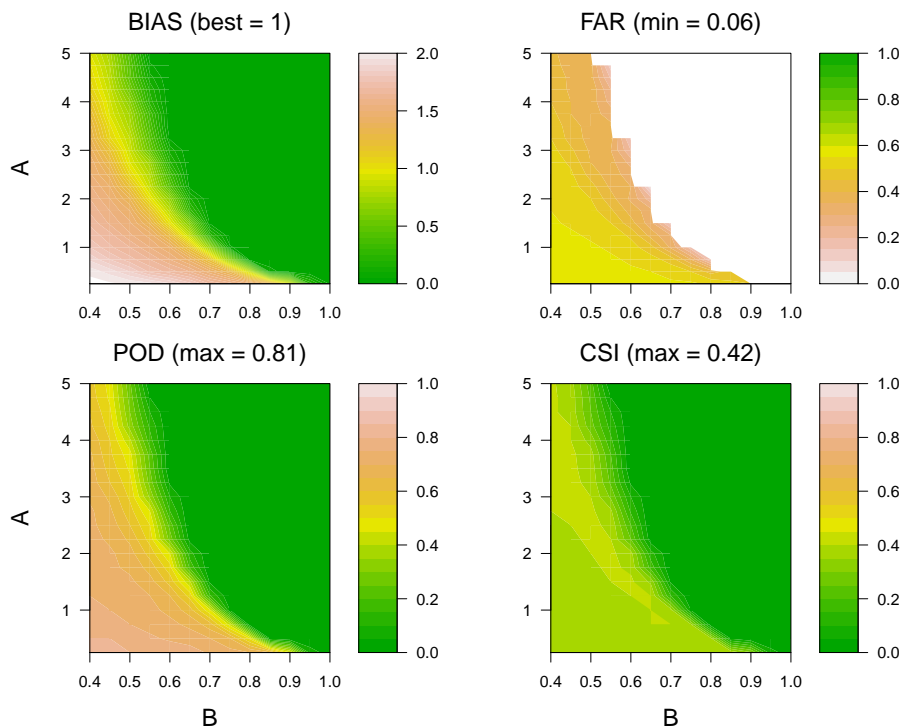


Figure 5.13 – Évolution des performances du modèle sur le bassin du Loing pour différentes valeurs de  $A$  et  $B$  avec validation sur la cartographie EMSR165.

Les figures 5.13 à 5.14 présentent les performances obtenues pour ces différentes combinaisons de  $A$  et  $B$ , pour les deux bassins étudiés (avec les deux sources cartographiques pour le Loing) et les quatre critères de performance choisis. Ces graphiques montrent que plusieurs couples  $(A, B)$  peuvent mener au même résultat (équifinalité) mais que les performances optimales atteintes sont assez proches de ce que l'on peut obtenir avec  $Q_2$  ou des valeurs de  $Q_b$  proportionnelles à  $Q_2$ . L'avantage de cette méthode, cependant, est qu'elle ne requiert pas de données sur le débit biennal (issu de la méthode SHYREG dans notre étude) et ne nécessite que des informations que l'on peut extraire d'un MNT.

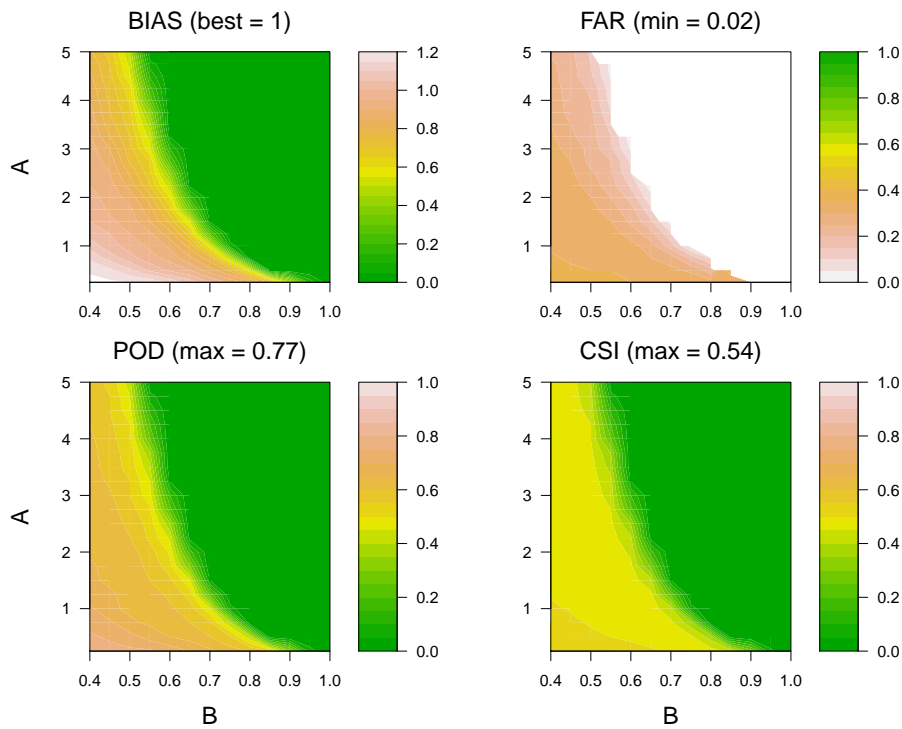


Figure 5.14 – Évolution des performances du modèle sur le bassin du Loing pour différentes valeurs de A et B avec validation sur la cartographie EMSN028.

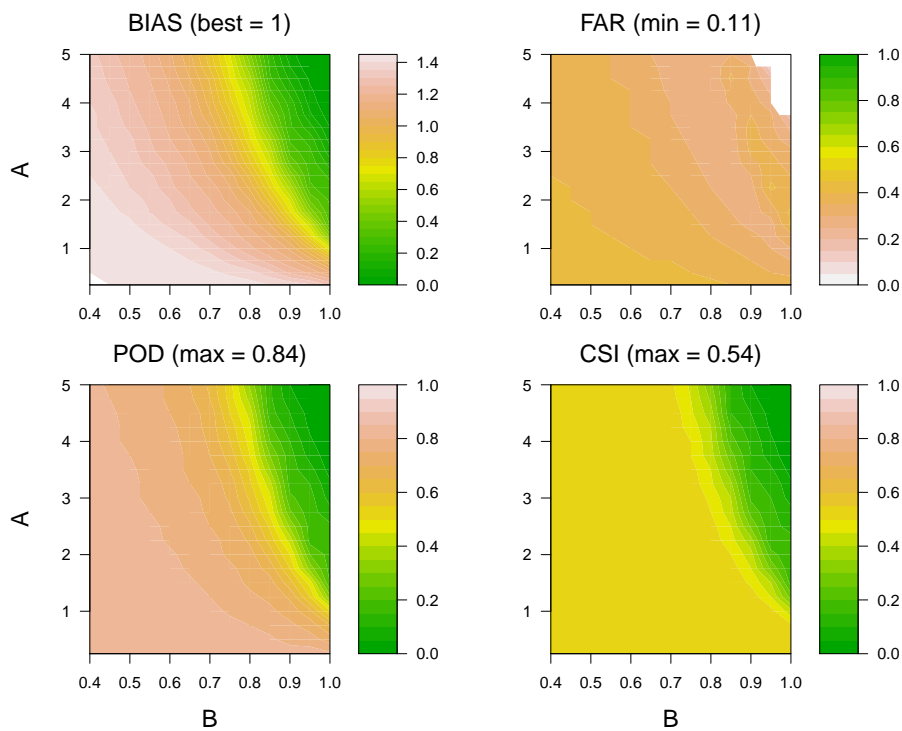


Figure 5.15 – Évolution des performances du modèle sur le bassin du Gardon pour différentes valeurs de A et B avec validation sur la cartographie de la DREAL Occitanie.

On remarque une fois de plus, figures 5.14 et 5.15, que l'activation EMSR165 donne des résultats optimaux moins bon que l'activation EMSN028. La qualité de ces données observées

demeure trop disparate pour fournir un calage cohérent des paramètres de VIPER. Si l'on se concentre donc sur l'autre source ainsi que le bassin du Gardon, on remarque que les faibles valeurs de paramètres fournissent les meilleures performances pour les *BIAS*, *POD* et *CSI* mais pas pour le *FAR*. Les graphiques ne présentent cependant pas de zone optimale claire mais plutôt une large équifinalité qui ne facilite pas le choix des paramètres.

Étant donné que les performances ne peuvent pas ou peu être améliorées avec cette méthode, relativement à la précédente, et qu'elle ajoute un degré de liberté en plus (deux paramètres au lieu d'un), elle présente un intérêt moindre. Il ressort finalement de cette étude de sensibilité que l'utilisation du débit biennal sans autre paramétrisation offre une approximation certes erronée du débit de plein bord mais relativement efficace pour le calcul des volumes d'inondation potentiels. Néanmoins, du fait que les deux événements étudiés soient des événements très débordants, la limite du débordement est en fin de compte négligeable, ou presque, comparée au volume total de la crue. Une étude sur un événement plus faiblement débordant permettrait peut-être de mieux évaluer l'impact de cette hypothèse sur le modèle, mais le manque de cartographie observée limite cette analyse.

## 5.3 Impact de la résolution spatiale

Jusqu'ici, les données topographiques d'entrée du modèle VIPER se cantonnaient au MNT SRTM de résolution 100 m (Section 3.1). Mais cette dernière joue particulièrement sur la précision du modèle, et il semble intéressant de chercher à la raffiner, dans l'espoir d'améliorer les performances. L'Agence Européenne de l'Environnement (AEE) a développé un MNT à résolution de 25 m à l'échelle de l'Europe (EU-DEM) et le modèle a donc été adapté à cette nouvelle source de données. Afin d'analyser l'impact de la résolution spatiale sur les performances, ce nouveau MNT a été agrégé à 50, 75 et 100 m, définissant ainsi quatre nouveaux modèles : VIPER25, VIPER50, VIPER75 et VIPER100 (qui agit donc en doublon du premier VIPER). Cette section présente la méthodologie mise en œuvre ainsi que les résultats obtenus après l'utilisation de ces données.

### 5.3.1 Adaptation de VIPER à la résolution du MNT

L'utilisation des données de l'AEE nécessite tout d'abord une phase de pré-traitement afin de combler les dépressions, calculer les directions d'écoulement et les surfaces amont drainées (voir Figure 5.16). Ces opérations ont été réalisées à l'aide du logiciel TauDEM (Tarboton, 1997) de Utah State University qui permet, entre autres, le remplissage des puits sur le MNT, le calcul des directions de drainage, des pentes, du réseau hydrographique, des bassins versants, des surfaces drainées etc. L'agrégation des données brutes, c'est-à-dire le passage du MNT de 25 à 50, 75 et 100 m, a été effectuée sous R (R Core Team, 2015), avec une simple moyenne des altitudes, sans rééchantillonnage. À chaque agrégation, le plan de drainage ainsi que les surfaces drainées ont été recalculées avec TauDEM.

L'algorithme de VIPER ne requiert pas de modification particulière pour prendre en compte les nouvelles résolutions du MNT. De la même façon, GRSD étant semi-distribué (c'est à dire distribué par sous-bassin et non par maille carrée), ses simulations de débit restent inchangées. Il faut cependant replacer les exutoires de tous les sous-bassins (une quarantaine) sur les nouveaux MNT, à partir de leur position sur la rivière et de leur surface amont drainée. Cette opération ayant été réalisée de manière automatique, elle peut avoir engendré des erreurs ponctuelles de repositionnement. En ce qui concerne les débits biennaux de SHYREG, ils ont été désagrégés de 100 m jusqu'à 25 m de la même manière que pour les exutoires de GRSD.

L'agrégation du MNT EU-DEM 25 m à une résolution de 100 m entraîne l'apparition de deux versions du modèle VIPER utilisant un MNT à 100 m de différentes sources : SRTM et EU-DEM. Les résultats de ces deux modèles seront donc comparés afin d'évaluer l'impact des

données topographiques d'entrée sur les sorties du modèle (Section 5.3.3).

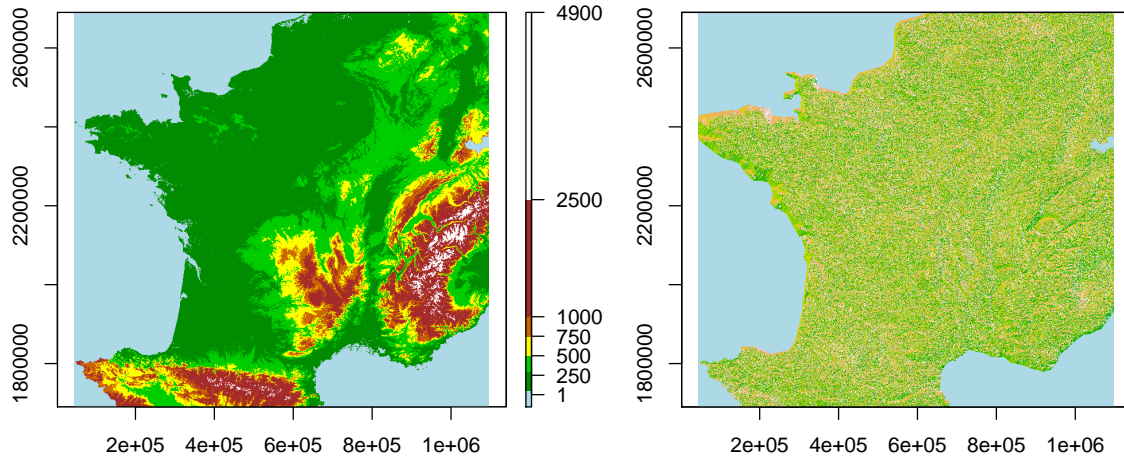


Figure 5.16 – MNT (en m) et plan de drainage à 25 m dérivés à l'aide du logiciel TauDEM du EU-DEM développé lors du projet GMES RDA (Agence européenne de l'environnement).

### 5.3.2 Performances et résolution spatiale

Comme pour les précédentes sections, les différentes cartes calculées par VIPER ont été fusionnées en une empreinte maximale qui a ensuite été comparée aux données observées. La figure 5.17 présente l'évolution des performances du modèle en fonction de la résolution, mais également du MNT (pour 100 m). On remarque une fois de plus que l'activation EMSR165 entraîne les performances les plus mauvaises, notamment lorsque la résolution diminue, avec un *FAR* proche de 0,8 à 25 m, un *BIAS* de 4 et un *CSI* de 0,2. Cette source de données ne sera donc par la suite plus utilisée pour juger des performances du modèle, sa qualité étant trop hétéroclite pour caler ou valider correctement.

Nous nous concentrerons donc pour la suite sur l'activation EMSN028 sur le Loing et les données de la DREAL Occitanie sur le Gardon. Il semble que les performances soient relativement stables selon la résolution. Le *CSI* est supérieur à 0,5 dans tous les cas, le *BIAS* étant lui supérieur à 1 mais inférieur à 1,5, indiquant toujours une tendance à la surestimation. Cela se retrouve dans le taux de fausses alertes (*FAR*) qui tourne autour de 0,4 dans les deux cas. Le *POD* est quant à lui proche de 0,8 ce qui est plutôt satisfaisant.

Dans les deux cas, si le *POD* est plutôt bon, les trois autres critères demeurent moyens, le *FAR* étant trop élevé, entraînant un *BIAS* compris entre 1 et 1,5, ce qui est dû à une surestimation majoritaire. Cela se ressent fatalement dans le *CSI*, qui peine à atteindre 0,55, ce que l'on peut considérer comme une performance plutôt moyenne. La précision des données topographiques ne semble donc pas être une caractéristique majeure pour l'amélioration des performances du modèle. Néanmoins, l'utilisation de MNT plus précis permet tout de même de fournir des cartographies également plus précises qui peuvent avoir des applications opérationnelles. En revanche, pour une estimation globale de l'inondation à grande échelle, il n'est pas nécessaire d'affiner la résolution, cela entraînant de plus une augmentation importante du temps de calcul (voir Section 5.3.5) pour un résultat qui présenterait peu de différences.



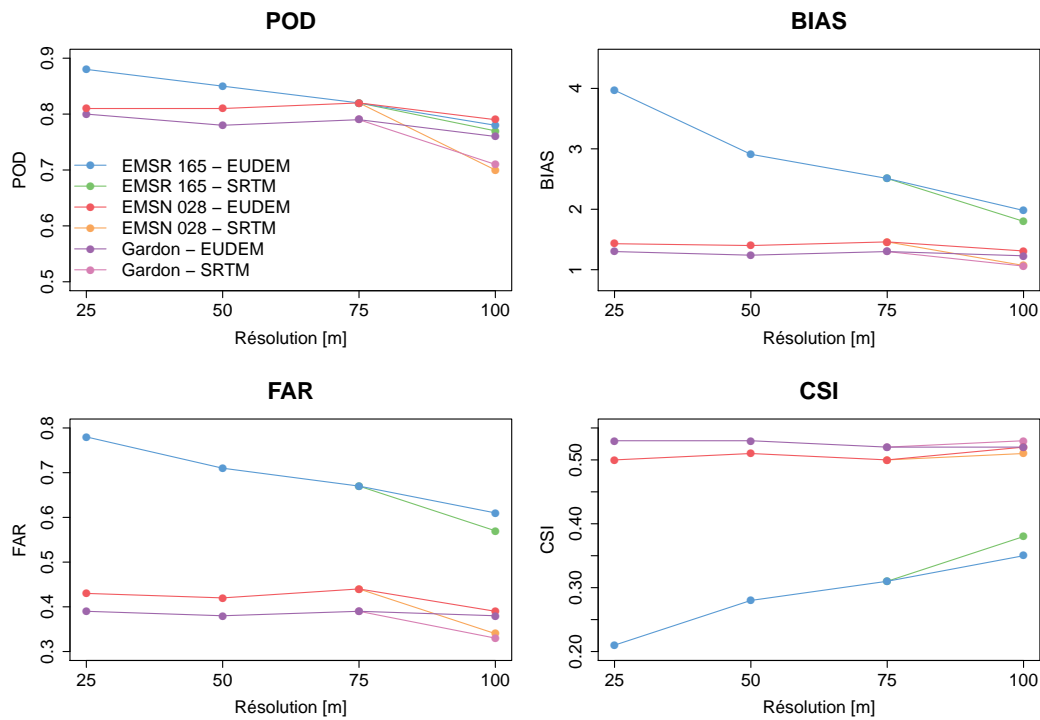


Figure 5.17 – Comparaison des performances de VIPER contre les données observées du Copernicus EMS et de la DREAL Occitanie pour les bassins versants du Loing et du Gardon en fonction de la résolution des données topographiques.

### 5.3.3 Influence de l'origine des données topographiques

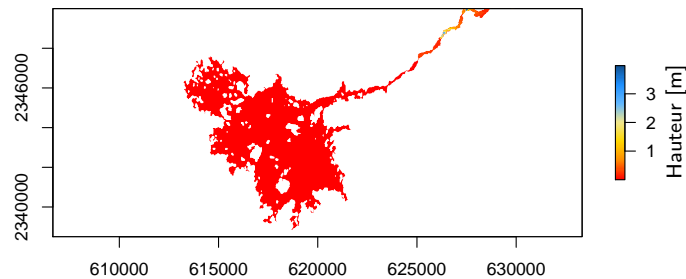


Figure 5.18 – Exemple de zone plate où l'inondation est surestimée à 25 m sur le bassin versant du Loing.

D'un point de vue plus qualitatif, les nouveaux modèles VIPER à résolution variable semblent souffrir d'un problème déjà identifié dans des modèles comme HAND ou EXZECO, à savoir, la surestimation de l'inondation en tête de bassin (Figure 5.18). Il est à noter que ce n'était pas le cas avec VIPER et le MNT SRTM, et que c'était l'un de ses avantages. Il est possible de limiter ces expansions d'eau en introduisant un seuil en dessous duquel l'inondation n'est pas prise en compte. En effet, le modèle répartit un volume sur une zone relativement large, ce qui implique des hauteurs très faibles sur les pixels concernés. Un seuil correspondant au pas de calcul, c'est-à-dire 0,1 m, a donc été ajouté, mais il ne suffit pas à réduire toutes les occurrences de ces zones, notamment aux résolutions les plus hautes. De plus, ce seuil agit aussi sur d'autres pixels qui ne

font pas partie de ces zones plates.

Cependant, étant donné que l'algorithme du modèle et les données de débits n'ont pas changé, il semblait plus probable que cet effet soit dû au nouveau MNT. La figure 5.19 présente, en haut, les plans de drainage à 25 m EU-DEM et à 100 m SRTM pour la même zone que la figure 5.18, et en bas, un cas de figure similaire également sur le bassin du Loing. On remarque assez nettement qu'à 100 m SRTM, le réseau hydrographique est bien défini, tandis qu'à 25 m EU-DEM, la zone était trop plate pour que le logiciel TauDEM parvienne à calculer les directions d'écoulement correctement. Cela reste valable lors de l'agrégation du MNT. Ces vastes zones plates sont la cause de cette surestimation en tête de bassin et peuvent parfois jouer sur les résultats du modèle.

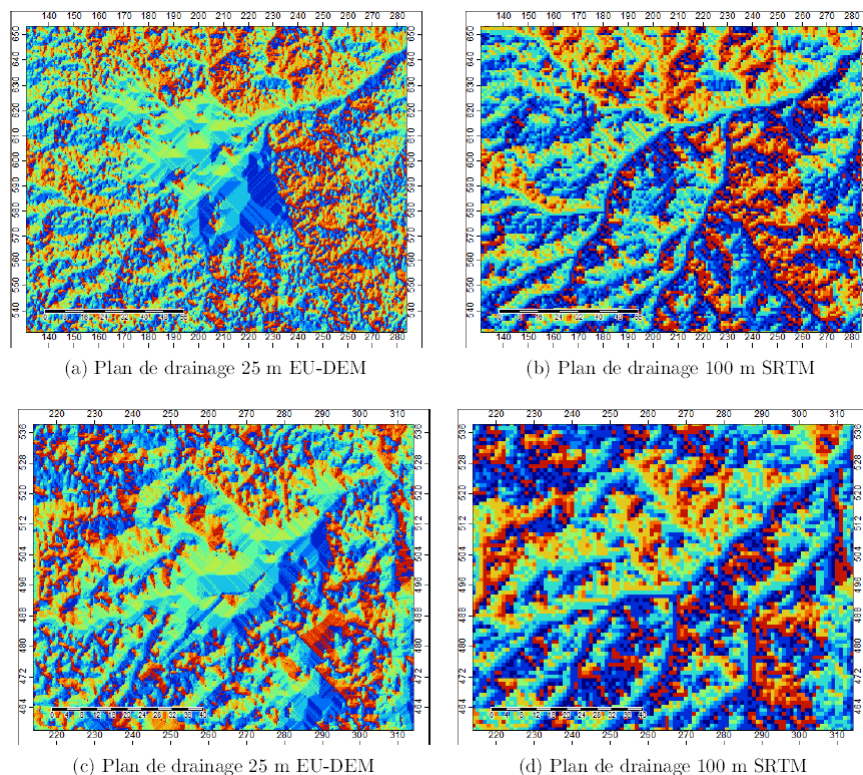


Figure 5.19 – Artefacts dus à la conversion du MNT 25 m en plan de drainage par TauDEM, sur le bassin versant du Loing.

Si l'on s'intéresse de nouveau à la figure 5.17, et plus particulièrement à la résolution de 100 m, on peut comparer les performances obtenues pour les deux MNT à la même résolution. Pour l'activation EMSR165, le MNRT SRTM obtient pour tous les critères, sauf le *POD*, de meilleurs scores. C'est également le cas pour le Gardon, où le MNT SRTM obtient systématiquement de meilleures performances, sauf pour le *POD*. En revanche, la situation est plus ambiguë pour la dernière courbe. Lorsque l'on compare VIPER à l'activation EMSN028 sur le Loing, le *POD* et le *CSI* augmentent avec le nouveau MNT, tandis que le *BIAS* et le *FAR* obtiennent des scores plus intéressants avec le MNT SRTM.

Les zones plates du MNT EU-DEM peuvent très clairement être une des causes de cette baisse de performances, particulièrement au niveau du *FAR*, qui se répercute ensuite sur le *BIAS* et sur le *CSI*, sauf si le *POD* lui, augmente, indiquant que le modèle intersecte un plus grand nombre de cellules inondées. C'est ce qui arrive pour le Loing (activation EMSN028), où le *POD* gagne près de 0,1 point en passant au MNT EU-DEM, compensant les 0,05 point de plus au *FAR*. Ainsi, le MNT EU-DEM offre des résultats intéressants, mais ses défauts se répercutent sur le modèle. La qualité des données topographique est donc un paramètre à prendre en compte pour l'utilisation d'un modèle tel que VIPER.

### 5.3.4 Paramétrisation du modèle

VIPER a montré une tendance à majoritairement surestimer l'inondation ( $BIAS > 1$  et  $FAR$  important). Une des raisons pouvant expliquer cette observation est le calcul du volume d'inondation potentiel, qui potentiellement surestimerait lui aussi le volume réel. Afin d'analyser cela, nous nous proposons de paramétriser ce calcul en ajoutant un paramètre  $k$  qui viendrait diminuer le volume. La méthodologie de calcul des volumes, invariante d'une résolution à une autre, devient donc :

$$\mathcal{V} = \frac{1}{k} \cdot (Q - Q_b) \times \Delta t \quad (5.2)$$

où dans notre cas,  $Q_b = Q_2$  et  $\Delta t = 86\,400$  s, car les débits simulés sont journaliers. Ce paramètre  $k$  n'a aucune réalité physique, mais il permet de réduire le volume afin de voir si l'on apporte effectivement trop d'eau lors du calcul du volume d'inondation potentiel.

Ce nouveau paramètre a ainsi été ajouté pour chacune des résolutions avec le MNT EU-DEM, et les critères de validation ont, comme précédemment, été calculés pour les bassins du Loing (Figure 5.20) et du Gardon (Figure 5.21), pour des valeurs de  $k$  variant entre 1 et 20, mais sans l'activation EMSR165, qui a montré ses défauts.

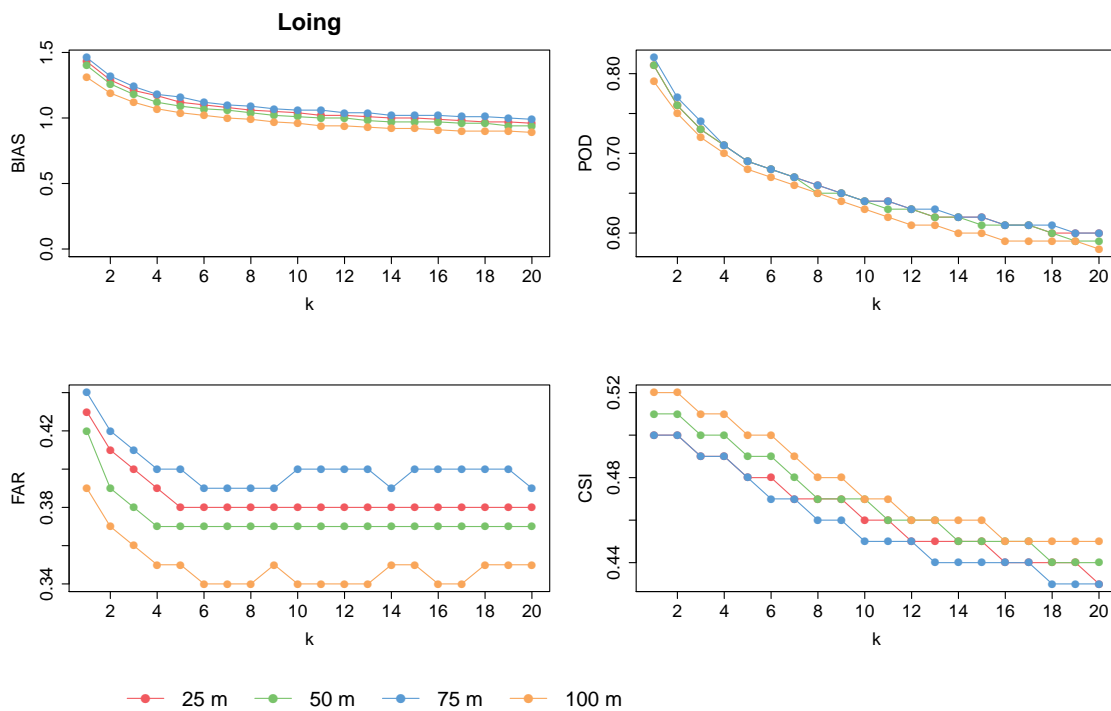


Figure 5.20 – Comparaison des performances de VIPER pour différentes valeurs de  $k$  et pour différentes résolutions sur le bassin du Loing contre les données observées EMSN028.

En ce qui concerne le Loing (Figure 5.20), on observe une décroissance des critères  $BIAS$ ,  $POD$  et  $CSI$  en fonction de  $k$ . Les valeurs optimales du  $CSI$  sont obtenues, pour les quatre résolutions, pour  $k = 1$  et  $k = 2$ . Cette dernière valeur fait perdre environ 0,05 point au  $POD$ , et 0,02 à 0,03 point pour le  $FAR$ . Il y a donc moins de fausses alertes, mais au prix de quelques pixels observés inondés. Pour tous les critères sauf le  $POD$ , les performances sont les meilleures pour la résolution de 100 m (MNT EU-DEM agrégé à 100 m). Pour les quatre résolutions, il n'y a pas un optimum de  $k$  fonctionnant pour les quatre critères, et il est donc nécessaire de choisir. L'optimisation du  $BIAS$  et du  $FAR$  entraîne une grosse perte de points pour le  $POD$  (jusqu'à 0,2) et pour le  $CSI$  (jusqu'à 0,1). Ce dernier critère étant celui sur lequel nous avons fondé nos calages précédents, de par son caractère intégrateur des défauts du modèle, il semble

donc primordial de le maximiser. Le cas  $k = 2$  paraît être un bon compromis, le  $CSI$  reste à son maximum, le  $FAR$  et le  $BIAS$  s'approchant un peu de leur optimum, au prix de quelques pixels observés inondés que le modèle rate.

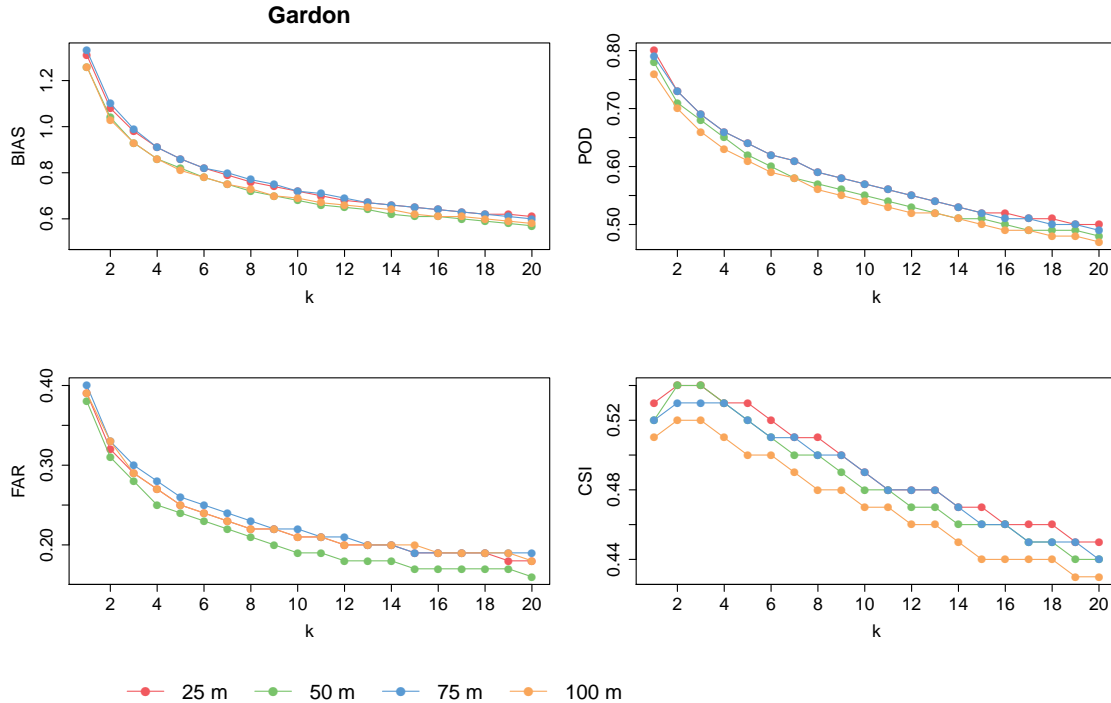


Figure 5.21 – Comparaison des performances de VIPER pour différentes valeur de  $k$  et pour différentes résolutions sur le bassin du Gardon contre les données observées de la DREAL.

Pour le Gardon (Figure 5.21), tout comme pour le Loing, les courbes sont assez resserrées et présentent une évolution similaire en fonction de la résolution. Mais le comportement du modèle en fonction de  $k$  est relativement similaire à ce que l'on a observé précédemment, à ceci près que le cas  $k = 1$  n'est pas optimal pour le  $CSI$ . De la même manière, le cas  $k = 2$  semble être un bon compromis, améliorant trois des quatre critères, en dégradant le  $POD$ .

Le modèle semble donc effectivement fournir un peu trop d'eau, là où l'analyse du débordement cherchait à l'inverse à en ajouter, bien que l'analyse n'ait été menée que sur deux cas. L'impact de la surestimation sur les scores de performance semble donc être plus fort que celui de la sous-estimation, rendant préférable de retirer de l'eau plutôt qu'en ajouter. La valeur  $k = 2$  rappelle cependant la médiane du paramètre  $K_D$  (Figure 4.19) de VESPINE, qui était proche de 0,5 ( $k$  pouvant être interprété comme l'inverse de  $K_D$ ). Le mode de calcul du volume étant à peu de choses près le même pour les deux modèles, il n'est pas surprenant qu'ils souffrent des mêmes défauts. Mais même paramétrisé, le modèle a du mal à atteindre des scores véritablement intéressants. Il semble donc difficile d'imaginer l'utiliser tel quel dans un contexte de prévision des inondations.

### 5.3.5 Temps de calcul du modèle

Bien que le temps de calcul dépende majoritairement de la machine sur laquelle il tourne et de l'optimisation du code en lui-même, il peut s'avérer utile d'analyser succinctement son évolution au sein du modèle VIPER. En effet, l'objectif initial de ce travail est de fournir un modèle simple, utilisant peu de données, mais également rapide.

Afin de donner plus de crédit à cette analyse, nous avons ajouté à l'échantillon cinq bassins versants sur lesquels le modèle a simulé la crue de juin 2016 pour les quatre résolutions testées

mais n'a pas pu être validé faute de données cartographiques observées. Ces cinq bassins sont l'Essonne, le Grand-Morin, le Cosson, la Cisse et la Sauldre. Les deux premiers sont des affluents de la Seine, tandis que les trois derniers sont des affluents de la Loire. Leur surface varie de 700 à 2300 km<sup>2</sup>, ils seront donc complémentaires au Loing et au Gardon (4000 et 1600 km<sup>2</sup>).

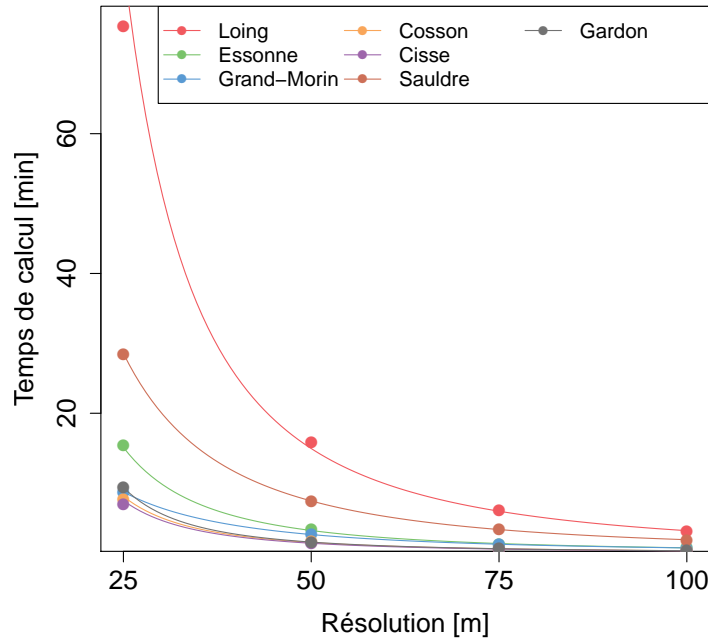


Figure 5.22 – Temps de calcul du modèle VIPER en fonction de la résolution spatiale des données d'entrée.

La figure 5.22 présente l'évolution du temps nécessaire au modèle pour inonder le MNT en fonction de la résolution utilisée. Il est à noter que tous les graphiques correspondent au temps nécessaire pour modéliser l'évènement dans son ensemble, soit 6 jours pour le Gardon et 8 jours pour les autres. Une régression simple entre la résolution ( $RES$ , [m]) et le temps de calcul ( $TC$ , [s]) approxime la relation à :

$$\frac{1}{\sqrt{TC}} = A \times RES + B \quad (5.3)$$

avec  $A$  et  $B$  deux constantes. Les courbes de la figure 5.22 prennent donc la forme :

$$TC = \frac{1}{60} \times \frac{1}{A^2 \cdot RES^2 + 2AB \cdot RES + B^2} \quad (5.4)$$

où l'on a ajouté un facteur 1/60 afin de convertir  $TC$  en minutes. Sans surprise, le temps de calcul s'allonge lorsque la résolution diminue, en fonction du carré de la résolution. Il peut donc atteindre de fortes valeurs, comme pour le Loing à 25 m qui prend près de 1h30. Ce temps de calcul est assez important et complique la viabilité du modèle dans certaines situations. Il est donc préférable de se cantonner aux résolutions plus grossières, 50, voire 75 m, où le temps de calcul est divisé par 4 ou 5, ou bien 100 m où l'on divise une fois de plus le temps de calcul par 4 ou 5.

La figure 5.23 s'intéresse, elle, à l'évolution du temps de calcul en fonction de la surface du bassin traité, et ce pour les quatre résolutions testées. En effet, la différence de temps de calcul

entre les bassins est principalement liée à la surface de ces derniers. Cette fois-ci, la courbe ajustée prend la forme d'une exponentielle :

$$TC = \alpha \cdot \exp(\beta \times S) \quad (5.5)$$

avec  $S$  en  $\text{km}^2$ ,  $\alpha$  et  $\beta$  deux constantes. La régression se limite ici aux bassins inférieurs à  $4000 \text{ km}^2$ . En l'extrapolant au delà, on peut montrer que pour un bassin entier de  $10\,000 \text{ km}^2$ , VIPER100 prendrait près de 4 h contre plus de 16 h à 50 m et près de 5 jours à 25 m. Ce temps excessif provient de la subroutine récursive qui détermine les zones inondées et qui parcourt potentiellement 16 fois plus de pixels à 25 m qu'à 100 m.

Traiter les grands bassins devient donc plus difficile, même si des solutions comme traiter un pixel rivière sur deux ou trois pourrait améliorer ce temps tout en réduisant la surestimation du modèle sans pour autant briser la continuité de l'inondation.

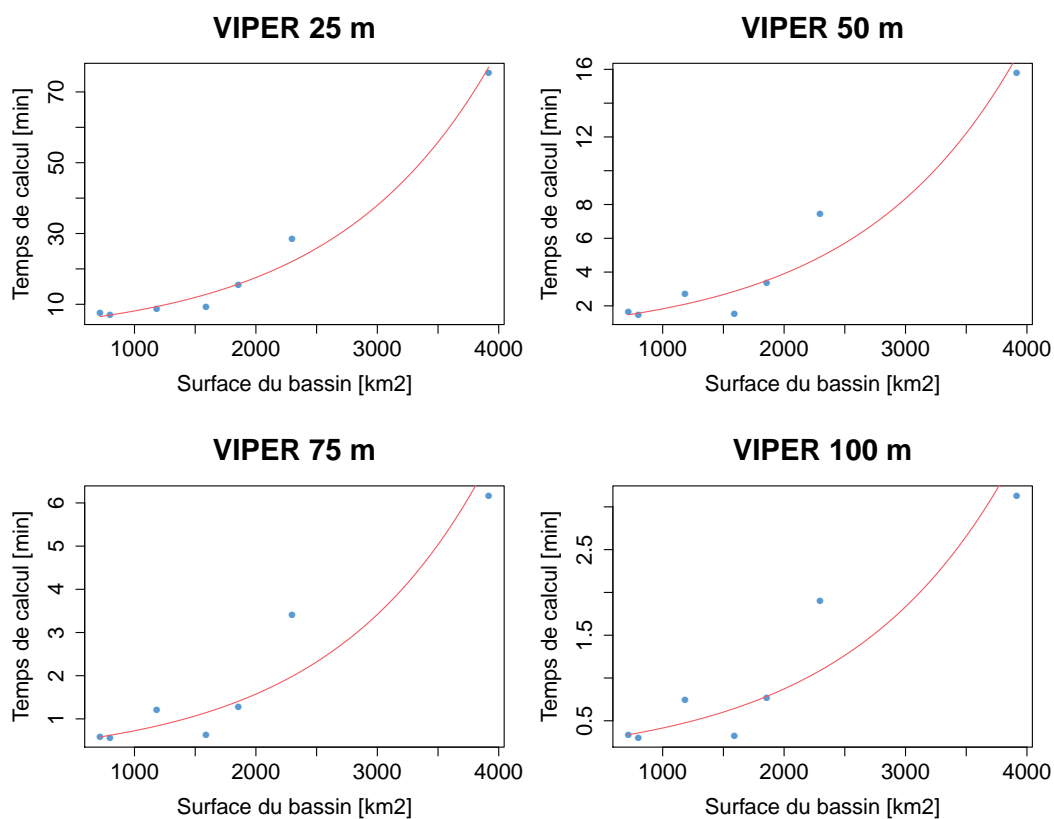


Figure 5.23 – Temps de calcul observés et ajustement d'une courbe exponentielle pour VIPER appliqué à 7 bassins versants, pour une résolution de MNT allant de 25 à 100 m.

## 5.4 Bilan

VIPER est une version « dynamique » du premier VESPINE avec lequel nous avons commencé à explorer la problématique des inondations, en ce sens qu'il est capable de reproduire des événements réels à différents pas de temps, et ne se contente pas uniquement de donner une cartographie maximale à partir d'une période de retour donnée. Il reprend l'algorithme de répartition des volumes de VESPINE mais a l'avantage de pouvoir se coupler à divers modèles hydrologiques, voire même à des observations, tant qu'il est possible de distribuer les informations de débits sur le réseau hydrographique.

Afin d'explorer les capacités du modèle, ce dernier a été utilisé sur deux bassins versants pour reproduire deux crues, celles de juin 2016 sur le Loing et celle de septembre 2002 sur le Gardon. Dans le premier cas, deux sources de données observées étaient disponibles pour la validation cartographique des performances. La qualité de l'une d'entre elle, l'activation EMSR165 du Copernicus EMS a été mise en cause dans le calcul des performances du modèle, ces dernières étant beaucoup plus mauvaise qu'avec les données de l'activation EMSN028 qui cartographie le même événement. Cette source de données a donc finalement été abandonnée au profit de la seconde. Le modèle a donc été évalué sur deux bassins et deux événements, ce qui est assez peu au regard de ce qui avait été effectué avec VESPINE. Il faut donc garder en tête que les conclusions de l'analyse du modèle ne sont certainement pas valables partout.

Dans un premier temps, les données topographiques d'entrée du modèle ont été le MNT SRTM de résolution 100 m, et les données hydrographiques ont été simulées avec le modèle pluie-débit semi-distribué GRSD. Les quatre critères de performances habituels (*BIAS*, *POD*, *FAR* et *CSI*) ont donc été évalués, et ont montré que le modèle avait tendance à surestimer l'inondation, avec un taux de fausses alertes avoisinant les 35%, tout en ratant près de 30% des pixels observés inondés. Cette situation s'équilibre au sein du *BIAS*, qui est proche de 1, et montre donc que le modèle surestime presque autant qu'il sous-estime. Cela se ressent finalement dans le *CSI* qui peine à atteindre 0,55. L'analyse de sensibilité du modèle au débit de débordement a montré que ce paramètre avait un faible impact sur les performances globales, bien que cela puisse être dû au fait que les deux événements modélisés étaient fortement débordant, ce qui signifie que le volume de plein bord est relativement négligeable face au volume débordé. Les performances à cette échelle sont donc moyennes et largement perfectibles.

Dans le but d'améliorer la précision du modèle, une nouvelle source de données topographiques, le MNT EU-DEM a été utilisée. Cette dernière propose une résolution de 25 m, qui a par la suite été agrégée à 50, 75 et 100 m afin d'analyser l'évolution des performances du modèle en fonction de la précision du MNT. VIPER a étonnamment montré une relative stabilité de ses performances en fonction de la résolution, mais peine toujours à atteindre des scores intéressants qui justifieraient une utilisation en milieu opérationnel.

Les erreurs du modèle ont plusieurs origines : le MNT, notamment EU-DEM, qui présente de nombreuses zones plates que le modèle inonde entièrement, augmentant la surestimation de l'inondation ; le calcul des volumes, très simplifié, qui surestime très probablement le volume réel ; la méthode de répartition, non conservative et sans équivalent physique ; et le modèle hydrologique, imparfait comme tous les modèles, et qui a ses propres défauts l'empêchant de modéliser parfaitement les débits de l'événement.

Bien qu'elle n'ait été testée qu'au pas de temps journalier, cette méthode dépend évidemment du pas de temps, car même si le débit « instantané » est plus fort que le débit journalier, la durée sur laquelle le volume sera calculé sera plus faible, et donc le volume lui-même sera plus petit, inondant certainement moins le lit majeur. Le pas de temps du modèle pourrait donc être le paramètre le plus influent, mais ce dernier n'a pas pu être analysé faute de données distribuées à l'échelle horaire.

Le principal reproche que l'on peut faire à VIPER, et donc à VESPINE, tient dans son algorithme de propagation, de l'aval vers l'amont, du volume débordé. L'absence de condition

assurant la conservation des volumes rend difficile l'appréhension des hypothèses du modèle. Celui-ci évolue dans une sorte de régime permanent et uniforme à l'échelle temporelle d'un pas de temps et à l'échelle spatiale d'un pixel rivière. Mais comme il n'existe pas de lien entre deux pixels rivières, il s'avère complexe d'expliquer de manière physique ce que le modèle représente. La paramétrisation, d'habitude essentielle dans la structure d'un modèle, ne permet pas ici d'améliorer substantiellement la cohérence et les performances de VIPER. Il ne paraît donc pas nécessaire de chercher à améliorer encore plus cette méthode car elle semble avoir atteint ses limites. VIPER reste néanmoins un modèle utile dans un contexte de faibles données disponibles car ne nécessitant qu'un MNT et des débits. Son absence de paramètres lui permet d'être appliqué n'importe où sans a priori, sans calage, mais ses fortes incertitudes lui coupe certainement l'accès à un contexte opérationnel.

VIPER aura donc répondu à plusieurs de nos objectifs : c'est un modèle simple, utilisant peu de données, et surtout des données facilement accessibles. Il fonctionne relativement rapidement pour des bassins de taille moyenne et est capable de prévoir l'inondation à grande échelle à partir de débits prévus. Néanmoins, ses performances moyennes et son absence de cohérence physique nous forcent à revoir notre méthodologie afin de répondre à l'ensemble de nos objectifs de départ.



Partie III

## Approche physico-conceptuelle : un modèle hydraulique simplifié pour une plus grande souplesse

Je suis Ubik.  
Avant que l'univers soit, je suis.  
J'ai fait les soleils.  
J'ai fait les mondes.  
J'ai créé les êtres vivants et les lieux qu'ils habitent ; je les  
y ai transportés, je les y ai placés.  
Ils vont où je veux, ils font ce que je dis.  
Je suis le mot et mon nom n'est jamais prononcé, le nom  
qui n'est connu de personne.  
Je suis appelé Ubik, mais ce n'est pas mon nom.  
Je suis.  
Je serai toujours.

---

Philip K. Dick, extrait de *Ubik*



## Chapitre 6

# Modélisation hydraulique simplifiée fondée sur la géométrie au tronçon

L'utilisation de volumes débordés nous paraissait, dans un premier temps, être plus convenable que celle des hauteurs d'inondation, comme HAND (Nobre et al., 2016) ou EXZECO (Pons et al., 2010a), car ces dernières menaient le plus souvent à une surestimation majeure de l'inondation. Les modèles VESPINE puis VIPER ont montré que le volume débordé, ou volume d'inondation potentiel, pouvait servir d'intermédiaire pour relier le débit à la carte des zones inondées. Cependant, les méthodologies de calcul et de répartition de ces volumes, développées au sein des chapitres précédents, ont atteint leurs limites, et ne parviennent pas à s'approcher des résultats que pourraient obtenir des modèles hydrauliques classiques. Le manque de cohérence physique de la structure de ces modèles (absence de conservation des volumes) entraîne de fortes incertitudes quant à leur utilité dans un contexte de prévision opérationnelle, malgré leur simplicité et leur absence de paramètres, qui les avantage dans une situation non-jaugée.

Nos objectifs visaient à construire un modèle simple, utilisant des données facilement accessibles, rapide et efficace à grande comme à moyenne échelle. VIPER n'a répondu pleinement qu'aux deux premiers objectifs, partiellement au troisième, la rapidité du modèle étant remise en cause lorsque la résolution augmente, et a priori pas du tout au quatrième, les performances du modèles étant discutables.

L'intention de ce chapitre est donc de proposer une autre approche, fondée cette fois-ci sur le lien hauteur-débit, mais conditionnée par des lois simples de l'hydraulique, avec des hypothèses fortes, mais bien définies. Étant fondamentalement différent de ce qui a été développé jusqu'ici, il est nécessaire de tout redéfinir, des hypothèses aux variables et équations fondamentales du modèle. Celui-ci, baptisé MHYST pour *Modélisation HYdraulique simplifiée en écoulement Stationnaire* a fait l'objet d'un article (Rebolho et al., 2018a, Annexe E) dont les résultats seront retranscrits au sein de ce chapitre.

### 6.1 Modélisation Hydraulique simplifiée en écoulement Stationnaire (MHYST)

#### 6.1.1 Principe général - Hypothèses

Une grande partie des modèles hydrauliques 1D travaillent à la section comme HEC-RAS ou AutoRoute (cf. §2.2.3 et §2.2.4). Les équations de Saint-Venant ou la formule de Manning-Strickler permettent de calculer la hauteur d'eau correspondante au débit traversant la section. Celle-ci est ensuite interpolée entre les sections pour former une emprise spatiale de l'inondation.

Le modèle MHYST fonctionne, lui, au tronçon, en ce sens qu'il considère une géométrie équivalente constante le long du tronçon, facilitant l'application du modèle avec peu de données tout en lissant les erreurs de topographie. En effet, lorsque des mesures de terrain ne sont pas

disponibles, les sections transversales sont généralement déterminées à partir du MNT qui ne prend pas toujours en compte le lit mineur, du fait de la difficulté des lasers rouges à traverser la surface de l'eau. C'est pourquoi certaines campagnes de mesures sont préférentiellement réalisées lors des étiages, mais cela n'est pas toujours suffisant, notamment sur les rivières qui sont toujours en eau. MHYST calcule une géométrie équivalente au tronçon à partir de HAND (Nobre et al., 2016) pour le lit majeur et s'inspire des relations de géométrie hydraulique pour caractériser le lit mineur en représentation sous-maille (non présente dans le MNT). Une fois la géométrie connue, il est possible d'appliquer des équations issues de l'hydraulique simplifiée, comme la formule de Manning-Strickler ou la formulation DEBORD, pour construire une relation entre la hauteur d'eau dans le lit et le débit (Figure 6.1). Cette relation peut ensuite être utilisée pour simuler n'importe quel événement impliquant un débordement. Pour faciliter les calculs, nous ferons l'hypothèse d'un écoulement permanent et uniforme à l'échelle du tronçon sur un pas de temps : l'écoulement est donc considéré comme constant pour une unité d'espace (tronçon) et de temps (ici la journée).

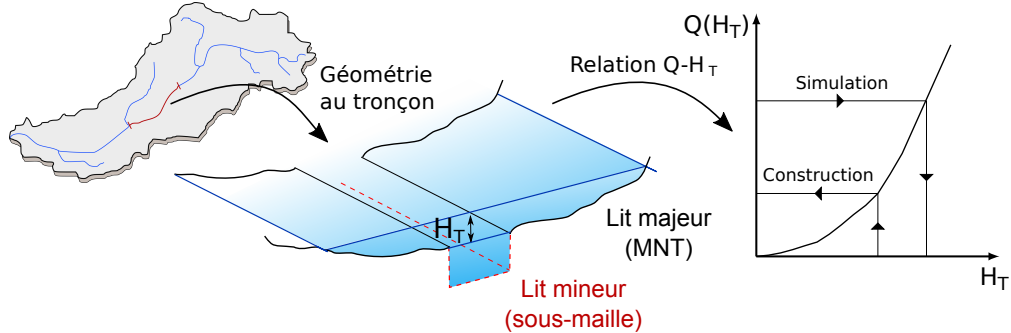


Figure 6.1 – Représentation de la structure du modèle MHYST : la géométrie au tronçon est dérivée de relations de géométrie hydraulique ainsi que du MNT. Elle est ensuite utilisée pour construire la relation entre la hauteur seuil  $H_T$  et le débit  $Q$ .

Les équations du modèle font donc intervenir différentes variables géométriques, représentant le lit mineur (indice *ch* pour *channel*) ou le lit majeur (indice *fp* pour *floodplains*) ; ces variables sont rassemblées dans le tableau 6.1. Viennent ensuite s'ajouter les trois paramètres du modèle (Tableau 6.2) :  $L$ , la longueur d'un tronçon, qui dépend de la précision que l'on souhaite avoir ;  $K_{ch}$ , le coefficient de rugosité de Strickler pour le lit mineur et  $K_{fp}$  celui du lit majeur. Ces trois paramètres peuvent ainsi être calés pour correspondre à une emprise d'inondation observée.

Tableau 6.1 – Noms, unités et interprétations des variables utilisées dans les équations de MHYST.

Variable	Unité	Interprétation
$H_T$	m	Seuil de hauteur pour les valeurs de HAND
$V(H_T)$	m <sup>3</sup>	Volume créé par un seuil $H_T$ sur un tronçon
$S(H_T)$	m <sup>2</sup>	Surface inondée par un seuil $H_T$ sur un tronçon
$A(H_T)$	m <sup>2</sup>	Section transversale équivalente créée par un seuil $H_T$ sur un tronçon
$B(H_T)$	m	Largeur au miroir équivalente créée par un seuil $H_T$ sur un tronçon
$Q(H_T)$	m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>	Débit moyen créé par un seuil $H_T$ sur un tronçon
$D_e$	m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>	Débitance
$A_{ch}$	m <sup>2</sup>	Surface de la section transversale du lit mineur
$A_{fp}$	m <sup>2</sup>	Surface de la section transversale du lit majeur
$R_{ch}$	m	Rayon hydraulique du lit mineur
$R_{fp}$	m	Rayon hydraulique du lit majeur
$I_f$	m m <sup>-1</sup>	Pente du lit
$h_b$	m	Hauteur de plein bord
$W_b$	m	Largeur de plein bord
$A_b$	m <sup>2</sup>	Surface de la section transversale de plein bord
$Q_b$	m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>	Débit de plein bord
$A_D$	m <sup>2</sup>	Surface amont drainée

Tableau 6.2 – Noms, unités et interprétations des paramètres du modèle MHYST.

Paramètre	Unité	Interprétation
$L$	m	Longueur de tronçon ciblée
$K_{ch}$	m <sup>1/3</sup> s <sup>-1</sup>	Coefficient de rugosité de Strickler pour le lit mineur
$K_{fp}$	m <sup>1/3</sup> s <sup>-1</sup>	Coefficient de rugosité de Strickler pour le lit majeur
$\alpha$	-	Constante de proportionnalité d'une loi de géométrie hydraulique
$\beta$	-	Exposant d'une loi de géométrie hydraulique
$\delta$	-	Constante de proportionnalité d'une loi de géométrie hydraulique
$\omega$	-	Exposant d'une loi de géométrie hydraulique

### 6.1.2 Géométrie équivalente au tronçon

Le modèle MHYST construit une relation entre hauteur et débit fondée sur la géométrie équivalente au tronçon. Cette dernière représente une géométrie moyenne et supposée constante à l'échelle du tronçon. Cependant, avant toute chose, il faut définir ce qu'est un tronçon au sens de MHYST : il s'agit d'une succession de pixels de rivières dont la longueur hydraulique totale s'approche de  $L$ , la longueur cible. Les pixels de rivières coulent de l'amont vers l'aval et ne comportent pas de confluence (selon le réseau hydrographique défini pour l'étude). Si la distance séparant la fin d'un tronçon et une confluence est trop petite pour créer un nouveau tronçon, elle est ajoutée au tronçon précédent : c'est pour cela que  $L$  est une longueur *cible* ; les tronçons s'approchent de cette longueur mais peuvent la dépasser, et parfois lui être inférieur (par exemple si un affluent est plus petit que  $L$ ).

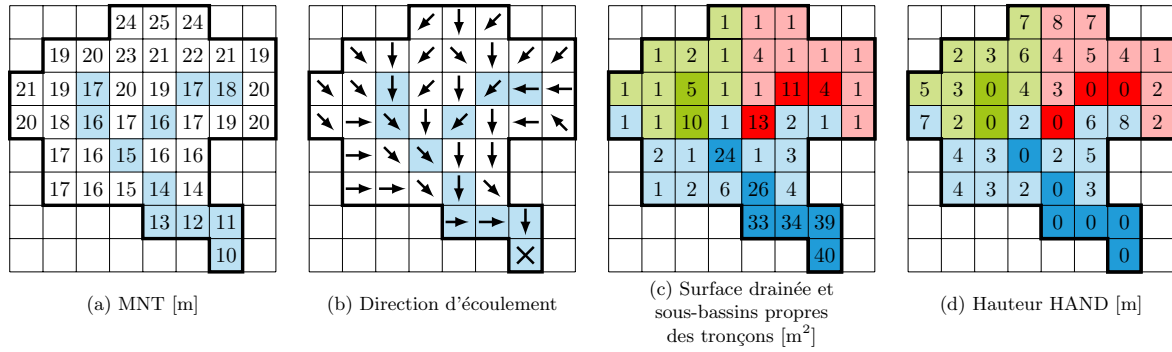


Figure 6.2 – Méthodologie de calcul des tronçons, des sous-bassins propres et des hauteurs HAND à partir d'un MNT fictif.

La géométrie équivalente est construite à partir de la méthode HAND (cf. §2.3.1). Avec celle-ci, il est en effet possible d'évaluer, pour chaque pixel de rivières, son sous-bassin versant propre (c'est-à-dire tous les pixels qui coulent directement vers celui-ci sans passer par un autre pixel de rivière). De plus, pour chacun de ces pixels, la méthode calcule la différence d'altitude entre le pixel rivière et ceux de son bassin propre : la hauteur HAND. Avec le modèle MHYST, on considère le sous-bassin propre d'un tronçon entier (Figure 6.2.c) tout en gardant les hauteurs HAND calculées pour chaque pixel rivière au sein de ce tronçon (Figure 6.2.d).

Ainsi, en supposant une inondation de seuil  $H_T$  au sein du tronçon, on peut définir la zone impactée par cette hauteur comme l'ensemble des pixels tels que  $h_{flood} = H_T - HAND(\text{pixel}) > 0$ . Cette zone représente ainsi une surface  $S(H_T)$  sur laquelle est appliqué un volume  $V(H_T)$ , ces deux variables étant dépendantes du seuil  $H_T$  (Figure 6.3). À partir de ces deux variables, on peut définir  $A(H_T)$ , la section transversale moyenne et  $B(H_T)$ , la largeur au miroir moyenne (Figure 6.3) tels que :

$$A(H_T) = \frac{1}{L} \cdot V(H_T) + A_b = A_{ch} + A_{fp} \quad (6.1)$$

$$B(H_T) = \frac{1}{L} \cdot S(H_T) \quad (6.2)$$

$A(H_T)$  prend en compte la section au delà du débordement ainsi que la section de plein bord, mais la géométrie de cette dernière n'est pas incluse dans le MNT. Pour l'évaluer, nous avons choisi une représentation sous-maille du lit mineur et une section supposée rectangulaire et constante le long du tronçon. Sa surface dépend donc de la hauteur de plein bord  $h_b$  et de la largeur de plein bord  $W_b$ . Ces deux variables étant inconnues, nous nous sommes inspirés des relations de géométrie hydraulique (Leopold et Maddock, 1953) afin de relier la géométrie de plein bord à la surface amont drainée. On obtient ainsi deux lois de puissance :

$$W_b = \alpha \cdot D_A^\beta \quad (6.3)$$

$$h_b = \delta \cdot D_A^\omega \quad (6.4)$$

Ces équations ajoutent quatre coefficients inconnus au modèle ( $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\delta$  et  $\omega$ ) qui peuvent être déterminés à l'aide de relations de géométrie hydraulique issues de la littérature et calculées sur des ensembles de bassins versants. Cela ajoute de l'incertitude au modèle mais reste une manière efficace de déterminer une paramétrisation sous-maille de la géométrie du lit mineur.

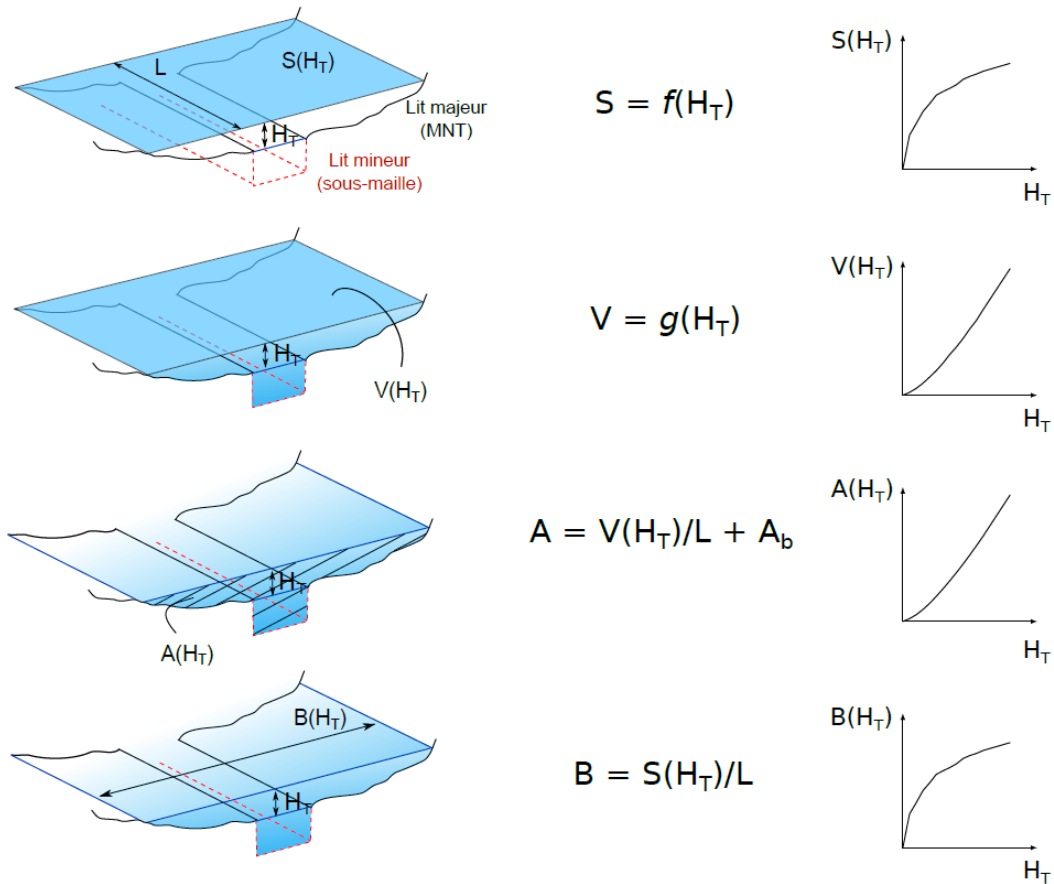


Figure 6.3 – Représentation de la géométrie équivalente au tronçon dérivée de HAND et du MNT.  $A(H_T)$  et  $B(H_T)$  sont respectivement calculés à partir de  $V(H_T)$  et  $S(H_T)$ .

### 6.1.3 Formulation DEBORD

Traditionnellement, le lit de la rivière est décomposé en lit mineur et lit majeur (bien qu'on puisse également parler de lit moyen ou lit majeur actif (Faure, 2006) dont la limite est marquée par le débordement. Cette frontière, qui donne lieu à diverses variables géométriques comme la largeur, la hauteur ou le débit de plein bord, est en terrain naturel difficilement discernable, suivant que l'on considère le bord de berge, le haut de berge, une cassure dans la courbe de tarage ou toute autre méthode susceptible de déceler le début du débordement (Williams, 1978).

Pour le modèle MHYST, le lit mineur est représenté en sous-maillages par une section rectangulaire, la distinction lit mineur/lit majeur se fait donc beaucoup plus facilement qu'avec des sections naturelles. On peut donc aisément mettre en œuvre des équations d'hydraulique simplifiée en lit composé. Classiquement, il s'agit d'appliquer l'équation de Manning-Strickler (Eq. 2.8) à des sections élémentaires prises isolément (Figure 6.4), le débit total étant égal à la somme des débits élémentaires sur chaque section  $s_i$ .

Nicollet et Uan (1979) ont cependant réalisé une étude expérimentale sur les écoulements en lits composés prismatiques dans laquelle ils traitent, notamment, de la répartition des débits et de l'interaction entre les sections élémentaires. Des essais en canal de laboratoire ont cherché à caractériser la structure de l'écoulement et à mesurer la répartition des débits entre le lit mineur et le lit majeur, le tout pour des régimes uniformes et dont les résultats sont supposés applicables aux régimes graduellement variés.

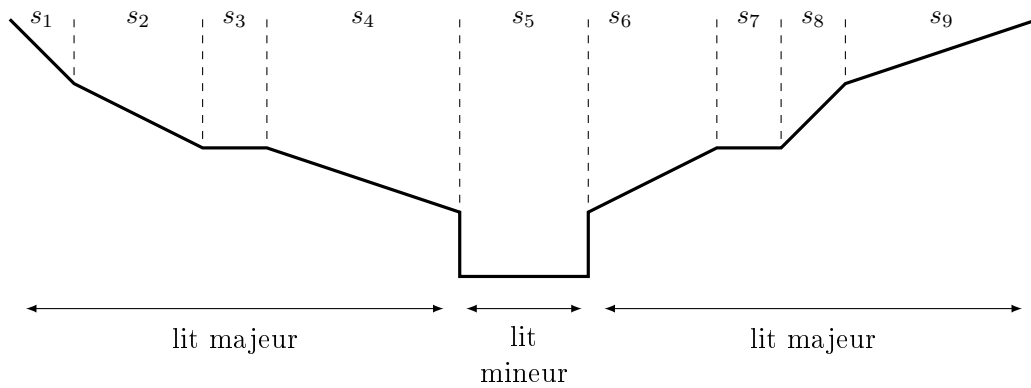


Figure 6.4 – Découpage d'un lit en sections élémentaires indépendantes.

Pratiquement, la différence se retrouve au niveau des relations hauteur-débit au tronçon, ces dernières étant plus pentues dans le cas de l'utilisation de Manning-Strickler. Cela signifie que pour une même hauteur, l'équation de Manning-Strickler calcule un débit plus fort que la formulation DEBORD, qui elle prend en compte la perte de charge due à l'interaction entre les deux lits.

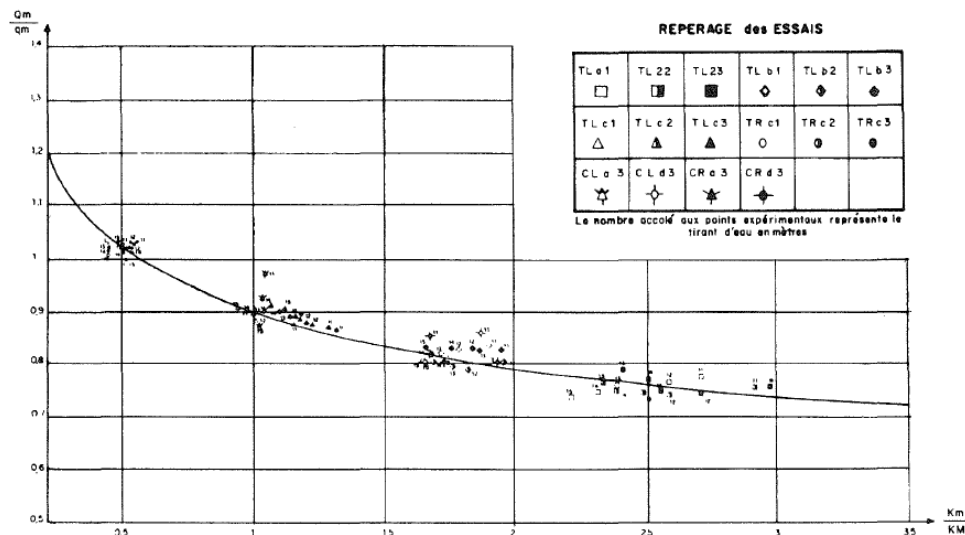


Figure 6.5 – Relation expérimentale entre le débit mineur en lit composé et le débit en lit simple pour un ensemble d'essais expérimentaux en lits prismatiques (Nicollet et Uan, 1979).

Après une série d'essais, une relation expérimentale a pu être déterminée entre le débit mineur en lit composé et le débit en lit simple (Figure 6.5). Cette relation a montré que la répartition de ces débits était dépendante des coefficients de rugosité  $K_{ch}$  et  $K_{fp}$ , d'autres variables ayant été testées, comme le tirant d'eau, la largeur relative ou la pente du lit. L'équation de la courbe se retrouve dans le coefficient  $C_0$  (Eq. 6.6) et, après extension de la validité de cette loi aux faibles submersions, dans le coefficient  $C$  (Eq. 6.6). Ce coefficient a donné lieu à la formulation DEBORD, qui relie la débitance aux paramètres géométriques des lits mineur et majeur (Eq. 6.5), et permet de séparer l'écoulement en lit mineur de l'écoulement en lit majeur tout en prenant en compte l'interaction entre les lits. Étant donné que l'on considère un écoulement uniforme, il suffit de multiplier la débitance par la racine de la pente du lit pour obtenir le débit total.

$$De = K_{ch} \cdot C \cdot A_{ch} \cdot R_{ch}^{2/3} + K_{fp} \cdot \sqrt{A_{fp}^2 + A_{ch} \cdot A_{fp} \cdot (1 - C^2)} \cdot R_{fp}^{2/3} \quad (6.5)$$



$$C = \begin{cases} C_0 = 0.9 \cdot \left(\frac{K_{fp}}{K_{ch}}\right)^{1/6} & \text{if } r = \frac{R_{fp}}{R_{ch}} > 0.3 \\ \frac{1 - C_0}{2} \cdot \cos\left(\frac{\pi \cdot r}{0.3}\right) + \frac{1 + C_0}{2} & \text{if } 0 \leq r \leq 0.3 \end{cases} \quad (6.6)$$

$$Q = De \cdot \sqrt{I_f} \quad (6.7)$$

#### 6.1.4 Construction de la relation hauteur-débit

Le principe du modèle MHYST est de construire une relation entre le seuil de hauteur  $H_T$  et le débit  $Q$  moyenné au tronçon, puis d'utiliser cette relation pour simuler des événements passés ou futurs. La formulation DEBORD permet le calcul du débit total (lit mineur + lit majeur) à partir d'informations géométriques et des coefficients de rugosité de Strickler. Nous avons ici utilisé cette formule à partir de la géométrie équivalente au tronçon pour calculer un débit équivalent au tronçon, en régime permanent uniforme. Les relations 6.1 à 6.3 permettent de calculer tous les paramètres géométriques nécessaires :

$$A_{ch} = A_b + H_T \cdot W_b \quad (6.8)$$

$$A_{fp} = A(H_T) - A_{ch} \quad (6.9)$$

$$R_{ch} = \frac{A_{ch}}{W_b + 2 \cdot h_b} \quad (6.10)$$

$$R_{fp} = \frac{A_{fp}}{B(H_T) - W_b} \quad (6.11)$$

Les seules inconnues restantes sont donc  $L$ , la longueur d'un tronçon, et les coefficients de Strickler,  $K_{ch}$  et  $K_{fp}$ . Ces deux derniers, étant propres au type de sol, peuvent être calés ou bien calculés à partir de données d'occupation du sol comme la base de données Corine Land Cover (SOeS, 2016).

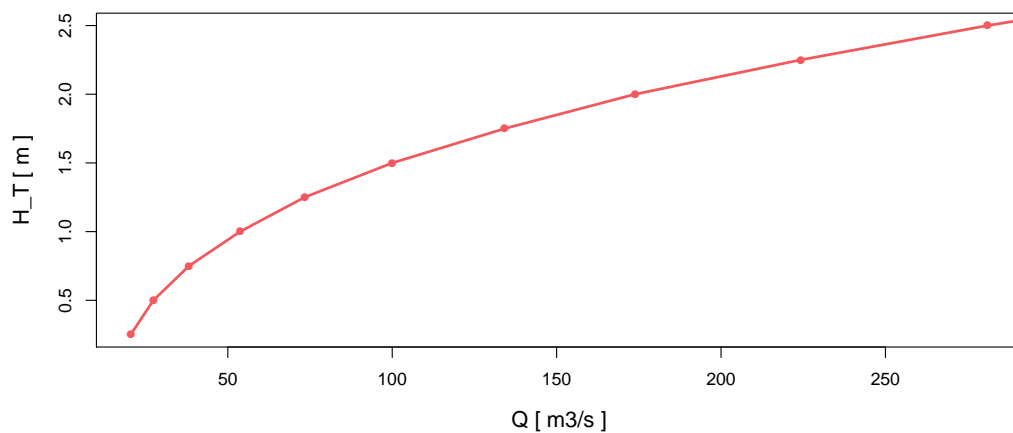


Figure 6.6 – Relation empirique entre le débit au tronçon  $Q$  et le seuil de hauteur  $H_T$  calculée à partir de HAND et de la formulation DEBORD pour un tronçon du Loing, affluent de la Seine.

Pour résumer, à partir d'un seuil de hauteur  $H_T$  il est possible, par l'intermédiaire de HAND et de la formulation DEBORD, de déterminer un débit équivalent au tronçon. Une relation entre  $H_T$  et  $Q$ , propre à chaque tronçon défini sur le bassin versant, est ainsi construite en calculant le débit pour un grand nombre de valeurs de  $H_T$  (Figure 6.6). Une fois cette relation connue (elle ne change a priori pas et est donc calculée une fois pour toute), il est possible de l'inverser et de déterminer, pour un débit  $Q$  donné lors d'un évènement de crue, le seuil  $H_T$  correspondant, et donc la carte d'inondation équivalente. Une fois cette procédure accomplie pour chaque tronçon, on peut fusionner les différentes cartes et définir la zone inondée à l'échelle du bassin. Étant donné qu'une crue est un évènement qui s'étale dans le temps, il est possible de calculer une carte correspondante à chaque pas de temps choisi (par exemple journalier), en faisant l'approximation d'un écoulement uniforme et permanent à l'échelle du pas de temps.

## 6.2 Application de la méthode

Le modèle MHYST a été appliqué sur le bassin versant du Loing afin de reproduire l'évènement de mai-juin 2016 qui a touché le centre de la France (voir Section 3.2.3), et qui a entraîné de fortes inondations, notamment sur ce bassin. Le MNT RGE de l'IGN, de résolution 5 m (voir Section 3.1), a été utilisé pour calculer les relations géométriques fondées sur le modèle HAND. Les sorties du modèle ont été comparées à l'emprise de l'activation EMSN028 du Copernicus Emergency Management Service (©2016 European Union), qui concerne une partie de la Seine et la moitié aval du bassin du Loing (voir Section 3.3.1.2). Les données cartographiques d'inondation pour ce bassin ne concernant qu'un unique évènement, il n'a été possible que de caler le modèle, sans le valider sur un second évènement. Les sections suivantes présentent donc uniquement les résultats du modèle en calage. Il peut paraître paradoxal de développer un modèle destiné aux zones où l'on manque de données en s'appuyant sur un territoire riche en informations (données de débits, MNT précis, données cartographiques d'inondation...) et où un modèle classique aurait certainement toute sa place. Néanmoins, si l'on souhaite analyser le comportement et les performances de ce nouveau modèle, il est primordial de le tester dans un premier temps sur une zone où il est possible de comparer les résultats à des observations. Il s'agit de la première étape d'un travail qui permettra ensuite d'utiliser le modèle dans diverses conditions et sur toute sorte de territoire.

### 6.2.1 Paramétrisation du modèle

Les équations du modèle MHYST présentent sept paramètres propres à un bassin versant (Tableau 6.2). Pour l'application du modèle sur le bassin versant du Loing, les paramètres  $\alpha$  et  $\beta$  ont été déterminés à l'aide d'images aériennes de la plateforme Géoportail (prises de vue : 2016, pas de 20 cm) : les largeurs de plein-bord mesurées sur différentes portions de la rivière et de ses affluents ont été associées manuellement à la surface amont drainée calculée à partir du MNT. La relation obtenue (Figure 6.7) est loin de représenter parfaitement la géomorphologie de la rivière, mais fournit une approximation acceptable de celle-ci, compte tenu des données disponibles.

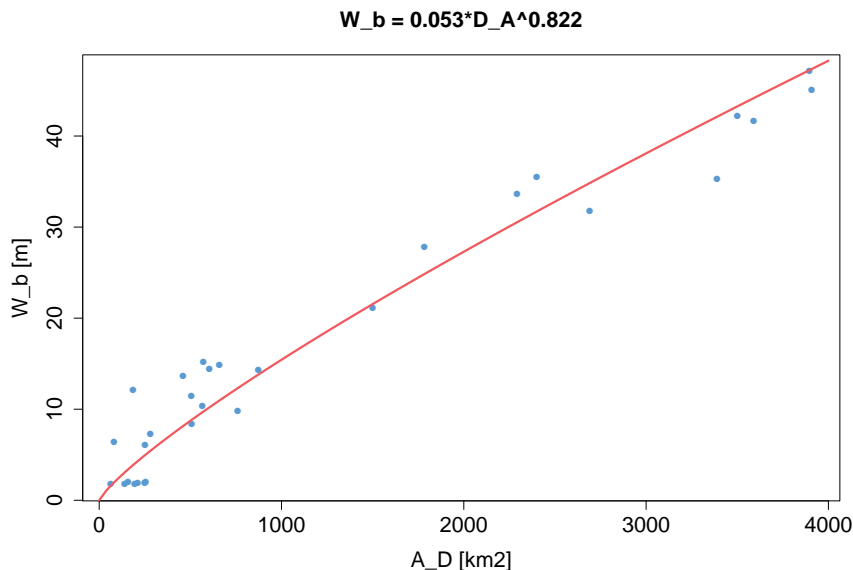


Figure 6.7 – Relation empirique entre la largeur de plein bord et la surface amont drainée déterminée à l’aide de la plateforme Géoportail.

Les coefficients  $\delta$  et  $\omega$  ont, eux, été fixés à partir d’une étude de Blackburn-Lynch et al. (2017) sur l’ensemble des États-Unis, cherchant à produire une base de données de coefficients pour différents types de rivières. Les valeurs affectées à ces paramètres sont  $\delta = 0.27$  et  $\omega = 0.21$ , correspondant aux valeurs trouvées à l’échelle nationale dans l’étude américaine.

La longueur des tronçons  $a$ , dans un premier temps, été fixée à  $L = 1000$  m, permettant l’obtention d’un nombre de tronçons suffisamment grand pour, a priori, correctement représenter la répartition géographique de l’inondation tout en limitant le temps de calcul. L’influence de cette longueur sur les résultats du modèle est discutée à la section 6.4.

Ainsi, le modèle ne possède plus que deux paramètres libres,  $K_{ch}$  et  $K_{fp}$ , les coefficients de rugosité pour le lit mineur et le lit majeur. Le calage du modèle MHYST consiste donc à la détermination du couple  $(K_{ch}, K_{fp})$  qui offre les meilleures performances en comparant l’emprise de sortie avec l’observation.

### 6.2.2 Conditions aux limites

Comme pour VIPER, les données d’entrée de MHYST sont des débits distribués. Ici, il s’agit d’hydrogrammes observés sur le bassin pendant l’évènement de mai-juin 2016, issus de la banque HYDRO (Leleu et al., 2014). L’utilisation directe des observations réduit certes la zone d’étude mais permet de s’affranchir des incertitudes propres au modèle hydrologique afin de se concentrer sur les erreurs du modèle hydraulique. Ces débits étant attachés à des stations ponctuelles, ils ont été distribués sur le bassin versant de la même manière que VIPER (Eq. 6.12) :

$$Q = Q_{up} + \frac{A_D - A_{D,up}}{A_{D,down} - A_{D,up}} \times (Q_{down} - Q_{up}) \quad (6.12)$$

où  $Q$  et  $A_D$  sont le débit et la surface amont drainée d’un pixel rivière entre deux exutoires,  $Q_{up}$ ,  $Q_{down}$ ,  $A_{D,up}$  et  $A_{D,down}$  sont les débits et surface drainée des exutoires amont et aval. Les débits sont ainsi interpolés de façon cohérente et définissent le réseau hydrographique sur le bassin versant. Ils sont ensuite moyennés à l’échelle du tronçon.

### 6.2.3 Méthode de calage

Pour déterminer les performances du modèle, nous avons utilisé les différents critères fondés sur le tableau de contingence de la figure 6.8 et présentés en Section 3.3.2. Pour rappel, ces scores, présentés en détail par Jolliffe et Stephenson (2003), sont des ratios entre les membres du tableau avec  $n_1$  le nombre de succès, c'est-à-dire le nombre de pixels correctement inondés,  $n_4$  le nombre de pixels correctement laissés secs,  $n_2$  le nombre de fausses alertes et  $n_3$  le nombre de pixels observés inondés manqués par le modèle. Le tableau 6.3 résume les formules et les interprétations des critères utilisés ici. Ces ratios sont particulièrement fiables s'ils sont utilisés pour comparer des simulations avec des observations exhaustives. Les données de validation de Copernicus représentant une emprise maximale, on peut dire que cette condition est presque remplie. Cependant, comme pour VIPER, les sorties de MHYST sont datées, ce qui n'est pas le cas des données observées. Les cartes journalières ont donc été fusionnées en une carte de l'emprise maximale lors de l'évènement, ce qui signifie que nous n'avons pas cherché à valider la dynamique temporelle de l'inondation, mais seulement son étendue maximale.

		Observation	
		Inondé	Sec
Modèle	Inondé	Succès ( $n_1$ )	Fausse alerte ( $n_2$ )
	Sec	Alerte manquée ( $n_3$ )	Rejet correct ( $n_4$ )

Figure 6.8 – Tableau de contingence rassemblant les différents scénarios rencontrés lors du calage du modèle.

La cartographie observée du service Copernicus a dû être modifiée afin de s'adapter à l'application de MHYST. En effet, le réseau hydrographique du bassin versant a été défini en interpolant les stations disponibles dans la banque HYDRO et par conséquent, l'emprise observée contient des affluents qui ne possédaient pas de débits observés. Ces affluents ont donc été retirés afin de caler le modèle uniquement sur les cours d'eau modélisés (Figure 6.9).

Tableau 6.3 – Tableau des scores de prévision utilisés pour déterminer la performance du modèle lors d’une simulation. Les critères sont calculés à partir de la table de contingence (Figure 6.8) et reflètent une caractéristique du modèle. Ensemble, ces critères fournissent une analyse complète du comportement du modèle.

Critère	Ratio	Intervalle	Optimum	Interprétation
Bias ( <i>BIAS</i> )	$\frac{n_1 + n_2}{n_1 + n_3}$	$[0, +\infty[$	1	Mesure la surestimation ( $BIAS > 1$ ) et la sous-estimation ( $BIAS < 1$ ) du modèle.
False alarm ratio ( <i>FAR</i> )	$\frac{n_2}{n_1 + n_2}$	$[0, 1]$	0	Proportion de pixels inondés qui étaient observés secs. Ne prend pas en compte les alertes manquées.
Probability of detection ( <i>POD</i> )	$\frac{n_1}{n_1 + n_3}$	$[0, 1]$	1	Proportion de pixels observés inondés intersectés par le modèle. Ne prend pas en compte les fausses alertes.
Critical success index ( <i>CSI</i> )	$\frac{n_1}{n_1 + n_2 + n_3}$	$[0, 1]$	1	Proportion de pixels correctement modélisés. Pénalise la surestimation et la sous-estimation.

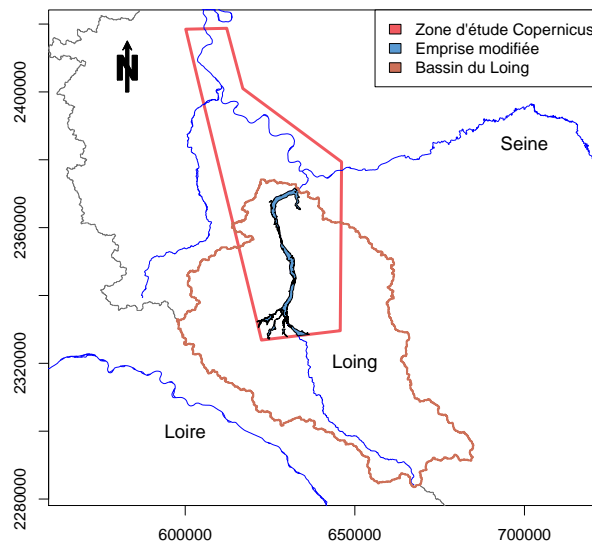


Figure 6.9 – Emprise maximale observée modifiée pour l’évènement de mai-juin 2016 sur le bassin versant du Loing, produite par le Copernicus Emergency Management Service.

## 6.2.4 Calage global à l’échelle du bassin versant

### 6.2.4.1 Détermination des paramètres

Afin de déterminer le meilleur jeu de paramètres pour modéliser l’évènement, nous avons testé 121 combinaisons, avec des valeurs de  $K_{ch}$  et  $K_{fp}$  comprises entre 0, 1 et 30. Dans un premier temps, ces paramètres ont été définis comme globaux, c’est-à-dire identiques sur l’ensemble du bassin versant. Pour chaque couple, l’emprise maximale simulée a été comparée à l’emprise observée et les critères de prévision ont été calculés.

La figure 6.10 présente les résultats obtenus par le modèle, pour des valeurs de  $K_{ch}$  allant de 0,1 à 20 et de 0,1 à 10 pour  $K_{fp}$  (au-delà, les performances décroissent). Seuls les principaux scores, c'est-à-dire le *BIAS* (qui mesure la tendance du modèle à sur ou sous-estimer) et le *CSI* (qui donne une vision globale de la performance) sont représentés. En effet, comme le *POD* ne prend pas en compte les fausses alertes, il a tendance à augmenter avec la taille de l'emprise, et inversement avec le *FAR*, qui ne prend pas en compte les alertes manquées, et qui diminue donc avec la taille de l'emprise. La figure 6.10 montre que les deux critères principaux sont plus sensibles aux variations de  $K_{fp}$  qu'à celles de  $K_{ch}$ , ce qui paraît cohérent étant donné la période de retour probable de l'évènement (aux alentours de 1000 ans, avec un débordement majeur). De plus, nous modélisons l'emprise maximale, où la contribution du lit majeur est majoritaire. Enfin, le lit mineur est modélisé en représentation sous-maille à l'aide de relations de géométrie hydraulique, qui ne correspondent pas parfaitement à la réalité. Tout cela contribue à rendre difficile l'estimation du coefficient de rugosité du lit mineur.

Les deux critères présentent une zone optimale : pour le *BIAS*, il s'agit d'une crête peu sensible à  $K_{ch}$ , tandis que pour le *CSI*, il s'agit d'une zone où le critère est supérieur à 0,66 et s'étalant de  $K_{fp} = 5$  et  $K_{ch} \leq 10 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$  à  $K_{fp} = 4$  et  $1 \leq K_{ch} \leq 10 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Compte tenu de l'équifinalité de la paramétrisation du modèle, une possibilité pour choisir un couple parmi les autres serait de prendre celui qui a le plus de signification physique. Il s'agirait du couple  $K_{ch} = 10$  et  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ , qui respecte notamment le fait que la rugosité est plus élevée en lit mineur. De plus, le lit majeur est constitué de 44% de terres arables hors périmètres d'irrigation, de 17% de forêts de feuillus et de 10% de prairies (Corine Land Cover), qui correspondent, selon la littérature, à des coefficients de rugosité de 8, 2 et  $4 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$  respectivement (Grimaldi et al., 2010).

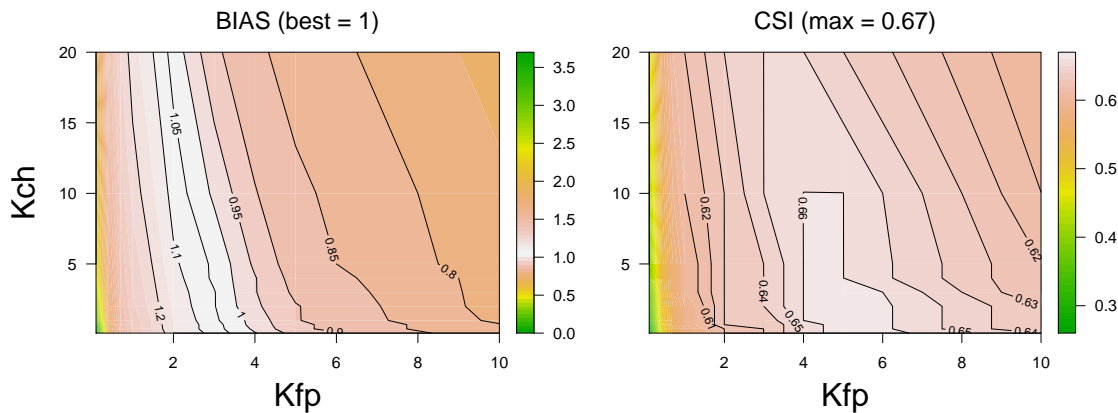


Figure 6.10 – Valeurs des critères obtenus pour le modèle MHYST sur le bassin versant du Loing pour tous les couples de paramètres testés.

Les deux diagrammes de Pareto en figure 6.11 viennent confirmer cette analyse. Le premier diagramme montre l'impact de  $K_{fp}$  dans la balance entre le *POD* et le *FAR*, ce qui n'est pas le cas avec  $K_{ch}$ . Le second diagramme montre que les meilleures valeurs de *CSI* sont effectivement obtenues pour les couples qui minimisent le *FAR* tout en maximisant le *POD*, confirmant la capacité du *CSI* à trouver un compromis entre un faible *FAR* et un *POD* important.

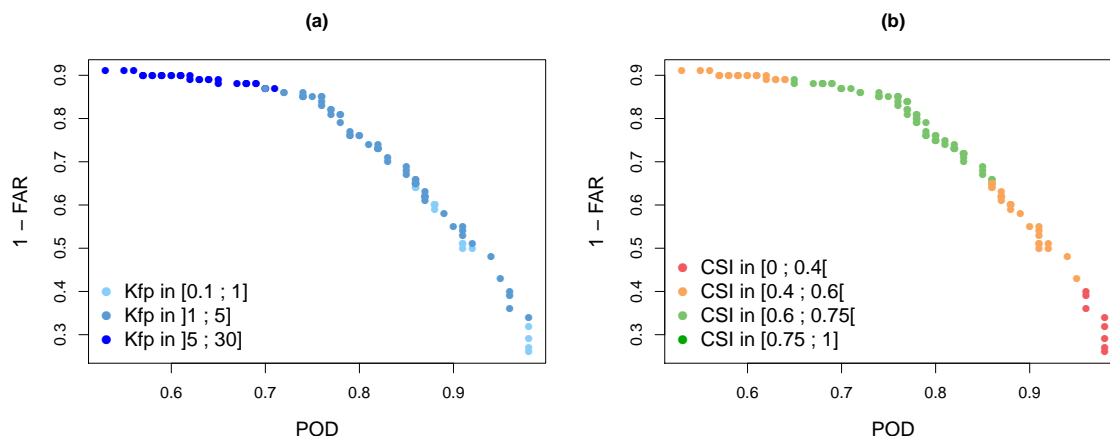


Figure 6.11 – Diagrammes de Pareto pour deux scores de prévision,  $POD$  et  $FAR$ . Ici est utilisé  $1 - FAR$  pour que les deux critères évoluent dans le même sens.

La figure 6.12 présente les performances au tronçon de la combinaison optimale,  $K_{ch} = 10$  et  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Les valeurs de critères ont été catégorisées, de façon arbitraire, afin de juger des performances locales (Tableau 6.4), selon notre interprétation d'un bon modèle. Dans le cas du  $BIAS$ , la surestimation ( $BIAS > 1$ ) a été préférée à la sous-estimation ( $BIAS < 1$ ), car nous jugeons qu'il est préférable d'avoir quelques fausses alertes plutôt que des alertes manquées. On remarque, pour le  $BIAS$  comme pour le  $CSI$ , une majorité de tronçons verts. Les tronçons oranges et rouges sont surtout concentrés à l'aval du bassin, sur un affluent, et au sud, dans la région de Montargis, urbanisée et où des canaux interagissent avec le réseau hydrographique, expliquant les difficultés de MHYST pour modéliser ces tronçons.

Tableau 6.4 – Catégories de valeurs des critères de performance. Les limites d'intervalle ont été définies arbitrairement afin de refléter notre interprétation d'un bon modèle.

$CSI$	$BIAS$	Interprétation	Couleur
$[0,75 ; 1]$	$[1 ; 1,25]$	Excellent	Vert foncé
$[0,6 ; 0,75[$	$[0,75 ; 1[$	Bon	Vert
$[0,4 ; 0,6[$	$[0 ; 0,75[$	Moyen	Orange
$[0 ; 0,4[$	$]1,25 ; +\infty[$	Mauvais	Rouge

La carte figure 6.13 présente la cartographie maximale de l'inondation obtenue avec le modèle pour le couple  $K_{ch} = 10$  et  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Bien que les données cartographiques observées se cantonnent à la partie Nord du bassin, la simulation a été effectuée sur tout le réseau. Cette carte permet simplement de comparer les hauteurs d'eau obtenues à celles que l'on pouvait produire avec VIPER (Figure 5.9 et 5.10). Avec VIPER, la hauteur maximale atteignait environ 11 m, avec une grande partie du réseau principal supérieure à 7 m. Avec MHYST, la situation est différente, une grande majorité des tronçons ayant une hauteur inférieure à 6 m, voire même à 2 m pour le sud de la carte. Seuls quelques tronçons ont une hauteur bien supérieure, et il s'agit généralement des tronçons dont les performances sont moyennes ou mauvaises. MHYST semble donc être plus cohérent dans la gestion des hauteurs d'inondation, mais cela est peut-être dû au MNT, plus précis dans cette étude.

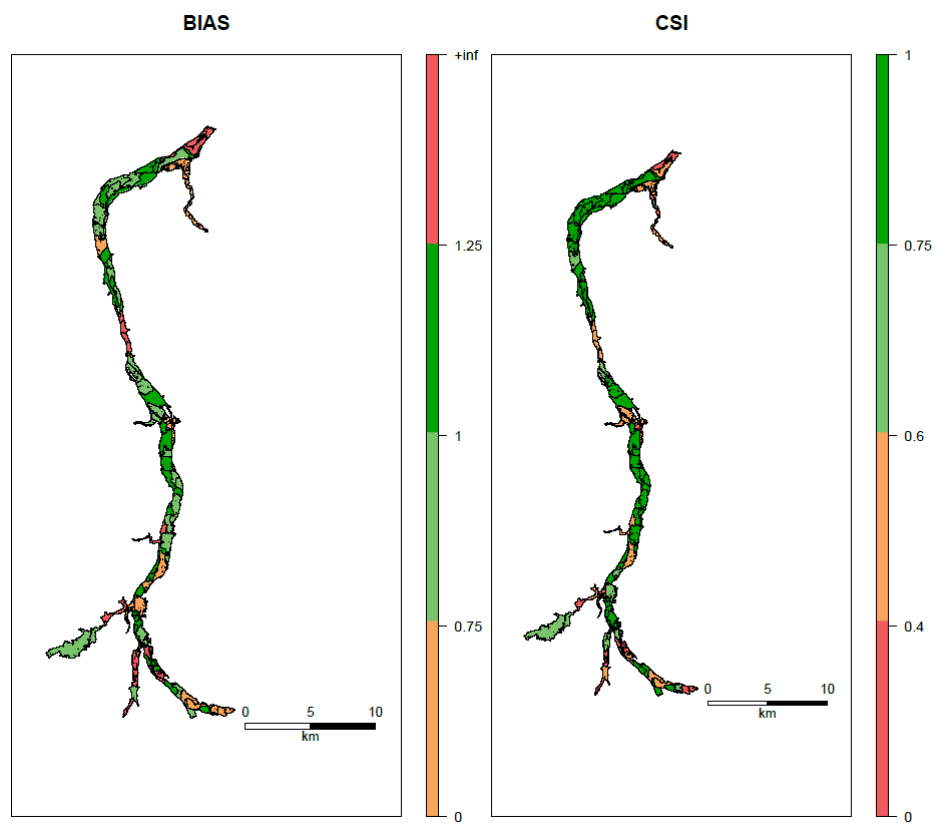


Figure 6.12 – Performance au tronçon pour le couple « optimal » de paramètres,  $K_{ch} = 10$  et  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 90 tronçons impactés par l'inondation.

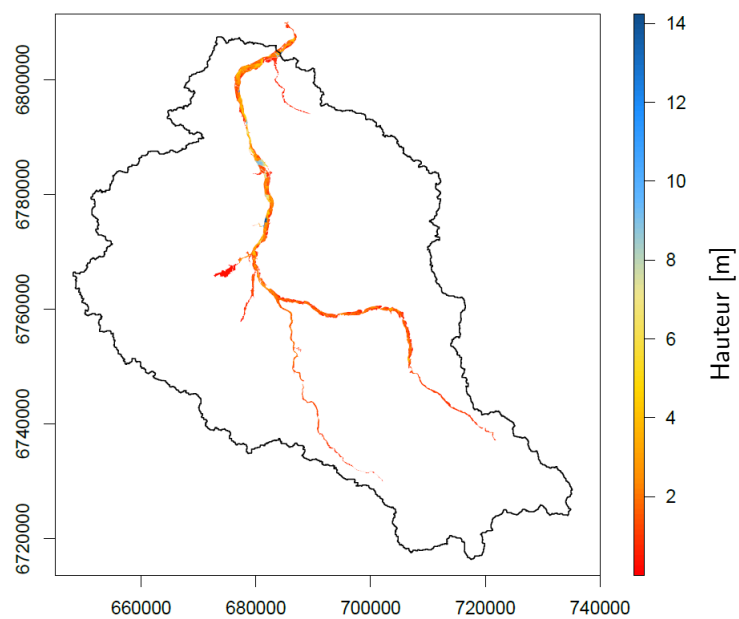


Figure 6.13 – Carte des hauteurs d'eau (en m) de l'inondation maximale produite par le modèle MHYST pour le couple « optimal » de paramètres,  $K_{ch} = 10$  et  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ .



#### 6.2.4.2 Diagnostic des erreurs du modèle

Sur le plan général, MHYST obtient des performances satisfaisantes et parvient à modéliser de nombreux tronçons. Malgré tout, certaines zones semblent donner du fil à retordre au modèle, et il est intéressant de les examiner avec précision afin de comprendre les origines de ces difficultés. Les figures 6.14, 6.15 et 6.16 se focalisent respectivement sur la partie aval du bassin versant, le milieu de la zone d'étude et la ville de Montargis, avec des numéros correspondant aux zones d'intérêt. Ces figures présentent les performances obtenues sur cette zone en numérotant celles qui présentent des difficultés. Après avoir superposé la cartographie simulée avec le MNT et des images satellites de la région, il ressort :

1. La partie la plus aval du bassin, où se trouve l'exutoire, présente des tronçons rouges en termes de *BIAS* et rouge et orange pour le *CSI*. L'interprétation des scores indique une forte surestimation de l'inondation. Celle-ci s'explique simplement par l'image observée de l'inondation, qui s'arrête quelques kilomètres avant l'exutoire, alors que les tronçons, eux, se poursuivent jusqu'à l'exutoire. Il s'agit donc d'un problème de zones d'étude dont les limites ne sont pas parfaitement superposées.
2. L'affluent proche de l'exutoire est en grande partie rouge ou orange pour le *CSI* et totalement orange pour le *BIAS*. Le modèle sous-estime donc clairement l'inondation sur cette partie du bassin. Au niveau de la confluence avec le Loing, cela s'explique par de nombreuses petites zones hautes qui ne sont pas corrigées dans le MNT, empêchant le modèle de les inonder. Ces dernières n'apparaissent cependant pas dans l'observation, d'où la sous-estimation. Le long de l'affluent, l'explication peut soit être le débit observé qui est relativement faible (moins de  $20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  sur le tronçon) et peut paraître douteux ou simplement la géométrie équivalente au tronçon qui ne correspond pas à la rivière réelle, ou encore un débit de débordement régionalisé trop fort.
3. Le tronçon orange au milieu de la carte du *BIAS* s'explique par une ligne de chemin de fer à l'ouest qui agit comme un mur au sein du MNT, empêchant le modèle d'accéder à l'autre côté (de l'est vers l'ouest). De plus, de l'autre côté du chemin de fer, le débordement est dû à un ruisseau intermittent ou semi-enterré qui a débordé mais n'est pas représenté dans notre réseau hydrographique.
4. Les tronçons du sud correspondent à une zone où le canal du Loing joue un rôle majeur dans la géométrie de la coupe transversale. Ce dernier n'étant pas inclus dans la géométrie équivalente calculée par MHYST, le modèle se trouve en difficulté, ne pouvant pas prendre en compte l'effet du canal comme pourraient le faire des modèles hydrauliques 2D, par exemple.

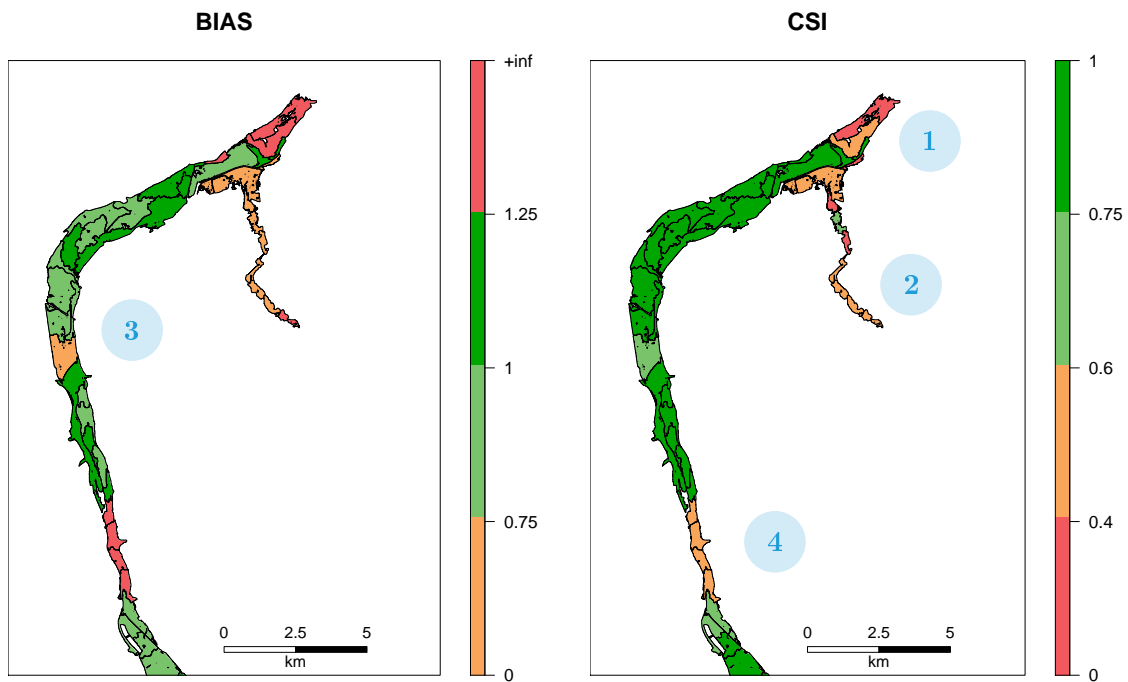


Figure 6.14 – Performance au tronçon pour le couple « optimal » de paramètres,  $K_{ch} = 10$  et  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$  pour l’aval du bassin versant du Loing. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les tronçons impactés par l’inondation.

5. Cette zone (Figure 6.15 présente une légère sous-estimation qui mène à un *CSI* moyen. Cela s’explique notamment par la présence de l’autoroute A77 dans le MNT, qui est surélevée et coupe le tronçon en deux morceaux reliés par des ouvertures artificielles. De plus, le canal du Loing et une autre route sont également surélevés et font office de digue. Il s’agit qui plus est d’une partie du tronçon éloignée de la rivière et donc difficile à atteindre par les ouvertures. Le manque d’eau et la géométrie entraînent donc une sous-estimation de l’inondation.
6. Un chemin de fer coupe le tronçon du nord au sud et ne laisse qu’un passage aménagé dans le MNT pour l’eau. La paramétrisation du modèle ne crée pas suffisamment d’eau pour rejoindre ce qu’il y a derrière le chemin de fer, créant cette sous-estimation.
7. Ici, le modèle surestime clairement l’inondation. L’eau remonte dans ce qui ressemble à un affluent mais n’est en réalité qu’un thalweg dans la vallée et le MNT qui n’est pas en eau. La paramétrisation du modèle crée donc trop d’eau qui s’écoule dans ce chemin préférentiel et entraîne une surestimation.

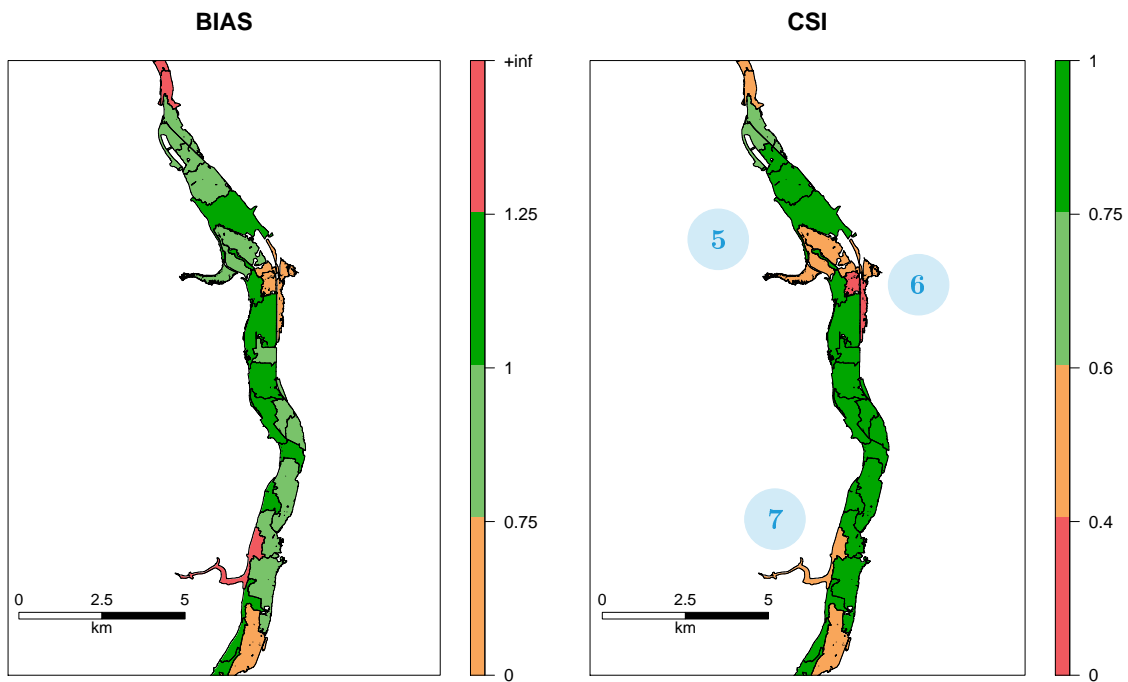


Figure 6.15 – Performance au tronçon pour le couple « optimal » de paramètres,  $K_{ch} = 10$  et  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$  pour le milieu de la zone d'étude sur le Loing. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les tronçons impactés par l'inondation.

8. À ce niveau, le modèle sous-estime l'inondation. Une route fait office de digue dans le MNT mais n'est pas totalement responsable. Le modèle ne fournit tout simplement pas assez d'eau avec la paramétrisation choisie.
9. A l'ouest, le modèle surestime car la zone est relativement plate. Le surplus d'eau calculé par le modèle s'étend donc au sein de cette zone, plus que nécessaire. A l'est, c'est le contraire, le manque d'eau engendre une sous-estimation de la crue.
10. Dans cette zone, la surestimation est majoritaire, mais elle est due au fait que l'observation n'est pas continue, créant des larges portions de tronçons qui ne sont pas inondées dans la cartographie observée. Le modèle fournit donc trop d'eau. De plus, au nord de la zone, un affluent, le Solin, n'est pas défini dans le réseau hydrographique alors qu'il a débordé, entraînant une sous-estimation.
11. La partie la plus en amont de la modélisation souffre d'un surplus d'eau et d'une observation non continue, qui engendre le même effet que pour la zone précédente. De plus, de nombreuses routes ne sont pas gommées dans le MNT et apparaissent surélevées, rendant difficile le passage de l'eau, qui doit s'écouler par des ouvertures artificielles dans le MNT.

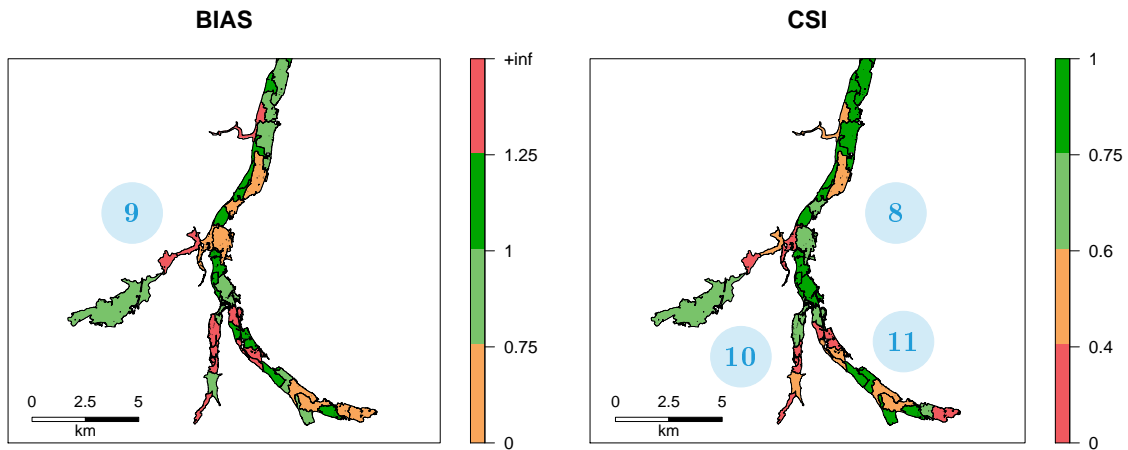


Figure 6.16 – Performance au tronçon pour le couple « optimal » de paramètres,  $K_{ch} = 10$  et  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$  pour la zone de Montargis sur le bassin versant du Loing. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les tronçons impactés par l’inondation.

Il existe donc diverses raisons pour lesquelles le modèle peut mal fonctionner. La raison la plus évidente est la paramétrisation du modèle, c’est-à-dire les valeurs des coefficients de Strickler. Si celle-ci n’est pas adaptée au tronçon, le modèle peut fournir trop ou pas assez d’eau, menant à une sur- ou sous-estimation de l’inondation. Une autre raison possible est la qualité des données d’entrée, que ce soit le MNT ou les observations. En effet, sur le MNT à 5 m apparaissent sur certaines zones du bassin du Loing les routes, autoroutes et chemins de fers et ceux-ci peuvent créer des digues parfois inexistantes (comme les autoroutes sur piliers) avec des ouvertures qui peuvent altérer le comportement du modèle. Les données observées, enfin, comportent leur lot d’incertitudes. Celles que nous utilisons ont notamment subi un post-traitement à partir d’un MNT certainement moins précis que le nôtre, ce qui peut également engendrer des erreurs.

### 6.2.5 Calage global à l’échelle du tronçon

Une autre manière de choisir le couple optimal est de s’intéresser à la performance globale sous l’angle des tronçons, c’est-à-dire de choisir la paramétrisation globale (un seul couple pour tout le bassin) qui fournira le plus grand nombre de tronçons bien modélisés. En effet, il est possible de choisir entre une cartographie plutôt bonne un peu partout (calage global) et une cartographie excellente sur un maximum de tronçons, quitte à très mal modéliser un petit nombre de tronçons. Pour cela, il faut s’intéresser aux courbes de fréquences cumulées (Figure 6.17) qui montrent la proportion de tronçons au dessus d’un certain seuil de  $CSI$ , pour les 90 tronçons impactés par l’inondation. Les courbes vertes correspondent à la zone d’équifinalité identifiée en section 6.2.4 et la courbe rouge correspond au couple « physique » optimal ( $K_{ch} = 10$  et  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ ). On remarque que la distribution optimale est non-biaisée (médiane environ égale à 1) et réalise de bons scores sur un grand nombre de tronçons, même si d’autres courbes vertes montrent de meilleurs résultats. La distribution bleue identifie le couple ( $K_{ch} = 3$  et  $K_{fp} = 2 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ ) maximisant le nombre de tronçons dont le  $CSI$  est supérieur à 0,6 (correspondant à une modélisation « bonne » ou « excellente », voir Tableau 6.4). Cela représente plus de 70% des 90 tronçons représentés dans cette étude, contre environ 65% pour le couple « physique » .

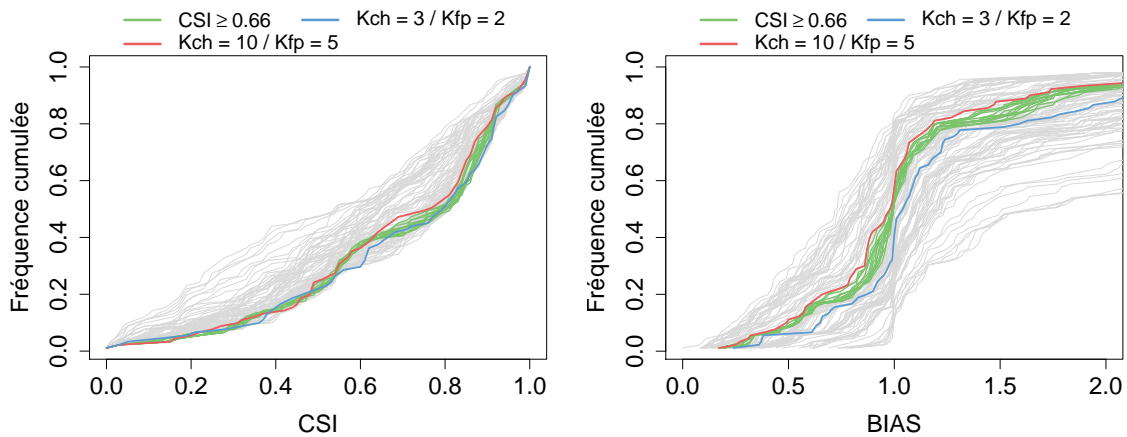


Figure 6.17 – Fréquences cumulées pour le *CSI* et le *BIAS* pour toutes les combinaisons de paramètres testées, et pour les 90 tronçons affectés par l’inondation. Les lignes vertes correspondent aux couples de la zone d’équifinalité identifiée en section 6.2.4, la ligne rouge correspond au couple « physique » et la courbe bleue au couple maximisant le nombre de tronçons au dessus de  $CSI = 0,6$ .

On remarque que si cette combinaison maximise le nombre de bonnes performances, elle diminue aussi le nombre de performances excellentes, par rapport à d’autres couples en vert. Cette distribution est, par ailleurs, légèrement biaisée par une surestimation globale, avec une médiane à 1,05 et une majorité ( $\sim 60\%$ ) de tronçons ayant un *BIAS* supérieur à 1. On retrouve cela assez clairement sur la figure 6.18 qui montre que la multiplication des zones vertes entraîne une exacerbation des zones rouges, qui surestiment largement l’inondation. La question est donc de savoir s’il est préférable de bien modéliser un maximum de tronçon, au détriment des tronçons difficiles et de la performance globale dont la qualité est dégradée, ou de « limiter la casse » avec une distribution minimisant les mauvais tronçons et apportant une performance globale acceptable, quitte à modéliser un peu moins bien les tronçons les moins complexes.

Dans le cadre de cette thèse, où l’on cherche à créer un modèle efficace à l’échelle globale et performant à l’échelle locale, il nous semble certainement préférable de choisir la solution proposée par le calage global, présentant de bons résultats tout en limitant l’erreur sur les tronçons complexes.

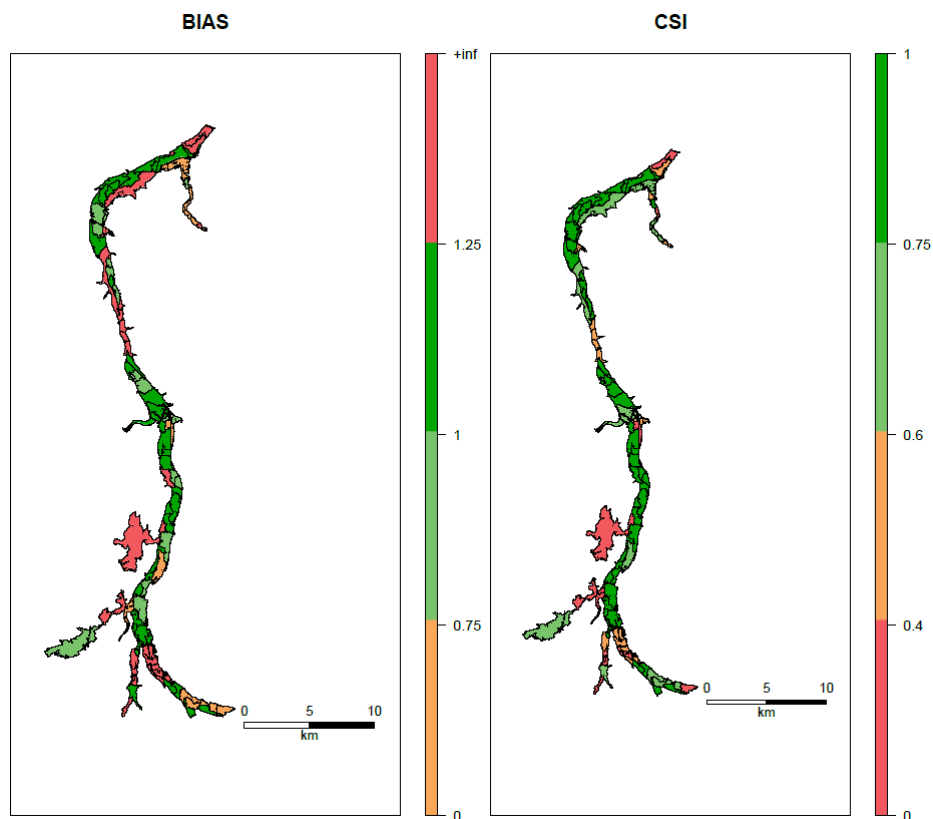


Figure 6.18 – Performance au tronçon pour le couple de paramètres,  $K_{ch} = 3$  et  $K_{fp} = 2 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 90 tronçons impactés par l’inondation.

## 6.2.6 Paramétrisation distribuée

### 6.2.6.1 Performances du modèle

La paramétrisation globale – que l’on optimise la performance globale où la performance locale – permet de n’avoir qu’un seul jeu de paramètres sur l’ensemble du bassin versant, mais ce jeu unique ne permet pas d’avoir la meilleure performance sur chaque tronçon. Pour y parvenir, il faut distribuer les paramètres à l’échelle du tronçon : chaque tronçon possède alors son propre jeu de paramètres qui est optimisé par rapport à l’observation qui le concerne. Pour notre exemple, cela implique d’avoir 90 couples de paramètres sur le bassin, mais cela n’augmente pas nécessairement le temps de calcul. En effet, pour le calage à l’échelle globale, il faut déterminer la relation  $Q - H_T$  sur chaque tronçon pour un ensemble de couples de coefficients de rugosité. La paramétrisation distribuée oblige simplement à calculer les critères de performance pour chaque tronçon, mais cela est déjà nécessaire si l’on s’intéresse à la distribution des performances (que ce soit les fréquences cumulées ou la répartition spatiale).

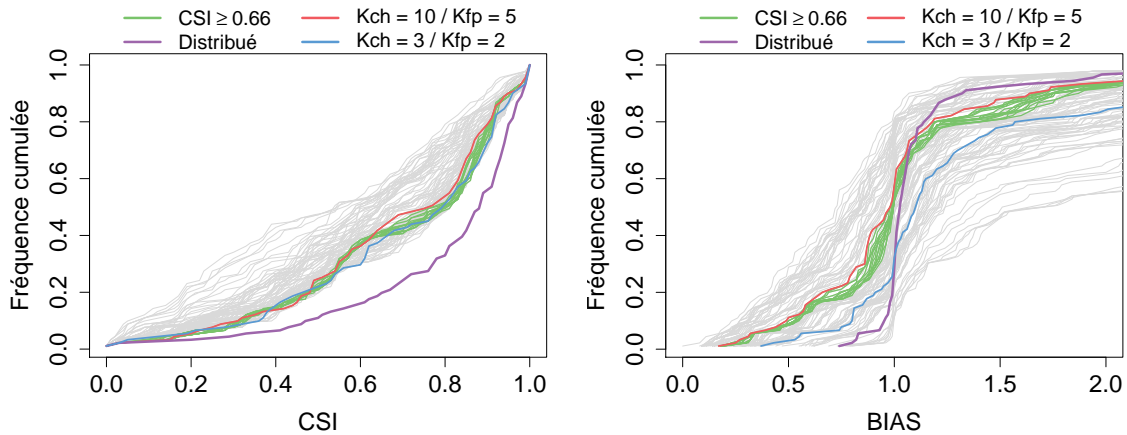


Figure 6.19 – Fréquences cumulées pour le  $CSI$  et le  $BIAS$  pour toutes les combinaisons de paramètres testées, et pour les 90 tronçons affectés par l’inondation. Les lignes vertes correspondent aux couples de la zone d’équifinalité identifiée en section 6.2.4, la ligne rouge correspond au couple « physique », la courbe bleue au couple maximisant le nombre de tronçons au dessus de  $CSI = 0,6$  et la ligne violette à une paramétrisation distribuée des coefficients de rugosité.

La figure 6.19 présente les fréquences cumulées pour les combinaisons de paramètres à l’échelle globale ainsi que pour la paramétrisation distribuée à l’échelle du tronçon. On remarque, notamment au niveau du  $CSI$ , qu’il existe un écart important entre les meilleures paramétrisations globales et la paramétrisation distribuée. On compte ici plus de 80% de tronçons dont le  $CSI$  est supérieur à 0,6, contre un peu plus de 70% précédemment, avec le couple  $K_{ch} = 3$  et  $K_{fp} = 2 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Cette tendance existe aussi pour le  $BIAS$ , qui est très proche de 1 pour une majorité de tronçons. Cela est confirmé par la figure 6.20 qui représente spatialement les performances du modèle, avec une large majorité de tronçons verts, et seulement quelques tronçons oranges ou rouges : ces derniers ne pourront pas être améliorés, puisqu’il s’agit de la meilleure performance que le modèle peut atteindre pour cet évènement. Il s’agit soit de tronçons trop complexes pour MHYST et ses simplifications (par exemple au niveau des canaux), soit d’un problème de qualité des données observées, qui ne sont bien entendu pas parfaites.

A l’échelle globale, le modèle obtient de très bonnes performances :  $CSI = 0,74$ ,  $BIAS = 1,11$ ,  $POD = 0,9$  et  $FAR = 0,19$ . MHYST intersecte 90% de l’inondation observée, mais au prix d’une très légère surestimation ( $BIAS > 1$ ) impliquant environ 20% de fausses alertes, provoquées principalement par les tronçons oranges et rouges (les très bons tronçons présentant un  $FAR$  généralement inférieur à 0,1).

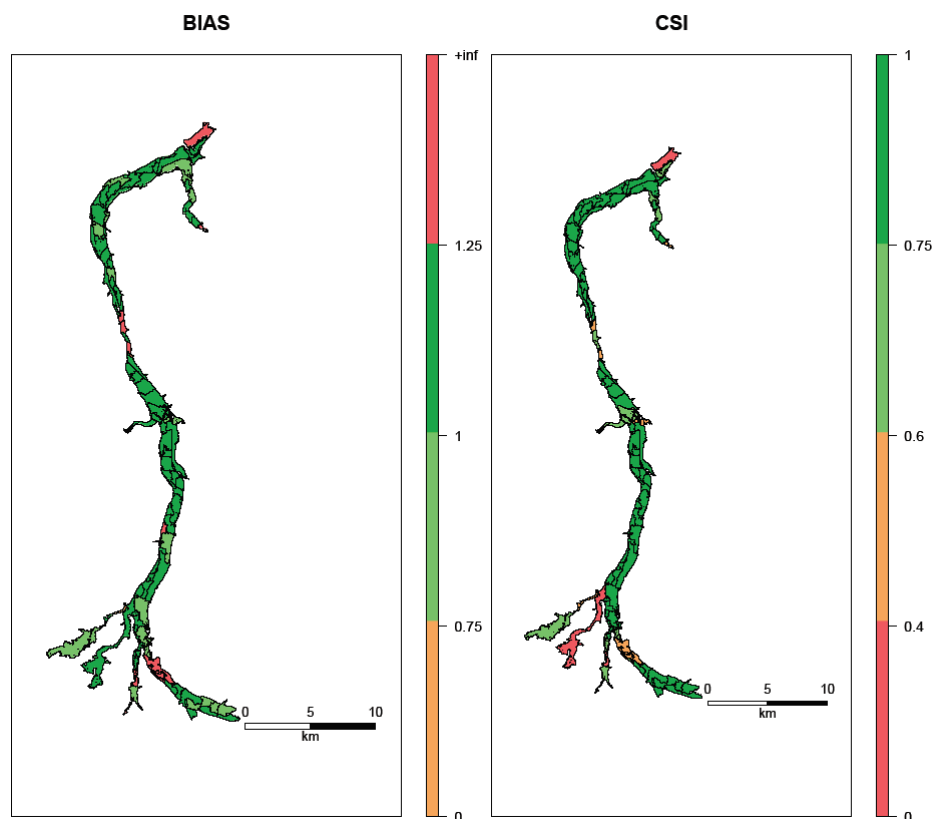


Figure 6.20 – Performance au tronçon pour une paramétrisation distribuée des coefficients de rugosité. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 90 tronçons impactés par l’inondation.

### 6.2.6.2 Répartition des paramètres

Si l’on regarde maintenant la répartition des valeurs des paramètres distribués optimaux (Figure 6.21), on remarque qu’elle est plus étendue pour  $K_{fp}$ , le coefficient de rugosité du lit majeur que pour  $K_{ch}$  (celui du lit mineur). La médiane du premier est à 1 tandis que celle du second est à 0,1. Ce sont des valeurs très faibles pour des coefficients de rugosité, qui ne correspondent pas véritablement aux valeurs usuelles, surtout en ce qui concerne le lit mineur. Deux raisons peuvent expliquer ce fait : la géométrie effective au tronçon est trop éloignée de la réalité et les coefficients de rugosité compensent l’erreur, notamment pour le lit mineur dont la géométrie est issue de relations de géométrie hydraulique ; ou bien le fait de calculer ces relations à l’échelle du tronçon entraîne une modification des valeurs usuelles de coefficient de Strickler, qui sont habituellement calculées à la section.

La figure 6.22 confirme ces observations, et ne permet pas de délimiter une zone particulière sur laquelle sont concentrées certaines valeurs de coefficients. Ainsi, des zones urbanisées comme Montargis et Nemours possèdent un  $K_{fp}$  plus élevé mais c’est également le cas pour d’autres zones plus rurales. Les valeurs sont le plus souvent très éloignées de la configuration globale, et les valeurs les plus fortes de coefficients sont cantonnées à des petites zones qui n’ont pas forcément de bonnes performances.



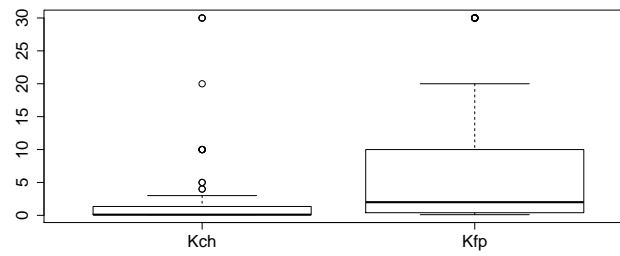


Figure 6.21 – Répartition des valeurs de coefficient de rugosité pour la paramétrisation distribuée.

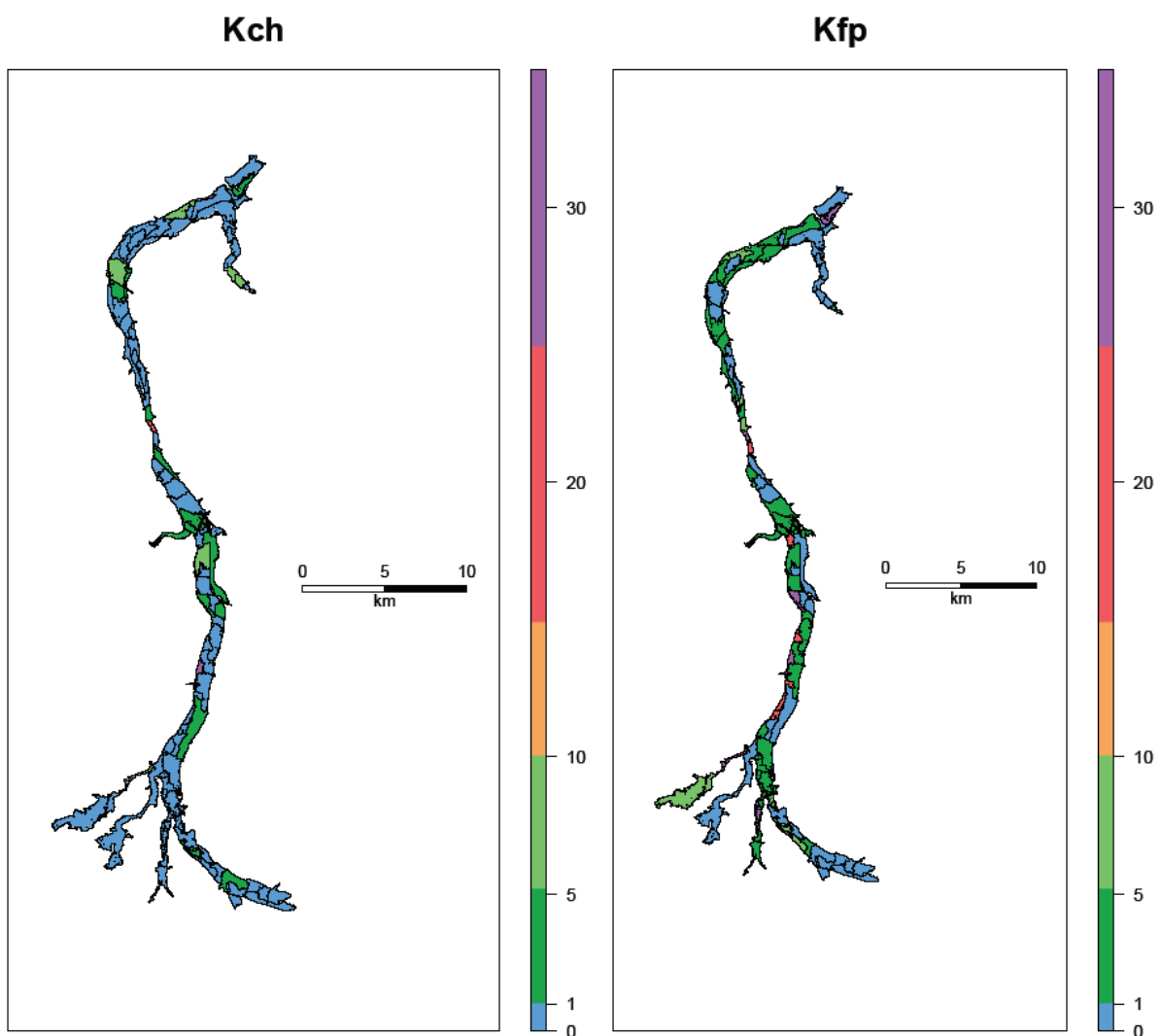


Figure 6.22 – Répartition spatiale selon les tronçons des valeurs de coefficient de rugosité ( $K_{ch}$  et  $K_{fp}$ ) pour la paramétrisation distribuée.

### 6.2.6.3 Diagnostic des erreurs du modèle

Comme pour la combinaison « physique » de paramètres, il est possible d'analyser, tronçon par tronçon, les difficultés rencontrées par le modèle. Cependant, comme le meilleur couple de

paramètres local a été choisi pour chaque tronçon, il s'agit ici de la meilleure performance que peut atteindre MHYST sur ces zones. Les figures 6.23, 6.24 et 6.25 se concentrent une nouvelle fois sur la partie aval du bassin, le milieu de la zone d'étude et la ville de Montargis respectivement. Les difficultés que l'on mettra en lumière seront donc les problèmes fondamentaux que rencontre le modèle.

- 1-2. Il est difficile d'améliorer ces deux zones car leurs performances sont dues aux données observées, dont la limite s'arrête au début des tronçons rouge (extrême aval) et orange (extrême amont de l'affluent). Le calage des paramètres va donc chercher à réduire la hauteur mais inondera nécessairement tout le long du tronçon, entraînant ces mauvais scores.
3. Ce tronçon sous-estimait légèrement l'inondation à cause d'un chemin de fer qui bloquait la voie. La meilleure paramétrisation a donc maximisé la hauteur afin que l'eau puisse remplir la zone anciennement sous-estimée.
4. Malgré la flexibilité donnée au modèle il ne parvient pas à modéliser correctement cet ensemble de tronçons, bien qu'il ait réduit l'emprise pour les deux tronçons centraux, améliorant leurs performances. Cette zone où cohabitent Loing et canal du Loing semble donc trop complexe pour MHYST.

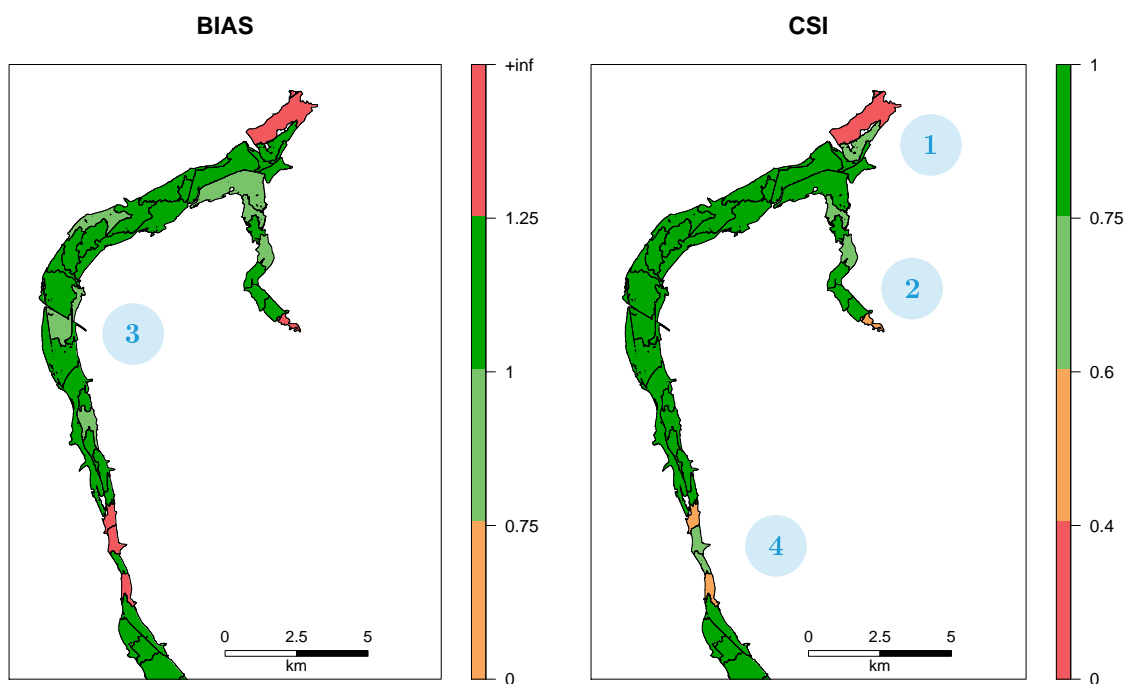


Figure 6.23 – Performance au tronçon pour une paramétrisation distribuée des coefficients de rugosité pour la partie aval du bassin du Loing. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 90 tronçons impactés par l'inondation.

5. Le modèle sous-estimait légèrement l'inondation. A présent, il la surestime légèrement, permettant d'améliorer les valeurs de *CSI*. Au niveau de la rivière principale, l'emprise est très bonne, quoique toujours impactée par l'autoroute A77. Le problème vient de l'affluent le Fusain, dont la confluence avec le Loing est relativement plate, l'eau a donc tendance à remonter vers l'amont de ce cours d'eau.
6. Malgré les efforts du modèle, l'eau est toujours coincée entre le chemin de fer et la départementale D377, entraînant une sous-estimation et donc un *CSI* moyen. Le MNT est ici

la source de l'erreur, car certainement trop précis par rapport à celui utilisé pour traiter les données observées.

7. La nouvelle paramétrisation a permis de limiter l'expansion de l'inondation dans le thalweg. Ainsi, le modèle surestime l'emprise mais permet tout de même l'obtention d'un bon *CSI*.

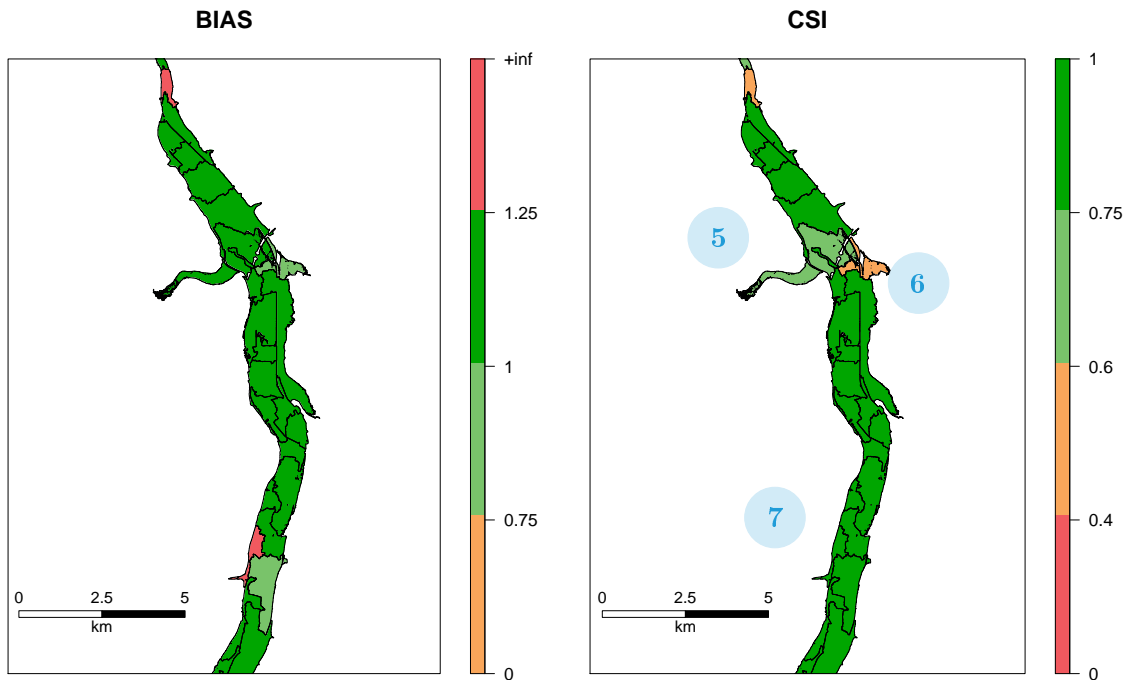


Figure 6.24 – Performance au tronçon pour une paramétrisation distribuée des coefficients de rugosité pour le milieu de la zone d'étude. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 90 tronçons impactés par l'inondation.

8. Le modèle a pu augmenter la hauteur d'inondation grâce à la paramétrisation locale. Les deux tronçons qui sous-estimaient l'inondation la surestiment maintenant très légèrement, et obtiennent un *CSI* excellent.
9. Le modèle a réduit la hauteur afin de limiter la surestimation mais les performances ne sont toujours pas excellentes. Néanmoins, la « tâche » en amont à l'ouest est, elle, très bien modélisée malgré les difficultés que la zone pouvait représenter.
10. Ici, l'emprise observée était discontinue, ce qui rendait difficile la modélisation par MHYST, des morceaux de tronçons se retrouvant secs dans l'observation. Malgré le choix des paramètres, le modèle n'a réussi qu'à partiellement améliorer ses performances, en réduisant l'emprise sur les zones avec des données observées, mais il n'a rien pu faire sur les zones sèches.
11. De même, le modèle fonctionne très bien sur les tronçons qui partagent une emprise observée, et beaucoup moins bien sur ceux sur lesquels l'observation est éparse, MHYST ne pouvant rien faire pour améliorer la performance, excepté ne rien inonder.

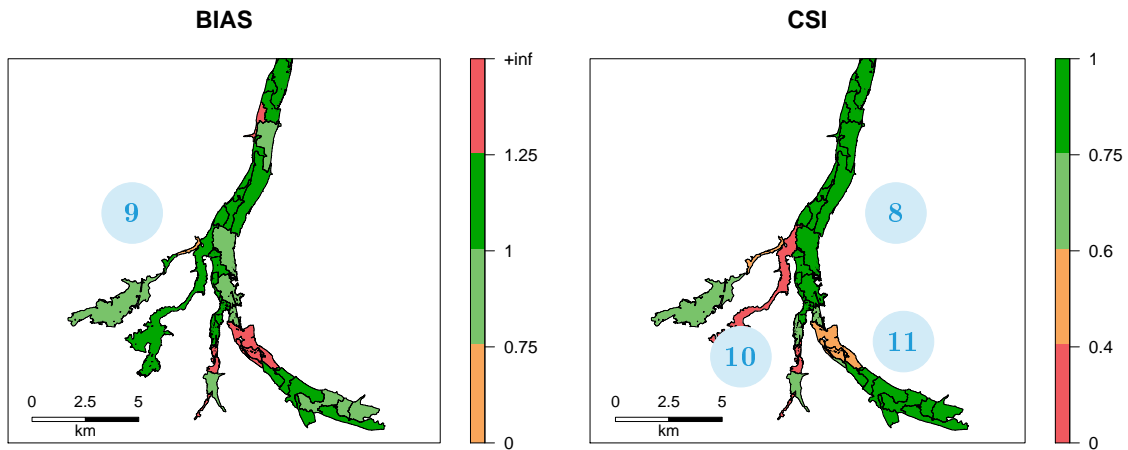


Figure 6.25 – Performance au tronçon pour une paramétrisation distribuée des coefficients de rugosité pour la zone de Montargis sur le bassin du Loing. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 90 tronçons impactés par l’inondation.

Par cet exercice, le modèle a prouvé sa grande flexibilité, en étant capable de s’adapter à des situations complexes pour améliorer les performances localement. Cependant, les coefficients de Strickler qu’il atteint dans ces situations n’ont pas toujours une signification physique, et sont parfois des solutions numériques à un problème qui trouve souvent son origine dans le MNT, où les routes surélevées agissent comme des digues et ne peuvent être franchies que par des aménagements artificiels. Les autres tronçons dont les scores sont moyens ou mauvais correspondent à des zones où l’observation est très éparse et non continue le long de la rivière, alors que le modèle inonde nécessairement l’ensemble du tronçon. Si l’on considère les données observées comme vraies, le modèle n’est pas actuellement capable de réagir à ce type de configurations.

### 6.2.7 Lien entre coefficient de rugosité et occupation du sol

Le coefficient de rugosité de Strickler est généralement relié à l’occupation du sol, celle-ci conditionnant la facilité avec laquelle l’eau s’écoule dans les lits. En effet, une végétation broussailleuse, par exemple, aura plutôt tendance à ralentir le flux, au contraire d’un sol nu et lisse qui facilitera l’écoulement. Il existe différentes tables d’équivalence dans la littérature entre le coefficient de rugosité et l’occupation du sol : elles peuvent être générales (présentant divers types de végétation), ou bien fondées sur une base de données, comme Corine Land Cover, la base cartographique européenne, qui recouvre de façon exhaustive le territoire français avec une nomenclature bien définie des types d’occupation du sol (Bossard et al., 2000).

Afin de réduire le nombre de paramètres du modèle MHYST, il est possible d’utiliser ce type de tables afin d’attribuer une valeur physique à  $K_{fp}$ , la rugosité du lit majeur. On ne peut réaliser la même opération avec le lit mineur car les cartographies d’occupation du sol, créées à partir d’images satellites ou aériennes, ne présentent pas la végétation qui se développe sous le niveau de la rivière. Ainsi, afin d’associer une valeur de  $K_{fp}$  à chaque tronçon, une zone tampon de largeur 4 km centrée autour du réseau hydrographique (identifié par les pixels rivières) a été créée. Cette largeur permet de prendre en compte l’ensemble de l’emprise observée et donc de représenter le lit majeur de façon satisfaisante. Pour chaque tronçon, le coefficient de rugosité associé a été choisi comme celui correspondant à la végétation ou au type de sol présentant la plus grande surface au sein de la zone tampon définie, selon la base Corine Land Cover 2012 à 25 m, avec la table d’équivalence (Table 6.5) de Grimaldi et al. (2010).

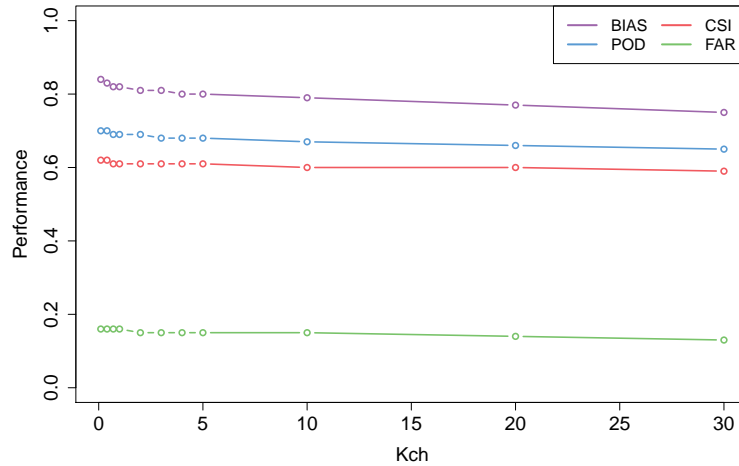


Figure 6.26 – Évolution des critères de performance pour différentes valeurs de  $K_{ch}$  avec un  $K_{fp}$  déterminé à partir de la base de données Corine Land Cover.

La figure 6.26 présente l'évolution des performances de MHYST en fonction du coefficient de rugosité du lit mineur, pour un  $K_{fp}$  fixé par l'occupation du sol (voir Figure 6.27). Les critères de performance varient très peu, présentant simplement une légère diminution avec l'augmentation du  $K_{ch}$ , et surtout une amélioration plus nette pour les très faibles valeurs du paramètre. L'augmentation du  $BIAS$  malgré la diminution du volume d'eau tend à montrer que la paramétrisation du lit mineur apporte une surestimation de l'emprise globale aux endroits où cela n'est pas nécessaire. En effet, le  $BIAS$  variant autour de 0,8, le modèle sous-estime globalement l'inondation sur le bassin, et l'augmentation de la part associée au lit mineur ne permet pas l'amélioration de cette sous-estimation. Cette observation est confirmée par le  $POD$  et le  $FAR$  qui augmentent pour les faibles  $K_{ch}$ , signifiant une meilleure intersection des zones inondées au prix d'une surestimation plus forte. Cela, ajouté à la faible sensibilité du paramètre  $K_{ch}$ , interroge sur l'utilité de la représentation du lit mineur, du moins dans ce cas précis, puisque dans le cas général on note une sensibilité accrue. En revanche, les performances globales sont inférieures à celles du double calage où le  $CSI$  maximum était à 0,67 alors qu'il varie ici autour de 0,6. Ainsi, l'utilisation de données d'occupation du sol, si elle permet de s'assurer de l'interprétation physique du coefficient de rugosité, n'assure pas l'obtention de la paramétrisation optimale qui n'est pas forcément en accord avec l'interprétation physique de la valeur du paramètre.

Tableau 6.5 – Coefficients de Strickler associés à la nomenclature Corine Land Cover (d’après Grimaldi et al., 2010).

Code Corine	Nomenclature	Coefficient de Strickler ( $\text{m}^{1/3} \text{s}^{-1}$ )
111	Tissu urbain continu	33
112	Tissu urbain discontinu	20
121	Zones industrielles ou commerciales et installations publiques	33
124	Aéroports	20
131	Extraction de matériaux	20
133	Chantiers	20
142	Équipements sportifs et de loisirs	33
211	Terres arables hors périmètres d’irrigation	8
221	Vignobles	7
222	Vergers et petits fruits	7
223	Oliveraies	8
231	Prairies et autres surfaces toujours en herbe à usage agricole	4
241	Cultures annuelles associées à des cultures permanentes	4
242	Systèmes culturaux et parcellaires complexes	4
243	Surfaces essentiellement agricoles, interrompues par des espaces naturels importants	7
244	Territoires agroforestiers	3
311	Forêts de feuillus	2
312	Forêts de conifères	2
313	Forêts mélangées	2
321	Pelouses et pâturages naturels	4
322	Landes et broussailles	4
323	Végétation sclérophylle	4
324	Forêt et végétation arbustive en mutation	4
331	Plages, dunes et sable	3
332	Roches nues	10
333	Végétation clairsemée	8
334	Zones incendiées	10

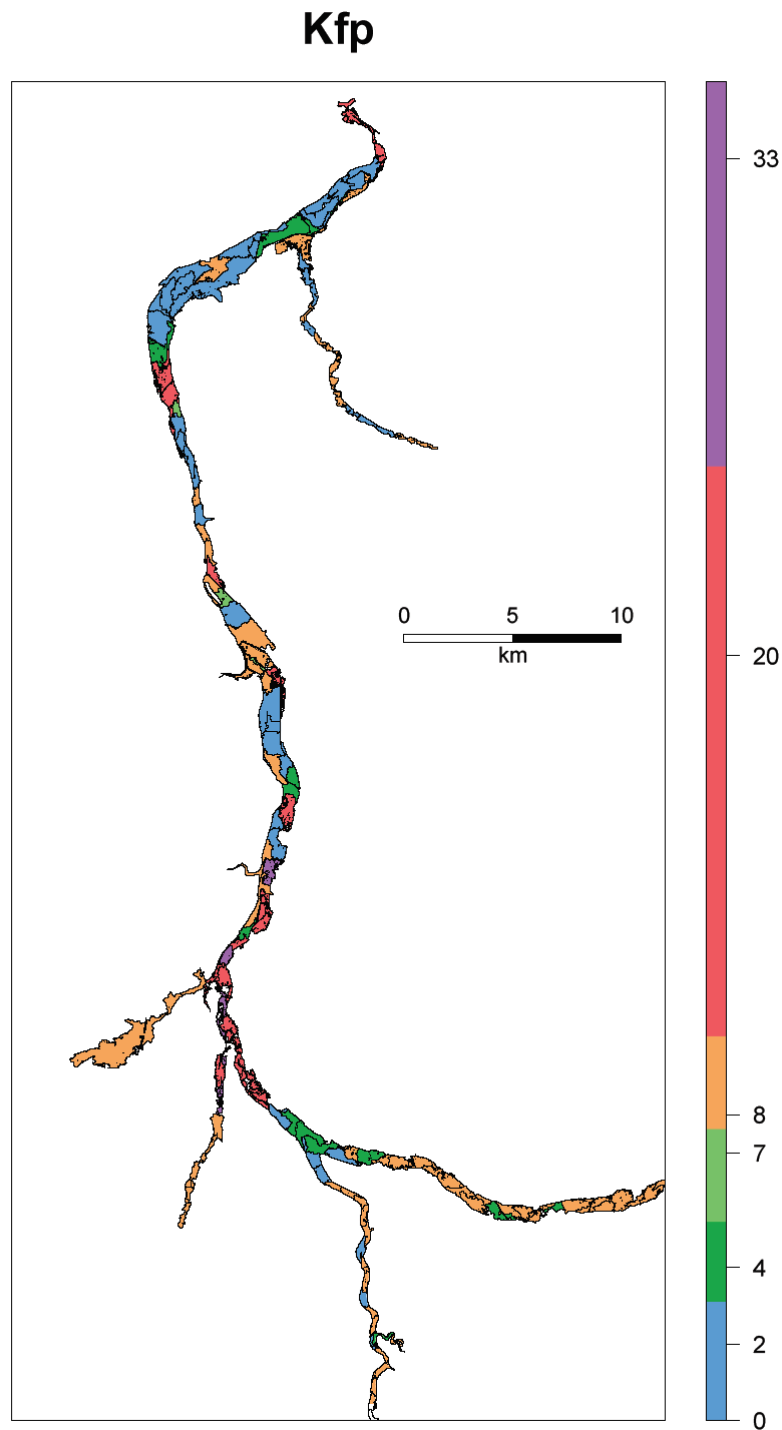


Figure 6.27 – Répartition du coefficient de Strickler pour le lit majeur selon les tronçons, l'occupation des sols et la table de conversion (Grimaldi et al., 2010). Le coefficient pour le lit mineur est sur l'exemple de  $10 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Les étiquettes de la légende sont les valeurs exactes des coefficients selon la couleur.

### 6.3 Impact de la résolution spatiale

Jusqu'ici, MHYST a été appliqué sur le MNT RGE de l'IGN avec une résolution de 5 m, censé fournir une bonne évaluation de la géométrie moyenne du lit majeur à l'échelle du tronçon. Mais cette précision peut impacter les temps de calcul, notamment lors de l'ouverture et l'écriture de tableaux de plusieurs centaines de millions de cellules. C'est pourquoi cette section s'intéresse aux effets de la résolution du MNT, notamment lorsque sa précision horizontale se voit dégradée. Ainsi, le MNT RGE a été agrégé à quatre autres résolutions : 10, 25, 50 et 100 m en moyennant les altitudes des pixels. Les stations desquelles ont été dérivés les débits observés ont donc été replacées sur chacun des MNT, une étude complète ayant ensuite été menée afin d'évaluer les meilleurs paramétrisations, à l'échelle globale ainsi qu'au niveau des tronçons.

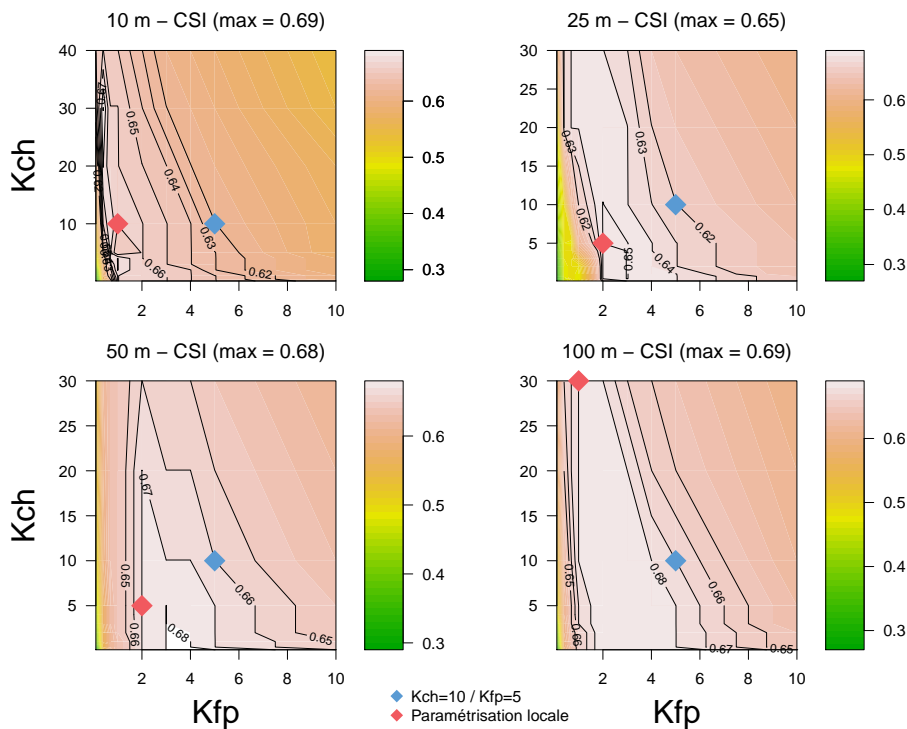


Figure 6.28 – Valeurs de  $CSI$  obtenues pour le modèle MHYST sur le bassin versant du Loing pour tous les couples de paramètres testés et pour quatre résolutions du MNT.

Les figures 6.28 et 6.29 présentent les valeurs de  $CSI$  et de  $BIAS$  obtenues pour les combinaisons de paramètres testées et pour les quatre résolutions dégradées du MNT RGE. Les losanges identifient le couple « physique » optimal obtenu à une résolution de 5 m ( $K_{ch} = 10$ ,  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ ) ainsi que les couples optimaux identifiés à l'aide des fréquences cumulées (Tableau 6.6). On remarque que les valeurs optimales atteintes par le modèle diffèrent de quelques points d'une résolution à l'autre pour le  $CSI$ , mais pas pour le  $BIAS$ . Les zones d'équifinalité se concentrent généralement dans le même intervalle de paramètres, bien que la taille de ces zones semble s'accroître avec la dégradation de la résolution. Étonnamment, le score maximal atteint par le  $CSI$  est plus faible à la résolution de 25 m tandis qu'il varie peu pour les trois autres résolutions, atteignant même 0,69 à 100 m. Si les scores obtenus par les paramétrisations locales (fréquences cumulées) sont souvent meilleurs que la paramétrisation « physique », cette dernière reste néanmoins proches des valeurs optimales. Il ne s'agit peut-être pas du couple qui optimise le mieux les performances pour chaque résolution, mais il apporte néanmoins une solution satisfaisante dans chaque cas.

A ce stade, pour le bassin du Loing et pour l'évènement testé, la dégradation de la résolution ne semble pas entraîner de diminution des performances à l'échelle du bassin et ce malgré une



simple agrégation des cellules du MNT par la moyenne, sans corriger les spécificités locales comme la position du réseau hydrographique, qui se retrouve légèrement modifiée lorsque l'on moyenne les altitudes.

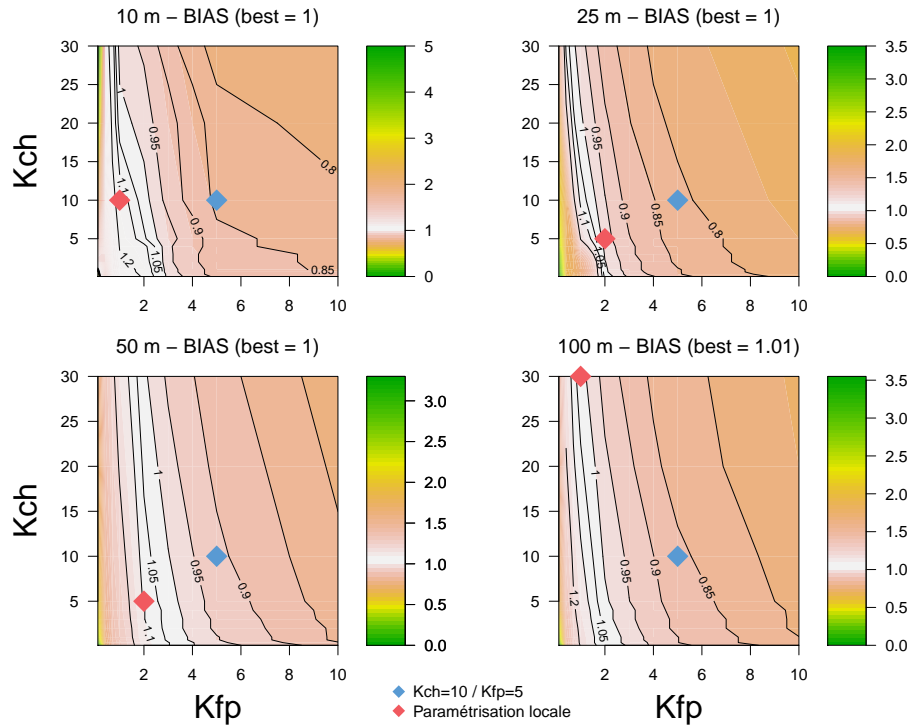


Figure 6.29 – Valeurs de *BIAS* obtenues pour le modèle MHYST sur le bassin versant du Loing pour tous les couples de paramètres testés et pour quatre résolution du MNT.

Si l'on s'intéresse à la répartition spatiale des performances, on remarque que le couple de paramètres générant un maximum de tronçons dont la performance en *CSI* est supérieure à 0,6 change en fonction de la résolution utilisée (Tableau 6.6) : l'optimum n'est donc pas consistant. Le coefficient de rugosité représentant le lit majeur varie cependant peu, alternant entre 2 et 1 pour les résolutions testées. La représentation du lit mineur, elle, est variable et peut aller de 3 à  $30 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Dans les deux cas, on ne trouve pas de lien direct entre la valeur de la résolution et celle des paramètres.

Tableau 6.6 – Paramétrisations du modèle MHYST menant au nombre maximum de tronçons ayant un *CSI* supérieur à 0,6 pour cinq résolutions de MNT.

Résolution	$K_{ch}$	$K_{fp}$
5 m	3	2
10 m	10	1
25 m	5	2
50 m	5	2
100 m	30	1

La figure 6.30 présente la répartition spatiale des performances en terme de fréquence cumulée pour les cinq couples identifiés en Table 6.6 (indexés selon la résolution à laquelle ils ont été déterminés). Contrairement à l'évaluation des performances à l'échelle du bassin, la distribution permettant de maximiser le nombre de tronçons au *CSI* supérieur à 0,6 est celle associée à la résolution 25 m. Cependant, les courbes sont globalement assez resserrées, rendant difficile le choix d'une résolution plutôt qu'une autre.

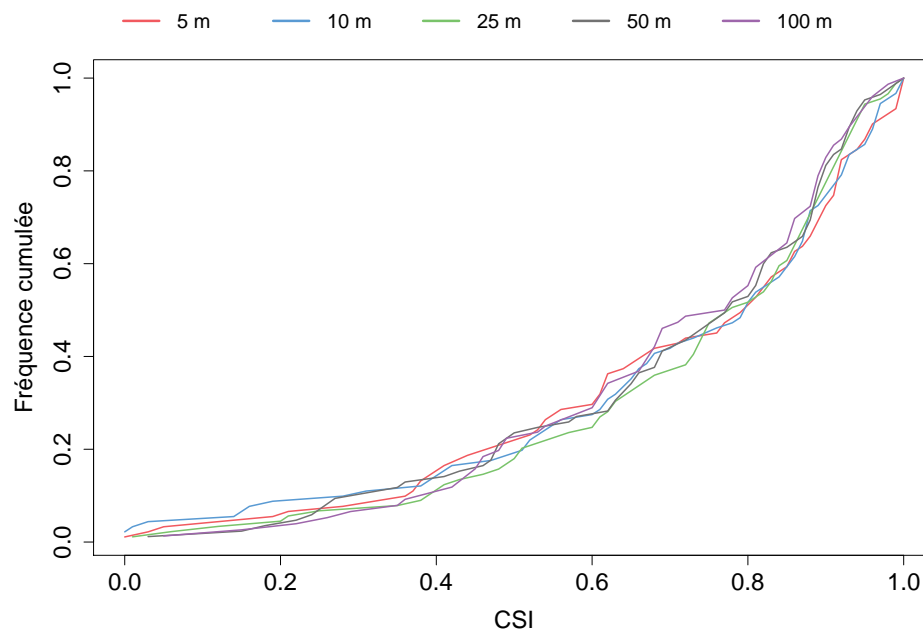


Figure 6.30 – Fréquences cumulées croissantes pour les meilleures paramétrisations identifiées (Table 6.6) pour chacune des résolutions spatiales de MNT testées. Chaque courbe représente un ensemble d'environ 90 tronçons.

La représentation spatiale des performances au tronçon (Figure 6.31) ne montre pas de différences nettes en fonction de la résolution. Cependant, on observe tout de même quelques dissemblances au niveau du réseau hydrographique, qui est très légèrement moins développé pour 10 et 25 m. Cela est simplement dû à l'agrégation du MNT et au repositionnement des stations de la banque HYDRO sur chaque nouveau MNT. Cette opération devant être réalisée à la main, en choisissant la position la plus proche de l'originale tout en s'assurant de la cohérence de la surface amont drainée.

La résolution du MNT n'est donc pas un paramètre déterminant pour l'obtention de bonnes performances avec le modèle MHYST. C'est pourquoi, pour la suite de l'étude, nous n'utiliserons qu'une résolution, fixée à 50 m, celle-ci présentant la plus petite zone d'équifinalité (Figure 6.28) et des performances comparables aux résolutions les plus fines (Figure 6.30). En revanche, la qualité du MNT, elle, peut s'avérer déterminante pour le bon fonctionnement de la méthode : ici, nous avons utilisé un MNT très précis verticalement et horizontalement qui garde une part de précision lorsqu'on l'agrège. Mais un MNT comme le EU-DEM, qui différencie beaucoup plus difficilement le lit mineur du lit majeur, pourrait mener à des résultats moins probants.

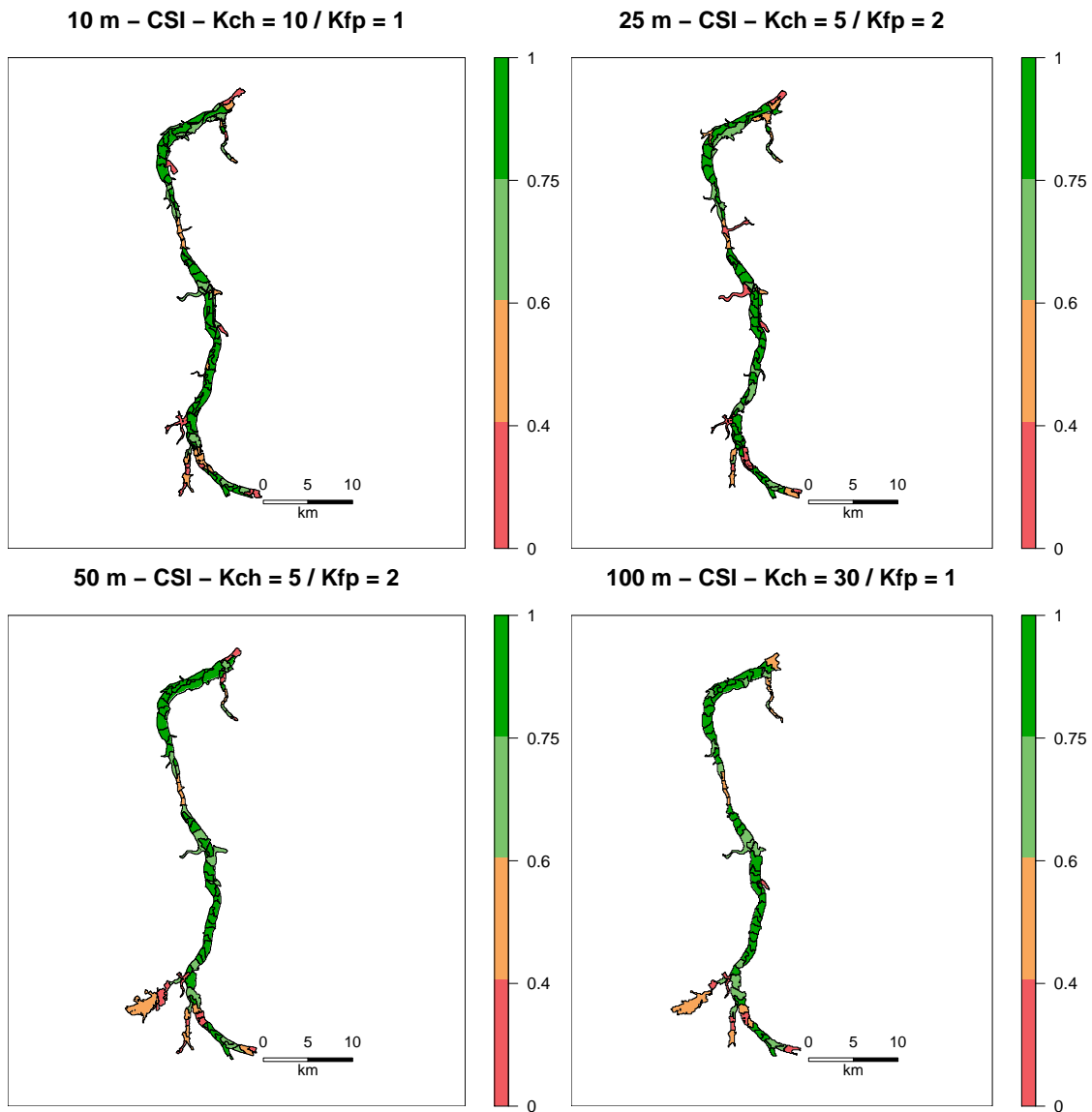


Figure 6.31 – Performance au tronçon pour les meilleures combinaisons de paramètres identifiés pour les différentes résolutions testées. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 90 tronçons impactés par l’inondation.

## 6.4 Influence de la longueur des tronçons

Le paramètre  $L$ , qui gère l’objectif de longueur lors de la création des tronçons, a jusqu’à présent été fixé à 1 000 m, valeur qui semblait créer un équilibre entre représentation du lit et temps de calcul. Cependant, cette valeur peut également avoir un effet sur les performances du modèle. Afin d’évaluer cet impact, nous avons testé cinq valeurs supplémentaires : 100, 500, 2 000, 5 000 et 10 000 m tout en conservant une résolution de 50 m, identifiée en Section 6.3 comme suffisante pour obtenir des résultats satisfaisant à l’échelle globale et à celle du tronçon.

La figure 6.32 présente les performances à l’échelle globale pour les six longueurs de tronçon étudiées et identifie la paramétrisation  $K_{ch} = 10$ ,  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Comme pour la résolution du MNT, le changement de la longueur des tronçons n’entraîne pas de modification forte du score optimal obtenu sur le bassin. En effet, le  $CSI$  varie ici entre 0,66 et 0,69. En revanche, il semble que l’espace d’équifinalité soit plus restreint pour une longueur de 1 000 m. Le couple

« physique » (losange bleu) apporte toujours une solution satisfaisante pour chaque longueur testée.

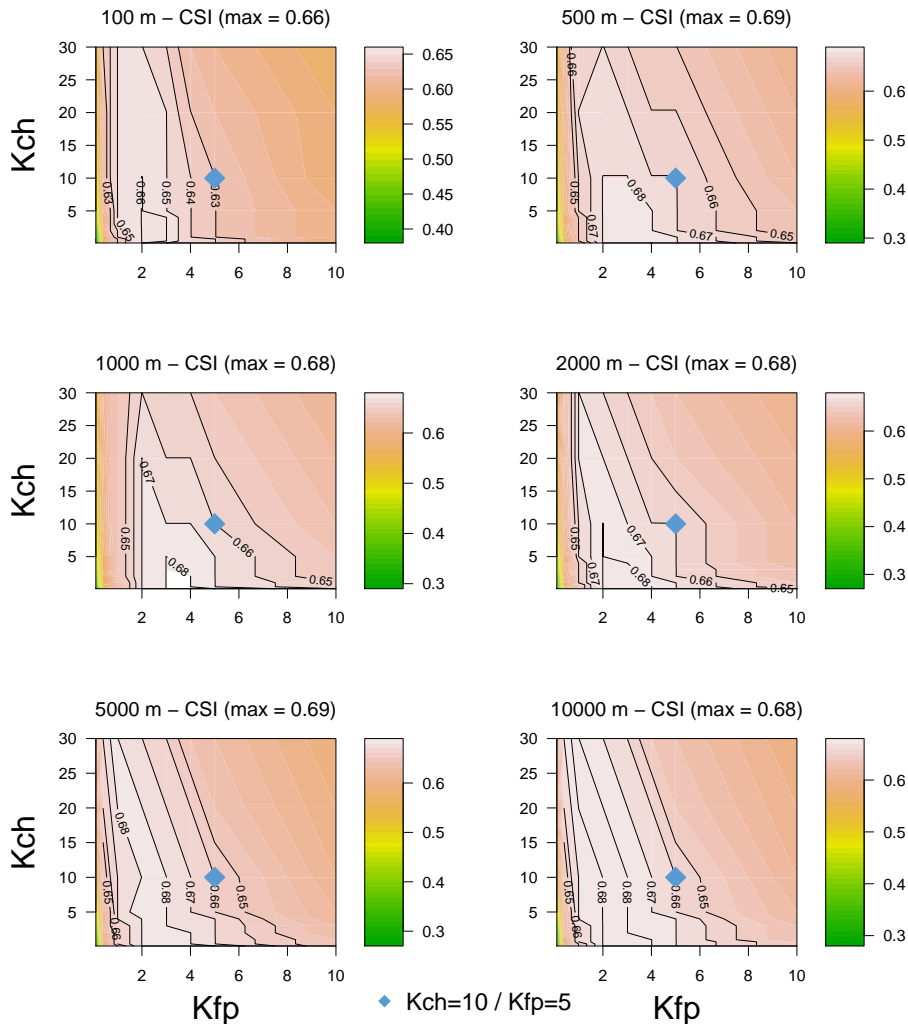


Figure 6.32 – Valeurs de *CSI* obtenues pour le modèle MHYST sur le bassin versant du Loing pour tous les couples de paramètres testés et pour les six longueurs de tronçon étudiées, à une résolution de 50 m.

Concernant le *BIAS*, de la même manière, l'optimum est atteint pour chacune des longueurs, dans l'intervalle  $[4; 2]$  pour  $K_{fp}$  et  $[0, 1; 30]$  pour  $K_{ch}$ . En revanche, il semblerait que la ligne de crête  $BIAS = 1$  soit « décalée » vers le 2 à mesure que la longueur  $L$  croît. Le coefficient de rugosité pour le lit mineur a donc toujours une influence moindre sur les performances du modèle contrairement au paramètre du lit majeur. Mais une fois de plus, cela peut être simplement lié à l'évènement en lui même, très exceptionnel, qui mobilise une grande partie du lit majeur, l'impact du lit mineur étant minoritaire. On retiendra donc, à l'échelle globale, qu'une longueur de 1 000 m est amplement suffisante pour représenter le profil longitudinal de la rivière sur ce bassin, mais que la longueur a peu d'influence sur l'emprise globale.

En revanche, lorsque l'on s'intéresse à la répartition spatiale des performances, la longueur des tronçons prend tout son intérêt. En effet, la figure 6.34 représente les fréquences cumulées pour les couples de paramètres maximisant le nombre de tronçons dont le *CSI* est supérieur à 0,6, et ce pour les six longueurs testées. On remarque tout d'abord que, contrairement aux études

précédentes, il y a également de l'équifinalité avec cette méthode, plusieurs couples répondant au même critère.

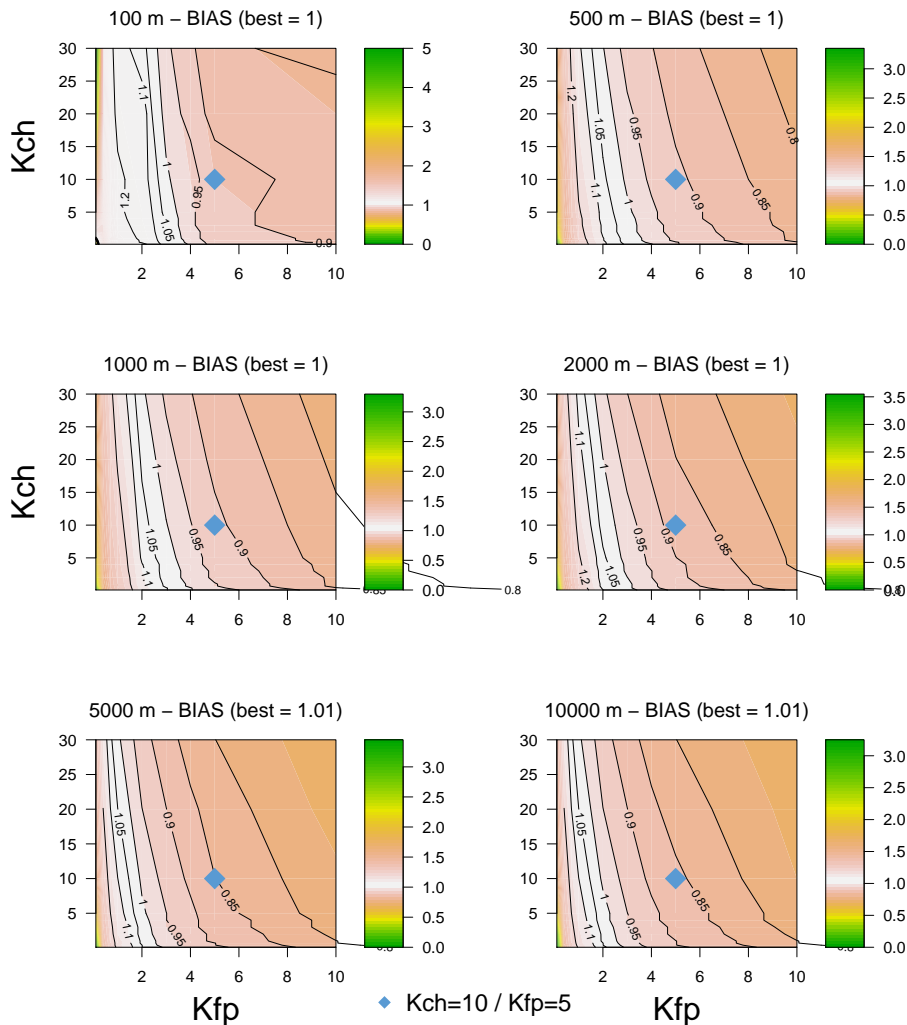


Figure 6.33 – Valeurs de *BIAS* obtenues pour le modèle MHYST sur le bassin versant du Loing pour tous les couples de paramètres testés et pour les six longueurs de tronçon étudiées, à une résolution de 50 m.

Il y a, cette fois-ci, une claire amélioration des courbes de répartition avec la diminution de la longueur,  $L = 100$  m menant à des performances bien meilleures. Cela s'explique facilement par le nombre de tronçons délimités sur le réseau hydrographique. En effet, plus la longueur augmente, plus les tronçons sont grands, et donc plus leur nombre diminue (Figure 6.35). Cela influence la forme des courbes de répartition, qui ont autant de points que de tronçons. Ainsi, avec  $L = 10\ 000$  m, on a une quinzaine de tronçons, et il suffit que quelques-uns soient mal modélisés pour faire baisser les performances. A contrario, avec  $L = 100$  m, on a près d'un millier de tronçons, certains ne drainant que quelques pixels. De cette façon, il existe de nombreux petits tronçons qui ont un *CSI* très fort, proche de 1 (Figure 6.34) car ne représentant que quelques pixels, ce qui augmente de manière drastique le nombre de bons tronçons, et donc améliore la courbe de fréquences cumulées, sans améliorer la simulation globale (Figure 6.32). Cela rend d'autant plus difficile l'interprétation de la tendance observée sur la figure 6.34.

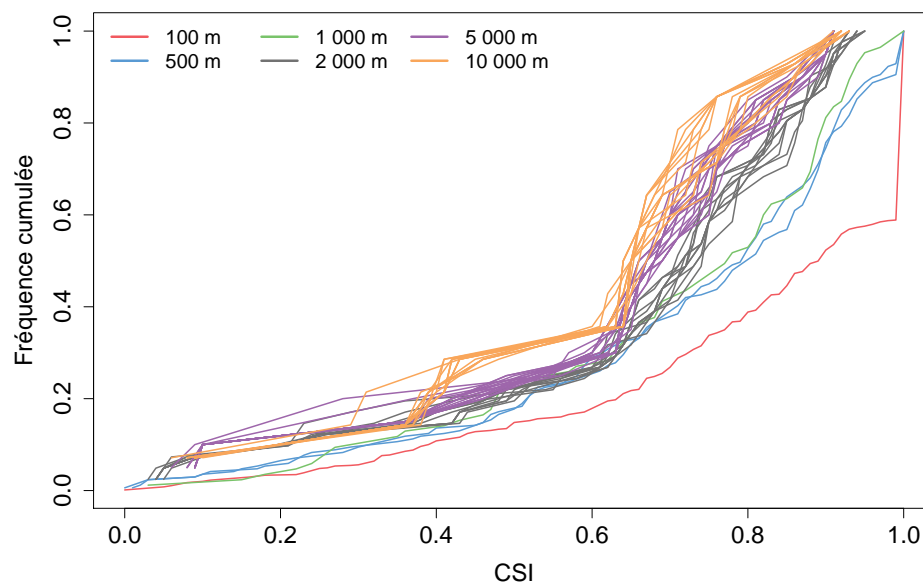


Figure 6.34 – Fréquences cumulées croissantes pour les meilleures paramétrisations identifiées pour chacune des longueurs de tronçon testées.

La figure 6.35 présente la cartographie des performances le long du réseau hydrographique pour un seul couple de paramètres par longueur testée, choisi parmi toutes les solutions proposées par les courbes de répartition, en essayant de garder des valeurs proches d'une longueur à l'autre. L'intérêt de modéliser l'inondation à des faibles longueurs est de faire ressortir les zones où le modèle a des difficultés, et qui ne sont pas forcément visibles à 10 000 m. Ainsi, dans des tronçons verts aux grandes longueurs, on peut retrouver de morceaux rouges aux faibles longueurs, et inversement, pour des tronçons oranges ou rouges à grande échelle, on peut trouver des parties vertes lorsque l'on raccourcit la longueur cible.

On retiendra donc que le paramètre de longueur des tronçons,  $L$ , a peu d'influence sur la cartographie générale de l'inondation, et peut donc être fixé en fonction de la taille du bassin, mais il peut être utile en tant qu'outil de diagnostic du modèle, permettant de mettre en lumière les zones où ce dernier est en difficulté ainsi que celles où l'emprise est bien calculée.

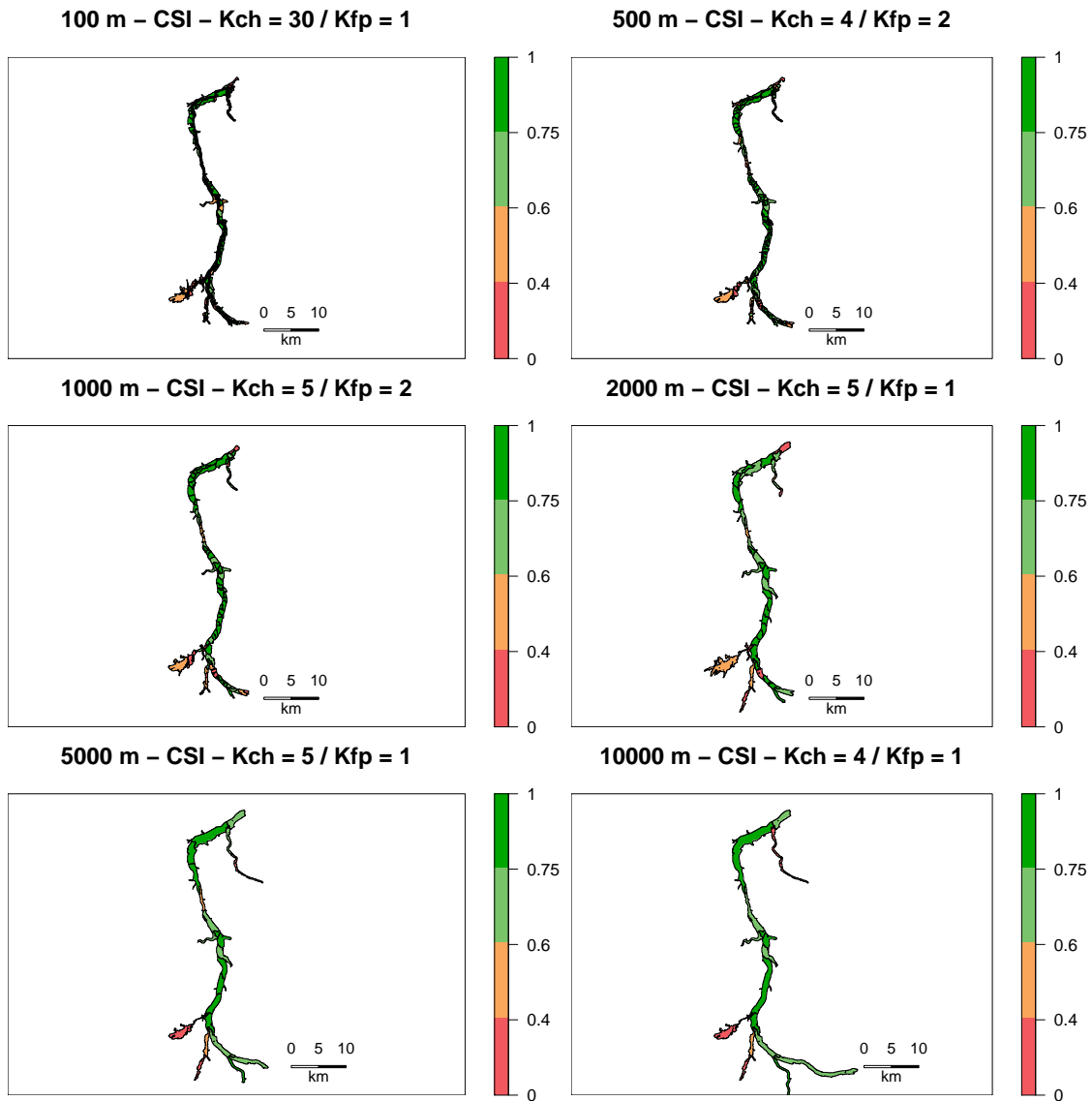


Figure 6.35 – Performance au tronçon pour les meilleures combinaisons de paramètres identifiés pour les différentes longueurs testées. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les tronçons impactés par l'inondation.

## 6.5 Bilan

La méthode MHYST, présentée dans ce chapitre, cherche à modéliser l'emprise d'inondation de manière rapide — afin d'obtenir une première approximation de l'aléa avant d'autres études plus poussées — avec des données facilement accessibles — pour traiter n'importe quel territoire, ou presque. L'objectif est également de fournir une cartographie à grande échelle (le bassin versant) en effectuant des calculs valables à une échelle plus fine, et en respectant les principes fondamentaux de l'hydraulique.

Le premier choix fut d'utiliser des lois empiriques d'hydraulique simplifiée, particulièrement la formulation DEBORD, adaptée de la formule de Manning-Strickler, car elle prend en compte la perte de charge due à l'interaction entre les écoulements dans les lits mineur et majeur, en écoulement uniforme, que nous avons également considéré stationnaire. Cependant, afin de ne pas alourdir les calculs, ainsi que les pré- et post-traitements, nous avons choisi de travailler à une méso-échelle, entre la section transversale et le bassin versant : l'échelle du tronçon.

Le principe général de la méthode est de relier la variable Height Above Nearest Drainage (HAND) au débit, considéré constant le long d'un tronçon. HAND est défini comme la différence d'altitudes entre un point du bassin versant — ici un pixel — et le point de la rivière vers lequel il coule. Ce calcul simple permet de définir une géométrie du bassin relativement au lit mineur auquel il est lié. En introduisant le concept de seuil de hauteur ( $H_T$ ), on peut ainsi définir une carte d'inondation en ne considérant que les pixels dont le HAND est inférieur à ce seuil. La question principale étant le choix du seuil, que nous avons ici lié directement au débit du tronçon, à l'aide de la formulation DEBORD. Le modèle crée ainsi des relations empiriques propres à chaque tronçon et liant le seuil de hauteur au débit moyen.

Pour tester la méthode, nous nous sommes intéressés à l'évènement de mai-juin 2016 qui a touché le centre de la France, en nous concentrant plus particulièrement sur le bassin versant du Loing, qui a subi la crue la plus forte jamais observée sur son territoire. Les débits observés d'une dizaine de stations ont ainsi été distribués sur le réseau hydrographique avant d'être moyennés à l'échelle du tronçon. Pour chaque tronçon, le seuil de hauteur correspondant au débit observé a été déterminé, à partir des relations  $H_T - Q$ , permettant de définir une série d'emprises d'inondation finalement fusionnées pour obtenir une carte à l'échelle du bassin versant.

Les relations  $H_T - Q$  dépendent cependant de deux paramètres,  $K_{ch}$  et  $K_{fp}$  liés à la rugosité du lit mineur et du lit majeur. Les valeurs de ces paramètres peuvent être déterminées de différentes façons : à travers une analyse globale où l'on juge la capacité du modèle à reproduire une emprise observée à l'échelle du bassin, ou bien à l'échelle du tronçon, où l'on cherche à maximiser le nombre de tronçons bien modélisés. Une autre solution est de distribuer ces paramètres, qui auront donc des valeurs différentes pour chaque tronçon.

Ces différentes méthodes ont été testées sur l'exemple du Loing et ont montré que les optimums calculés ne sont généralement pas les mêmes en fonction de la méthode utilisée. De plus, il existe une équifinalité, particulièrement marquée à l'échelle globale, qui impose de faire un choix sur la combinaison de paramètres finale — un critère possible pouvant être le jugement d'expert sur la validité « physique » de ces valeurs.

Le manque de données observées nous empêchant de valider le modèle sur d'autres évènements, nous nous sommes penchés sur des manières de fixer les paramètres à l'aide de l'occupation du sol. En effet, la rugosité dépendant du sol, il y a un fort lien entre les coefficients de Strickler et les classes d'occupation du sol. Nous avons montré ici que cela menait à des résultats plus faibles que lors du calage, ainsi qu'à une tendance à diminuer l'apport du lit mineur pour la modélisation.

Deux autres facteurs peuvent jouer sur la modélisation : la résolution du MNT ainsi que la longueur des tronçons — qui influencent tous deux la qualité de l'emprise calculée ainsi que le temps de calcul. Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés à la résolution et à son impact sur le modèle, en testant différentes valeurs : 5, 10, 25, 50 et 100 m. Cela a



permis de montrer que les valeurs des paramètres optimaux dépendaient de la résolution, mais également que, pour les deux échelles d'étude, les scores atteignables variaient peu, même lorsque la précision du MNT décroissait fortement. En revanche, il est possible que la qualité même du MNT puisse avoir un impact fort sur celle de la modélisation. La longueur des tronçons, quant à elle, présente un intérêt plus fort, puisque des changements importants peuvent apparaître à l'échelle du tronçon. En effet, à l'échelle globale, les scores maximums obtenus varient peu d'une résolution à l'autre, mais les zones optimales sont néanmoins légèrement déplacées. En revanche, si l'on s'intéresse au nombre maximal de tronçons bien modélisés, on remarque que la longueur joue un rôle fondamental. Mais cela est en fait artificiel, puisque créer de petits tronçons, de la taille de 2 ou 3 pixels, entraîne naturellement un nombre croissant de « bons tronçons », qui ne drainent généralement que quelques pixels autour d'eux, et sont donc confinés au centre de l'emprise, proches du lit mineur. Finalement, une longueur de 1000 m, testée initialement, mène à l'obtention de résultats satisfaisants aux deux échelles pour ce bassin. La longueur a donc peu d'influence sur la cartographie générale et sa modification sert principalement à repérer les zones où le modèle est en difficulté. Le couple « physique » identifié à 5 m permet, de plus, d'apporter une performance acceptable pour chaque résolution et chaque longueur, bien qu'il ne soit pas pour autant optimal. Cela ajoute une certaine robustesse au modèle, malgré les zones d'équifinalité.

Finalement la méthode MHYST est capable d'évaluer rapidement et avec peu de données l'emprise d'une inondation passée ou future. Les relations  $H_T - Q$  étant calculées à l'avance, une fois le modèle paramétrisé, il suffit de fournir les débits moyennés au tronçon pour déterminer l'emprise de crue correspondante. MHYST répond ainsi aux quatre objectifs posés : c'est un modèle simple, rapide (la phase de calcul des courbes n'étant réalisé qu'une fois, au préalable), peu gourmand en données et relativement efficace à grande, moyenne et petite échelle. Cependant, le modèle est loin d'être parfait : de par ses équations d'hydraulique simplifiée, il ne prend pas en compte les ouvrages, tels que les digues et les ponts, qui peuvent avoir un impact considérable sur l'écoulement de l'eau en lit majeur. Il existe également des discontinuités entre les tronçons, puisque les calculs sont réalisés tronçon après tronçon, sans loi de continuité. Pour confirmer les résultats de l'étude, il faudrait appliquer le modèle sur d'autres événements, afin de valider la paramétrisation, et sur d'autres bassins versants, pour déterminer la sensibilité du modèle à la géométrie des rivières. Cela n'a cependant pas pu être réalisé, particulièrement à cause des difficultés rencontrées pour obtenir des données d'emprises observées sur des bassins suffisamment denses en termes de stations (et donc de données) hydrographiques.

Il semble ainsi difficile d'estimer la variabilité de performances qui résulterait de l'utilisation d'une combinaison de paramètres sur un autre événement. Pour le Loing, il semble que le coefficient de rugosité du lit mineur soit moins influent, mais cela dépend de l'évènement simulé, la crue de mai-juin 2016 étant particulièrement débordante. Pour un événement plus faiblement débordant, le lit mineur devrait théoriquement avoir une plus grande influence. Si les différentes études ont montré que l'utilisation de la combinaison optimale d'un cas précis sur d'autres cas ne permet pas d'obtenir les meilleures performances, elles ont aussi montré que les scores obtenus restent proches de l'optimum. On pourrait donc s'attendre, dans le cas de la simulation d'autres événements, à un comportement similaire et donc, potentiellement, une variabilité limitée des performances.



## Chapitre 7

# Intercomparaison des modèles conceptuels simplifiés

Les chapitres précédents ont détaillé l'élaboration de trois modèles conceptuels simplifiés : VESPINE, qui calcule une inondation statique à partir de quantiles de débits SHYREG ; VIPER, qui reprend le même algorithme de répartition des volumes sur le bassin mais qui calcule ces volumes à partir de débits simulés sur l'évènement, et ambitionne donc de reproduire un évènement déterminé (daté) ; et MHYST, fondé sur de l'hydraulique simplifiée à l'échelle du tronçon, capable lui aussi de reproduire un évènement dans sa temporalité.

Ces trois modèles ont été développés un par un, en s'efforçant de les complexifier petit à petit. Ainsi, si en théorie ils fonctionnent avec le même type de données, ils n'ont pas pour autant été testés dans les mêmes conditions. Ce chapitre vise donc à comparer ces modèles en utilisant les mêmes données d'entrée afin de mesurer plus précisément les avantages et les inconvénients de chacun d'eux.

### 7.1 Protocole de comparaison

Le but de ce chapitre étant d'analyser et de comparer le comportement des trois modèles dans une même situation, il est nécessaire de définir avec précision les conditions de la simulation. VESPINE, VIPER et MHYST sont tous les trois fondés sur l'exploitation des données topographiques d'un MNT. Ainsi, pour ce chapitre, ils utiliseront tous trois le MNT RGE de l'IGN, originellement de résolution 5 m mais ici agrégé à 50 m afin de faciliter les simulations en réduisant les temps de calcul. L'évènement simulé sera la crue du Loing de mai-juin 2016, décrite en Section 3.2.3. Les débits en entrée seront, pour VIPER et MHYST, les débits observés distribués à partir de la surface amont drainée, et pour VESPINE le débit décennal  $Q_{10}$  calculé sur le réseau par la méthode SHYREG. Le débit de plein bord sera calculé de deux manières : le débit biennal  $Q_2$  de la méthode SHYREG sera utilisé dans un premier temps pour VESPINE et VIPER, puis ces deux modèles utiliseront le débit de plein bord régionalisé  $Q_b$  à partir des équations de géométrie hydraulique (Section 6.2.1) et de la formule de Manning-Strickler, paramétrisée avec un coefficient de Strickler  $K_{ch} = 10 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$  qui semble plus réaliste physiquement que l'optimal trouvé par MHYST  $K_{ch} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ .

les paramètres de ce dernier ne représentant pas toujours la réalité physique. MHYST interviendra également dans sa forme distribuée, avec une combinaison de paramètres par tronçon (ces derniers ayant toujours une longueur cible de 1000 m), montant les performances du modèle à leur maximum. On comparera donc six modèles : MHYST, MHYST DIS (pour distribué, c'est-à-dire avec une paramétrisation distribuée), VIPER QB (pour le débit de plein bord régionalisé à partir des équations de géométrie hydraulique), VIPER Q2, VESPINE QB et VESPINE Q2.

La durée caractéristique de crue de VESPINE (Section 4.2.3) a été recalculée selon la formule issue de la méthode SOCOSE, avec la pluviométrie et la température interannuelles du Loing et le

quantile de précipitations décennal déterminé par la méthode SHYREG sur le MNT à 50 m. Les données observées sur lesquelles seront validés les modèles sont celles de l'activation EMSN028 du Copernicus Emergency Management Service (©2016 European Union, Section 3.3.1.2). Les critères de performances restent identiques : *POD*, *FAR*, *BIAS* et *CSI*. Pour rappel, le premier calcule le pourcentage d'intersection de cellules observées inondées, le second critère calcul le taux de fausses alertes (cellules observées manquées), le *BIAS* estime si le modèle surestime ou sous-estime et le *CSI* donne une note globale à la simulation en comparant le nombre de succès à l'ensemble des pixels inondés, par le modèle ou par l'observation.

## 7.2 Performances selon la méthode utilisée

### 7.2.1 Performances globales

Comme pour le chapitre précédent, les performances ont été analysées selon deux angles différents : tout d'abord les performances globales, avec une unique valeur pour chaque critère et pour chaque modèle, puis à l'échelle du tronçon, bien que VIPER et VESPINE n'utilisent pas ce concept. La figure 7.1 montre la répartition de ces valeurs selon le modèle utilisé. Les résultats sont particulièrement étonnants puisque MHYST, dans sa version globale, et VESPINE Q2 présentent des performances très similaires : cela signifie que le modèle le plus simplifié que nous ayons réalisé rivalise avec le modèle le plus complexe. En termes de *POD*, ces deux modèles intersectent un peu plus de 80% des cellules observées inondées, les autres modèles approchant des 90%. Ce comportement est assez symptomatique : les meilleures performances en *FAR*, *CSI* et *BIAS* sont souvent obtenues au prix de quelques points de *POD*, qui reste cependant acceptable pour tous les modèles. Ce n'est cependant pas le cas de MHYST DIS, qui lui présente le meilleurs *CSI* tout en conservant un *POD* proche de 0,9. En ce qui concerne le taux de fausses alertes, MHYST, MHYST DIS et VESPINE Q2 se détachent du lot avec un *FAR* proche de 20%, tandis que les autres modèles oscillent entre 30 et 40%. Cela se retrouve logiquement dans le *CSI*, qui varie entre 0,6 et 0,75. Le *BIAS* indique que tous les modèles ont tendance à surestimer l'inondation, excepté MHYST qui est pratiquement non biaisé. VESPINE Q2 surestime légèrement, MHYST DIS également, mais les trois autres modèles (les deux VIPER et VESPINE QB) ont un *BIAS* allant de 1,2 à 1,5.

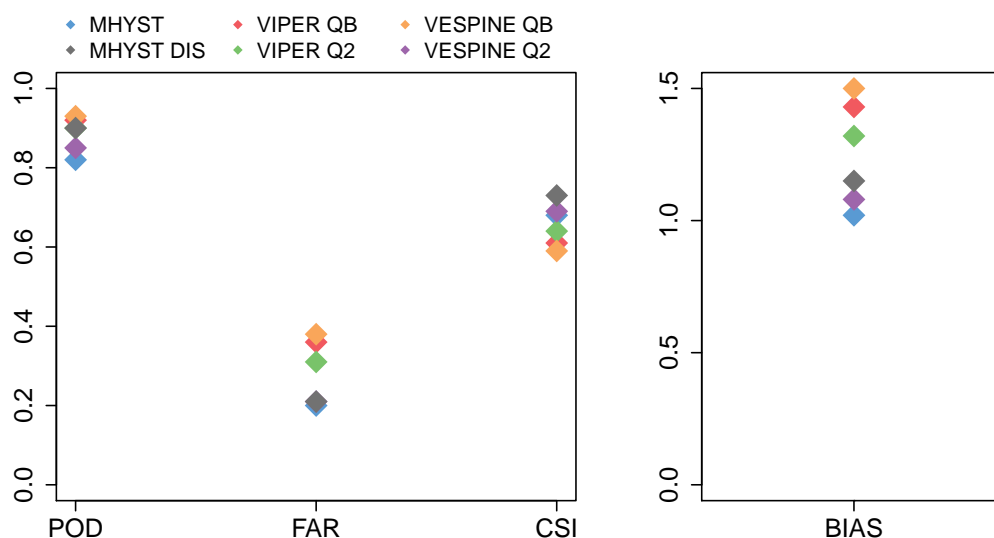


Figure 7.1 – Performances à l'échelle globale des six versions des modèles utilisés selon les quatre critères de performance usuels.

Cette première analyse succincte confirme déjà que la condition de débordement, c'est à dire le débit à partir duquel le débordement est comptabilisé, joue un rôle majeur dans des modèles comme VESPINE et VIPER. Les débits calculés à l'aide de la formule de Manning-Strickler sont bien plus faibles que  $Q_2$ , avec une différence de l'ordre d'une centaine de  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$  pour la rivière principale, ce qui explique la surestimation globale des modèles utilisant  $Q_b$ . Néanmoins, MHYST utilise également une régionalisation du débit de plein bord et parvient malgré tout à des résultats similaires à ceux de VESPINE Q2. La version distribuée de MHYST (MHYST DIS) présente cependant le meilleur équilibre, avec un fort  $POD$ , un faible  $FAR$  et le meilleur  $CSI$ . Il faut cependant noter que ces résultats ne concernent qu'un unique évènement sur lequel le modèle VESPINE original réagit particulièrement bien, et ils ne peuvent donc pas être généralisés à tous les bassins versants.

### 7.2.2 Performances au tronçon

Bien que MHYST soit le seul des modèles à fonctionner à l'échelle du tronçon, ces derniers ont été redécoupés sur les cartes de VESPINE et VIPER afin d'analyser les performances locales des modèles, même si cette unité de territoire n'a pas de sens particulier pour ces deux méthodes, les volumes étant calculés et répartis pixel rivière par pixel rivière. La figure 7.2 représente les fréquences cumulées pour les six modèles et les 85 tronçons validés à partir des deux principaux critères permettant d'analyser le comportement du modèle,  $CSI$  et  $BIAS$ .

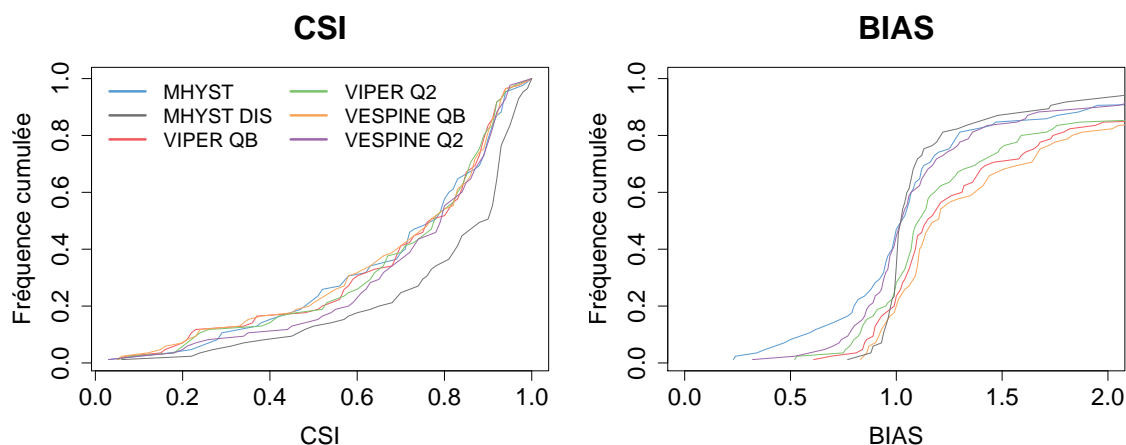


Figure 7.2 – Fréquences cumulées des performances ( $CSI$  et  $BIAS$ ) au tronçon selon les six versions des modèles utilisés.

En ce qui concerne le  $CSI$ , MHYST DIS montre les meilleures performances en termes de nombre de tronçons, avec quasiment 85% des tronçons au dessus de 0,6. VESPINE Q2 atteint la deuxième place avec près de 80%, tandis que MHYST n'atteint que 70%. Les autres modèles ont des performances très proches, mais ils présentent un peu plus de tronçons aux performances médiocres. Pour le  $BIAS$ , MHYST et VESPINE Q2 présentent un comportement très similaire, excepté que MHYST sous-estime plus souvent l'inondation ( $BIAS < 1$ ). Pour la surestimation ( $BIAS > 1$ ), les deux modèles réagissent de la même manière. MHYST DIS est une fois de plus le moins biaisé avec un maximum de tronçons autour de 1. Les trois autres (les deux VIPER et VESPINE QB) sous-estiment rarement mais surestiment dans pas loin de 80% des cas, ce qui corroborent les conclusions faites à l'échelle globale.

VIPER montre effectivement une forte tendance à surestimer les données observées (Figure 7.3). On remarque au niveau du  $BIAS$  une forte concentration de tronçons rouges, notamment dans le Sud, vers Montargis. Cela se traduit le plus souvent par des tronçons oranges ou rouges en termes de  $CSI$ . L'utilisation du débit biennal ( $Q_2$ ) en lieu et place du débit de plein bord

régionalisé permet de réduire les volumes et donc de diminuer la surestimation du modèle, cela se traduisant par plus de tronçons verts pour le *CSI*, bien que cela ne suffise pas pour améliorer significativement les performances globales.

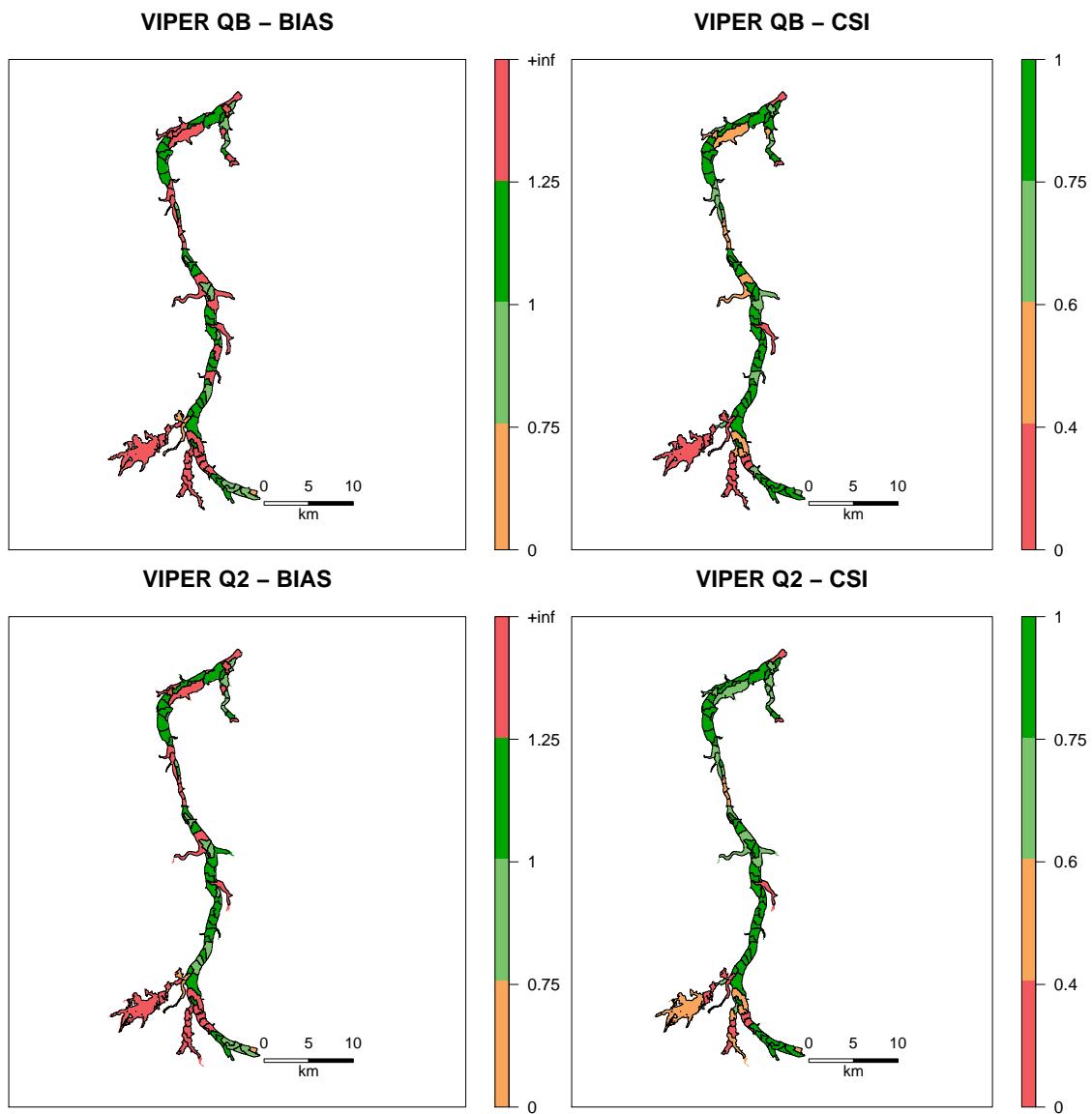


Figure 7.3 – Performances au tronçon pour les deux modèles VIPER testés ( $Q_b$  et  $Q_2$ ). Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les tronçons impactés par l’inondation.

Le découpage en tronçons des cartographies réalisées par le modèle VESPINE (Figure 7.4) confirme ce que l’on pouvait observer à l’échelle globale : l’utilisation du débit de plein bord régionalisé  $Q_b$  mène, tout comme pour VIPER, à une large surestimation de l’évènement. Cependant, là où le débit biennal ne permettait qu’une légère amélioration du modèle pour VIPER, il augmente de manière drastique les performances de VESPINE. La cartographie du *BIAS* pour VESPINE  $Q_2$  montre en effet un nombre réduit de tronçons rouges et une majorité de tronçons verts. Concernant le *CSI*, une large majorité de tronçons présente des performances bonnes ou excellentes, seuls quelques tronçons restent médiocres, mais il s’agit de ceux qu’aucun modèle ne parvient à modéliser correctement. La différence de débit entre  $Q_2$  et  $Q_{10}$ , les deux entrées de VESPINE, est de l’ordre d’une centaine de  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$  au maximum, tandis qu’entre  $Q_2$  et le débit observé distribué, on compte près de  $300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  de différence. Cela explique pourquoi les

performances de VESPINE et VIPER évoluent fortement entre les deux définitions, mais il s'agit d'un phénomène plutôt ponctuel et non généralisable.

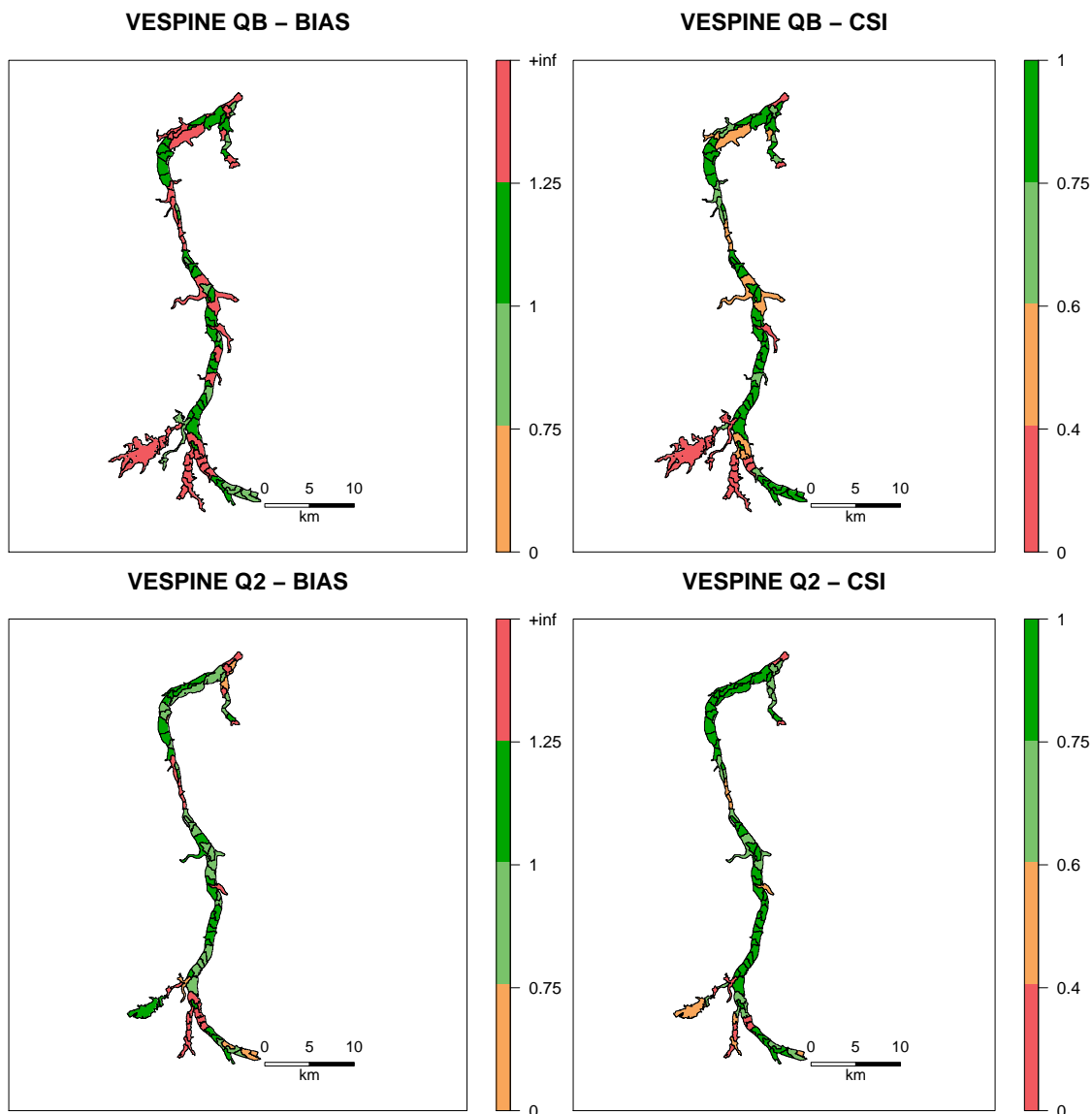


Figure 7.4 – Performances au tronçon pour les deux modèles VESPINE testés ( $Q_b$  et  $Q_2$ ). Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les tronçons impactés par l'inondation.

Les difficultés de MHYST (Figure 7.5) sont principalement localisées au même niveau que pour VESPINE  $Q_2$ . La version distribuée du modèle parvient cependant à atteindre un score excellent dans une majorité de tronçons, les quelques échecs restant toujours les mêmes (voir Section 6.2.6.3). VESPINE  $Q_2$  rivalise donc avec un calage global de MHYST, du moins sur cet évènement, mais reste encore loin des performances atteignables avec un calage distribué.

Cette comparaison amène finalement deux remarques principales :

- Tout d'abord, il est clair que la définition du débit de plein bord joue un rôle majeur pour les modèles VESPINE et VIPER, fondés sur le même algorithme de répartition des volumes. En effet, dans le cas de  $Q_2$ , ces modèles présentent une meilleure performance qu'avec  $Q_b$ . Ce dernier étant largement plus faible que  $Q_2$ , il est fortement probable qu'il soit sous-estimé avec la méthode de régionalisation, la rivière ne débordant vraisemblablement pas tous les deux ans, et encore moins en deçà. MHYST fonctionne donc avec une conception erronée (car trop faible) du débit de plein bord. Néanmoins, augmenter le

débit de plein bord au sein de MHYST aura certainement pour conséquences d'augmenter les débits dans les relations  $H - Q$  alors que le modèle cherche au contraire à les réduire en diminuant les coefficients de Strickler.

- La deuxième remarque concerne la méthode de calcul des volumes avec VESPINE et VIPER. Dans les deux cas, il semble que la réduction de ce volume entraîne de meilleures performances, les deux modèles ayant tendance à trop surestimer les cartes d'inondation, du moins sur cet exemple. Le débit de débordement semble être trop éloigné de la réalité pour déterminer correctement l'emprise de l'inondation. Néanmoins, la paramétrisation de cette variable ne permet pas non plus d'améliorer de manière significative les performances du modèle pour un grand nombre d'exemples (voir Section 4.2.4). C'est donc la méthode en elle-même qui est en cause, et pas seulement le volume calculé.

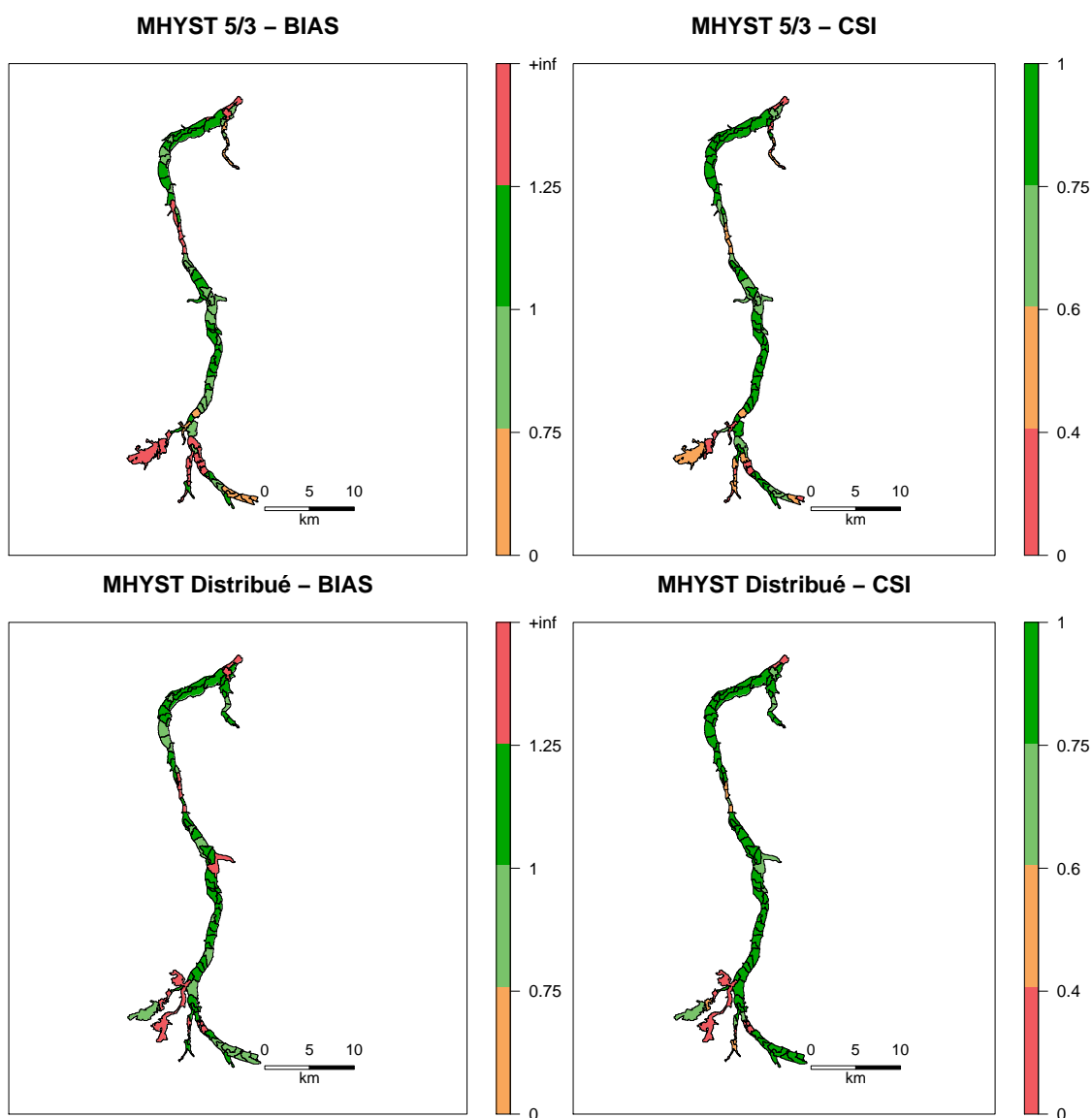


Figure 7.5 – Performances au tronçon pour une des meilleures combinaisons de paramètres globaux du modèle MHYST à 50 m avec une longueur de 1000 m. Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les tronçons impactés par l'inondation.



## 7.3 Volume de crue et volume géométrique

Là où MHYST est fondé sur une géométrie équivalente à l'échelle du tronçon, menant à une relation directe et bijective entre la hauteur d'eau et le débit, VIPER et VESPINE fonctionnent eux à partir de volumes de crue calculés à partir d'un hydrogramme, synthétique, simulé ou observé. Cette section s'intéresse ainsi au lien entre les volumes calculés par les différents modèles afin notamment d'essayer d'interpréter les volumes de la méthode conceptuelle au regard de ceux de la méthode « physique », et éventuellement de les corriger.

### 7.3.1 Répartition récursive du volume

Dans un premier temps, il est intéressant de comparer les volumes de VESPINE et ceux de VIPER, les deux modèles partageant une méthode similaire de calcul et de répartition des volumes, bien que le débit maximal ne soit pas le même dans les deux cas ( $Q_{10}$  vs.  $Q_{obs}$ ). L'intérêt de comparer les volumes totaux étant limité, nous avons redécoupé les sorties des modèles en tronçons afin d'obtenir un nombre de points plus important.

La figure 7.6 présente les différents volumes les uns en fonction des autres, en fonction du modèle et de la définition du débit de plein bord. Dans tous les cas, il est possible de trouver une corrélation avec un bon coefficient ( $r^2 > 0,8$ ), ce qui n'est pas particulièrement surprenant étant donné les similarités entre les deux modèles. De la même manière, on remarque que dans tous les cas, les volumes de VIPER QB et VESPINE QB sont toujours supérieurs à ceux de VIPER Q2 et VESPINE Q2 respectivement (première ligne) :  $Q_b$  étant toujours plus faible que  $Q_2$ , il est logique que les volumes soient toujours plus forts. Ce qui semble plus étonnant, c'est que les volumes de VESPINE QB soient légèrement plus importants que ceux de VIPER QB (ils sont relativement proches de la première bissectrice), alors que le débit max est censé être plus grand pour VIPER que pour VESPINE. Cela est dû à la durée caractéristique de crue calculée pour VESPINE à l'aide de la méthode SOCOSE. Celle-ci avoisine les 50 h sur le réseau principal, alors qu'elle est fixée à 24 h pour VIPER. Cette durée plus grande compense finalement le débit maximal plus fort de VIPER, menant un peu par hasard à un équilibre entre les volumes.

Avec le débit biennal (quatrième graphe), VIPER produit des volumes le plus souvent bien plus importants qu'avec VESPINE. Il arrive cependant, pour des faibles volumes, que VESPINE soit plus fort. Il s'agit soit d'affluents ou de zones où le débit de la crue était inférieur au débit décennal soit à nouveau d'une question de durée de crue, majoritairement plus longue pour VESPINE que pour VIPER. Enfin, si l'on compare de manière croisée VIPER et VESPINE avec les deux définitions du débit de débordement (troisième ligne), on remarque sans surprise que  $Q_b$  produit des volumes plus importants que  $Q_2$ , quelque soit le modèle utilisé.

Si l'on se penche à présent sur les droites de régression, on peut rapprocher les graphiques 2, 4 et 5, qui ont tous en commun d'avoir VESPINE Q2 en ordonnées. Ces trois droites présentent une pente similaire ( $\sim 0,3-0,4$ ) qui montre que les volumes calculés par les trois autres modèles sont majoritairement surestimés, expliquant les performances observées précédemment (forts *BIAS* et *FAR* par rapport à VESPINE Q2). De la même manière, on peut lier les graphiques 1 et 6, avec une pente de 0,7 et 1,3 respectivement, montrant que la différence entre VIPER Q2 et les deux autres modèles QB est plus faible. Ces deux derniers modèles (VESPINE QB et VIPER QB), avec une pente à 1,02, montrent de plus une forte similarité, a priori plutôt due au hasard qu'à une véritable construction conceptuelle.

Ces conclusions sont certes spécifiques à l'exemple sur lequel elles ont été obtenues mais semblent suffisamment logiques pour se retrouver dans le cas général. Si cela se confirmait, il pourrait être possible de chercher à corriger les estimations des volumes à partir de ce type de relation. Cependant, la difficulté tient dans le fait que ni VIPER ni VESPINE ne prennent en compte les tronçons, les volumes étant calculés puis répartis pixel rivière par pixel rivière. De plus, un même volume appliqué sur un pixel peut participer pour plusieurs volumes répartis, d'où les problèmes de conservation des volumes. Il ne suffirait donc pas de multiplier les volumes

par 0,3 ou 0,4, comme on a pu le voir lors des essais de paramétrisation de VESPINE (Section 4.2.4).

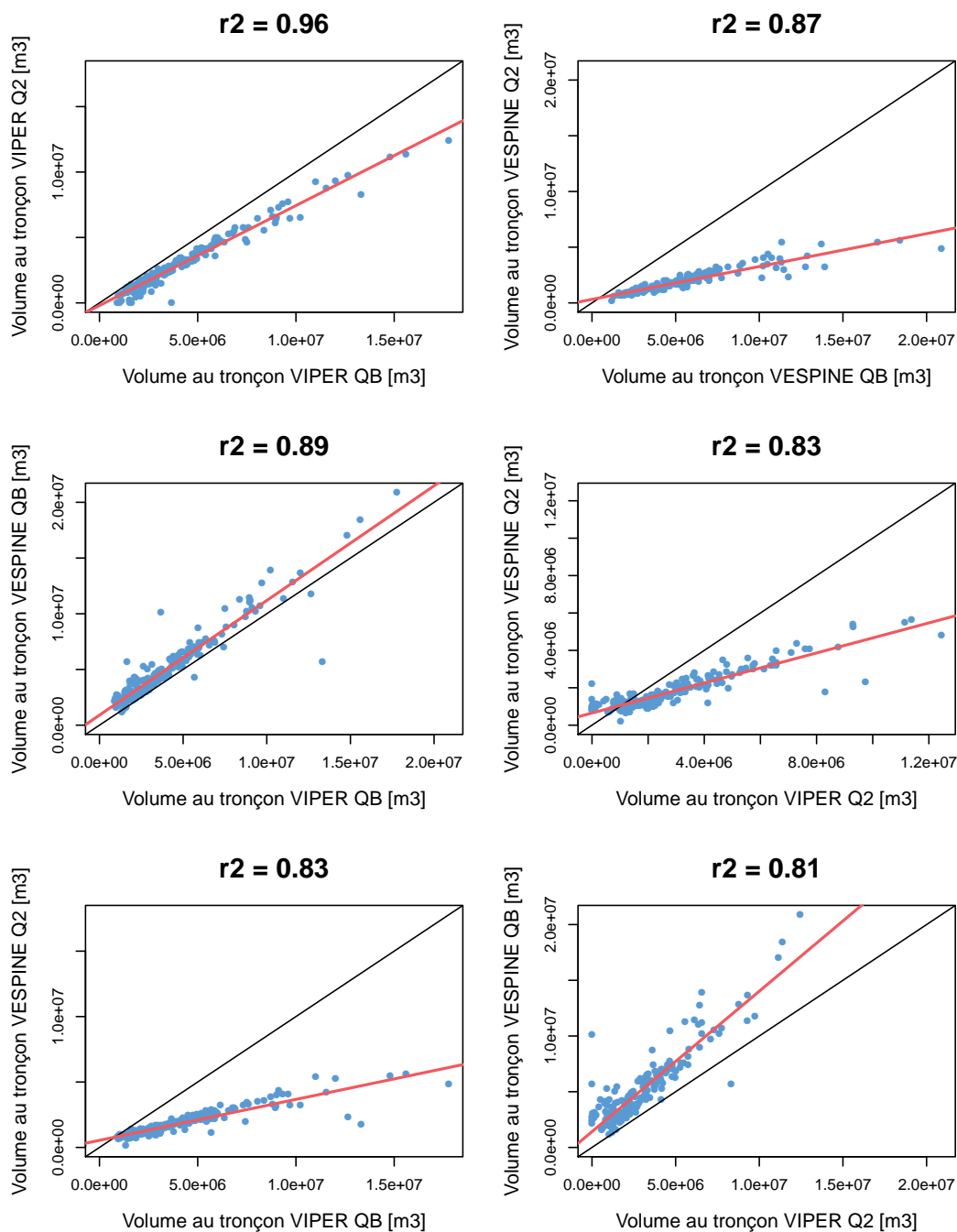


Figure 7.6 – Comparaisons et corrélations entre les volumes au tronçon découpés pour VIPER et pour VESPINE selon les quatre versions testées.

### 7.3.2 Répartition récursive et modélisation hydraulique simplifiée

Trouver des relations entre les volumes de VIPER et VESPINE n'est pas si surprenant puisque ces deux modèles fondent leur calcul et leur répartition du volume débordé sur le même algorithme, entièrement empirique. Il est plus particulièrement intéressant de confronter ces volumes à une méthode comme MHYST, qui ne partage pas le même mode de calcul, et qui est de plus fondée sur une approche plus hydrauliquement réaliste que la première. Cette section se propose

donc de comparer les volumes au tronçon déterminés par MHYST avec une paramétrisation  $K_{ch} = 5$ ,  $K_{fp} = 3 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$  et MHYST distribué.

La figure 7.7 exprime comme précédemment les volumes au tronçon, mais cette fois-ci entre MHYST et les quatre autres modèles conceptuels, avec les deux définitions du débit de plein bord. On remarque en premier lieu que les coefficients de détermination sont beaucoup plus faibles que les précédents, tournant autour de 0,5. La relation est moins claire mais on peut néanmoins séparer VESPINE Q2 des trois autres. En effet, pour celui-ci, la régression est parallèle à la première bissectrice, les points étant répartis autour de cette dernière. Cela montre que malgré les différences fondamentales entre les deux modèles, ces deux derniers parviennent à répartir un volume similaire sur le réseau.

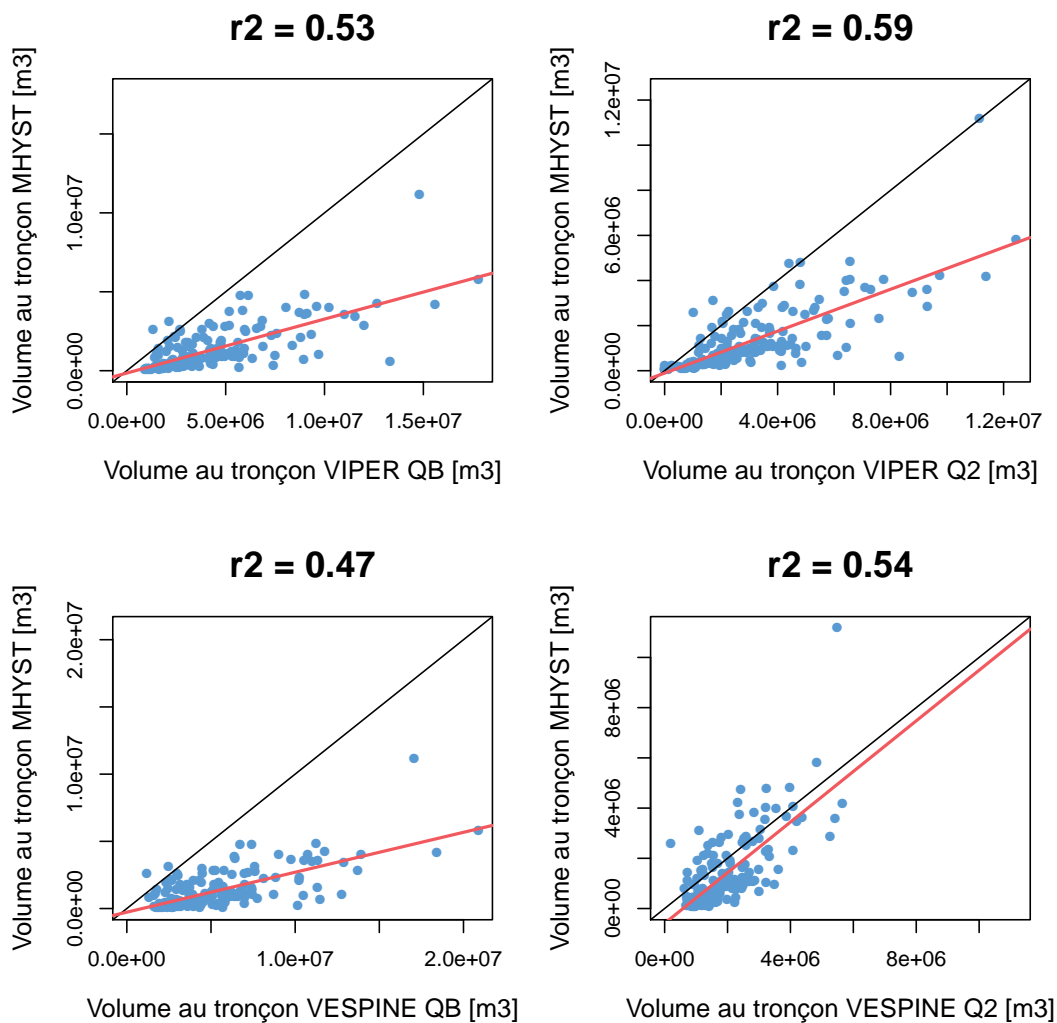


Figure 7.7 – Comparaisons et corrélations entre les volumes au tronçon découpés pour les quatre versions de VIPER et VESPINE et calculés par MHYST avec la meilleure combinaison de paramètres globaux.

Ainsi, en toute logique, les trois autres modèles présentent un surplus d'eau, avec des volumes majoritairement plus importants que pour MHYST. Les régressions présentent toutes trois une pente similaire, variant entre 0,3 et 0,45, comme avec VESPINE Q2. Les relations disparaissent totalement lorsque l'on utilise MHYST distribué au lieu d'une paramétrisation globale de MHYST (Figure 7.8). On observe ici un  $r^2$  autour de 0,05, soit une absence pure et simple de corrélation. Les volumes sont en effet répartis de part et d'autres de la première bissectrice sans schéma particulier. Ce n'est pas étonnant, puisque MHYST distribué fait varier les paramètres

$K_{ch}$  et  $K_{fp}$  de façon à compenser d'autres erreurs, dues à la méthode en elle-même ou même au MNT.

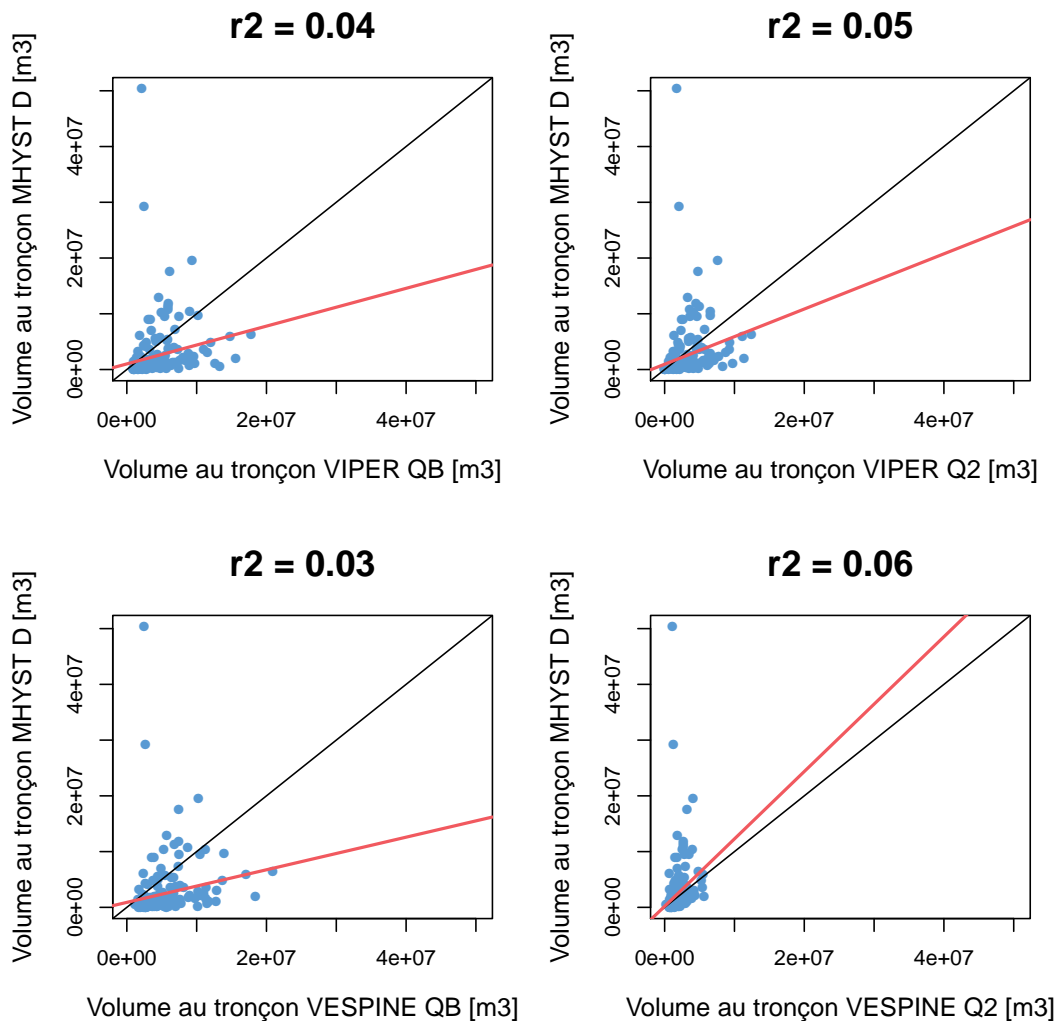


Figure 7.8 – Comparaisons et corrélations entre les volumes au tronçon découpés pour les quatre versions de VIPER et VESPINE et calculés par MHYST avec une paramétrisation distribuée.

La figure 7.9, présentant les volumes au tronçon de MHYST distribué en fonction de ceux de MHYST, permet de mieux comprendre cette observation. En effet, les volumes des deux modèles sont très différents, et ne permettent pas d'identifier une relation simple ( $r^2 = 0,13$ ). Ainsi, la correction qu'applique la distribution des paramètres ne suit pas une tendance préférentielle qui pourrait se ressentir au niveau des volumes.

Il n'existe donc pas de lien entre la « meilleure » simulation et les autres modèles, ce qui rend difficile une éventuelle correction des volumes conceptuels à partir des volumes physiques, même avec une paramétrisation globale de MHYST. La difficulté résiderait, dans tous les cas, dans la gestion des volumes de l'algorithme de VESPINE et VIPER, qui ne sont pas répartis sur une unité spatiale bien définie, contrairement à MHYST.

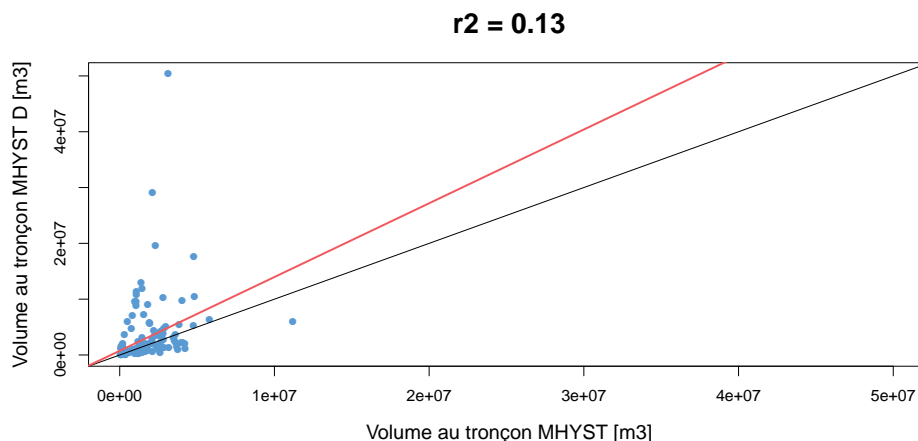


Figure 7.9 – Comparaisons et corrélations entre les volumes au tronçon de MHYST pour la paramétrisation globale et la paramétrisation distribuée.

## 7.4 Bilan

Ce chapitre a cherché à rassembler et à comparer les trois modèles développés tout au long de ce manuscrit : VESPINE, le premier modèle d’inondation, entièrement conceptuel et empirique, fondé sur le calcul et la répartition à l’aide d’un algorithme récursif du volume débordé, déterminé grâce à des quantiles de débit SHYREG (Arnaud et al., 2014) et une durée caractéristique de crue ; VIPER, un modèle couplant le même algorithme de répartition à des débits distribués à partir d’un hydrogramme observé ou simulé, travaillant cette fois à une durée fixe, égale au pas de temps des données ou du modèle hydrologique ; et MHYST, qui construit des relations hauteur-débit à partir d’une géométrie équivalente à l’échelle du tronçon déterminée grâce à HAND (Nobre et al., 2016) et une équation empirique d’hydraulique simplifiée, la formulation DEBORD (Nicollet et Uan, 1979).

L’objectif principal était de comparer les performances de six modèles : VIPER et VESPINE avec deux définitions du débit de plein bord ( $Q_2$  SHYREG et  $Q_b$  issu de MHYST) ainsi que MHYST pour une paramétrisation globale ( $K_{ch} = 5$ ,  $K_{fp} = 3 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ ) et une paramétrisation distribuée. Pour ce faire, nous avons choisi de leur faire simuler l’évènement de mai-juin 2016 qui a touché particulièrement le bassin versant du Loing (voir Section 3.2.3), en utilisant strictement les mêmes données d’entrée (du moins quand cela était possible). Les six modèles ont donc tourné sur le MNT RGE de l’IGN, agrégé de 5 à 50 m afin de réduire les temps de calcul, à partir des débits observés distribués en fonction de la surface amont drainée, excepté pour VESPINE qui utilise le débit décennal SHYREG.

Il est à noter, dans un premier temps, que le temps de calcul de VIPER et VESPINE surpasse largement celui de MHYST, ces deux modèles prenant environ 2 min 45 sec pour calculer une carte, contre 10 sec pour MHYST. Au delà du simple temps de calcul, les modèles présentent des performances disparates, et parfois surprenantes. En effet, VESPINE Q2 rivalise avec la paramétrisation globale de MHYST et ce pour les quatre critères usuels ( $POD$ ,  $FAR$ ,  $CSI$ ,  $BIAS$ ). VESPINE Q2 ayant montré une grande variabilité dans ses performances en fonction du bassin et de l’évènement simulé (voir Section 4.3), il semble relativement prudent d’affirmer que cela n’est pas nécessairement représentatif du modèle. Les VIPER et VESPINE QB ont de leur côté montré une tendance à la surestimation qui se ressent dans les performances, notamment au niveau du  $FAR$  et du  $BIAS$ .

En redécoupant les tronçons de MHYST sur les cartes produites par VIPER et VESPINE, il est possible d’analyser les modèles à cette échelle, comme ce fut le cas pour MHYST. VESPINE

Q2 confirme ainsi ses capacités, en présentant le plus grand nombre de tronçons avec un *CSI* supérieur à 0,6, après la version distribuée de MHYST, qui elle présente une distribution bien meilleure que tous les autres modèles. Cependant, pour ce modèle, on peut parler de surcalage, les paramètres compensant localement les erreurs dues à différentes causes.

Le redécoupage des tronçons permet également de comparer les volumes débordés produits par l'ensemble des modèles, à l'échelle du tronçon. VESPINE et VIPER ont ainsi montré de fortes relations entre leurs volumes, ce qui ne semble pas surprenant étant donné leur algorithme commun. Les relations s'affaiblissent lorsqu'on les compare à la version globale de MHYST, dont les volumes sont majoritairement plus faibles que ceux de VESPINE et VIPER, excepté pour VESPINE Q2, qui produit des volumes similaires. En revanche, la version distribuée de MHYST ne partage aucune corrélation ni avec VESPINE et VIPER, ni avec la première version de MHYST. La distribution des paramètres entraîne en effet une trop forte disparité dans les volumes appliqués. De plus, l'algorithme de répartition des volumes de VESPINE et VIPER entraîne un partage des volumes entre les pixels rivières, ce qui rend difficile l'interprétation de leurs valeurs à l'échelle des tronçons définis par MHYST.

Malgré tout, il semble que, même à un faible degré, la « physique » introduite dans MHYST permette d'aboutir, du moins dans ce cas précis, à de bonnes performances difficilement reproductibles par les deux autres modèles. Il s'avère une fois de plus que l'algorithme de répartition des volumes de VESPINE et VIPER joue un rôle essentiel dans cette constatation, celui-ci ne définissant pas d'unité propre autour de laquelle le volume est réparti, permettant ainsi un partage entre les différents pixels rivières, mais menant aussi à une absence de conservation des volumes. Si cet algorithme est original et intéressant, il semble néanmoins plus prudent de lui préférer un modèle simplifié avec un fond d'hydraulique.

Partie IV

## **Bilan : exemple d'application de MHYST et conclusions**

Avoir un plan, voilà qui fait toute la différence. Je profite mieux de l'oisiveté quand je sais qu'elle ne sera pas éternelle.

---

James S. A. Corey, extrait de *L'Éveil du Léviathan*





## Chapitre 8

# Application à un autre cas : crue de la Seine de 1910

Le modèle MHYST – que nous avons décrit en détail au Chapitre 6 – a fait l’objet d’une étude approfondie sur le bassin versant du Loing, territoire sur lequel des données observées d’un évènement d’inondation étaient disponibles, et permettaient de juger des performances du modèle. Cette étude a permis de mettre en lumière certains éléments du comportement de MHYST, comme le besoin de caler les paramètres au-delà des valeurs usuelles (considérées comme « physiques »), ou l’impact de la résolution spatiale et de la longueur des tronçons. L’absence d’une grande quantité de données à la fois de débits distribués sur le bassin et cartographiques d’emprises observées limite la confiance que l’on peut avoir dans la généralité de ces conclusions. Le chapitre suivant s’efforce donc de traiter un bassin différent, plus vaste, plus divers, afin de prouver que le modèle peut être appliqué dans d’autres situations, et de vérifier qu’il est viable, fiable et cohérent.

### 8.1 Présentation de l’évènement

Afin d’essayer MHYST dans un contexte différent, nous avons choisi de reproduire la crue de la Seine de 1910. Cet évènement, décrit en section 1.2.2 est l’un des plus marquants du territoire français, que ce soit en termes d’intensité (débits et inondations) ou de dégâts. Il est consécutif à une fin d’automne et un début d’hiver particulièrement humide pour l’année 1909, avec 450 mm de précipitations mesurées sur trois mois (Lang et Coeur, 2014). Le mois de janvier 1910 continue dans une lancée similaire, avec entre 100 et 300 mm de précipitations cumulées en fonction de la zone considérée. Ainsi, les précipitations de l’évènement de fin janvier 1910 ont ruisselé sur les sols saturés, entraînant les crues de la Marne, de l’Yonne et de la Seine notamment. Le niveau de la Seine a atteint 8,62 m au pont d’Austerlitz, inondant une partie de la ville de Paris, et gelant les activités économiques pendant plusieurs semaines sur le bassin, l’inondation n’étant résorbée qu’à la mi-mars 1910. Cet évènement, dont la période de retour est estimée à 100 ans, est aujourd’hui reconnu comme crue de référence pour les études visant à estimer, prévenir et réduire le risque inondation sur le bassin.

### 8.2 Données disponibles

#### 8.2.1 Données topographiques

N’ayant eu accès au cours de cette thèse qu’au bassin versant du Loing pour le MNT RGE de l’IGN de résolution 5 m (bien qu’il existe sur l’ensemble du territoire), nous avons utilisé une nouvelle source de données topographiques pour modéliser le bassin de la Seine. Le MNT utilisé dans cet étude provient également de l’IGN, il s’agit de la BD ALTI de résolution 25 m,

disponible sur toute la France (Figure 8.1). Ce MNT est moins précis verticalement que le MNT RGE, mais il est de meilleure facture que le EU-DEM, lui aussi de résolution 25 m. Les directions d'écoulement (D8) ainsi que la carte de surfaces amont drainées ont été dérivées à l'aide du logiciel ArcGIS 10.3.

Il est à noter que le MNT utilisé ici est récent comparé à la crue modélisée, qui elle date de plus de 100 ans. La topographie du bassin a un peu évolué en un siècle, ce qui risque de mettre en difficulté le modèle dans les zones ayant subi le plus de modifications.

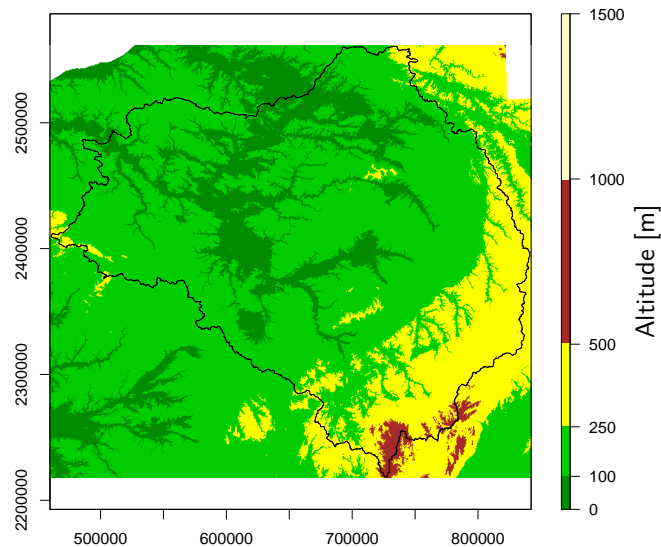


Figure 8.1 – Modèle numérique de terrain de l'IGN (BD ALTI) de résolution 25 m utilisé pour l'étude du bassin de la Seine. Les altitudes sont en mètres.

### 8.2.2 Données hydrologiques

Malgré l'ancienneté de l'évènement, un certain nombre de données sont parvenues jusqu'à nous, notamment grâce aux rapports d'ingénieurs de l'époque qui livrent des valeurs de jaugeages sur le réseau hydrographique (Figure 8.2). Ces rapports ont à leur tour été rassemblés par Lacaze et al. (2014) lors d'une étude cherchant à reconstituer un hydrogramme de crue à Paris cohérent à partir des nombreux jaugeages d'époque.

Afin de fournir à MHYST des débits distribués sur le réseau, les valeurs de ces jaugeages ont été extraites des différents rapports d'époque, avant d'être replacées sur le réseau, et d'être interpolées à l'aide de l'équation 6.12, comme pour les données précédentes. Ainsi, les données de débit en entrée de MHYST représentent le réseau hydrographique de la Seine entre Saint-Pierre-du-Vauvray en aval, Mailly-la-Ville sur l'Yonne en amont, et Troyes sur la Seine en amont.

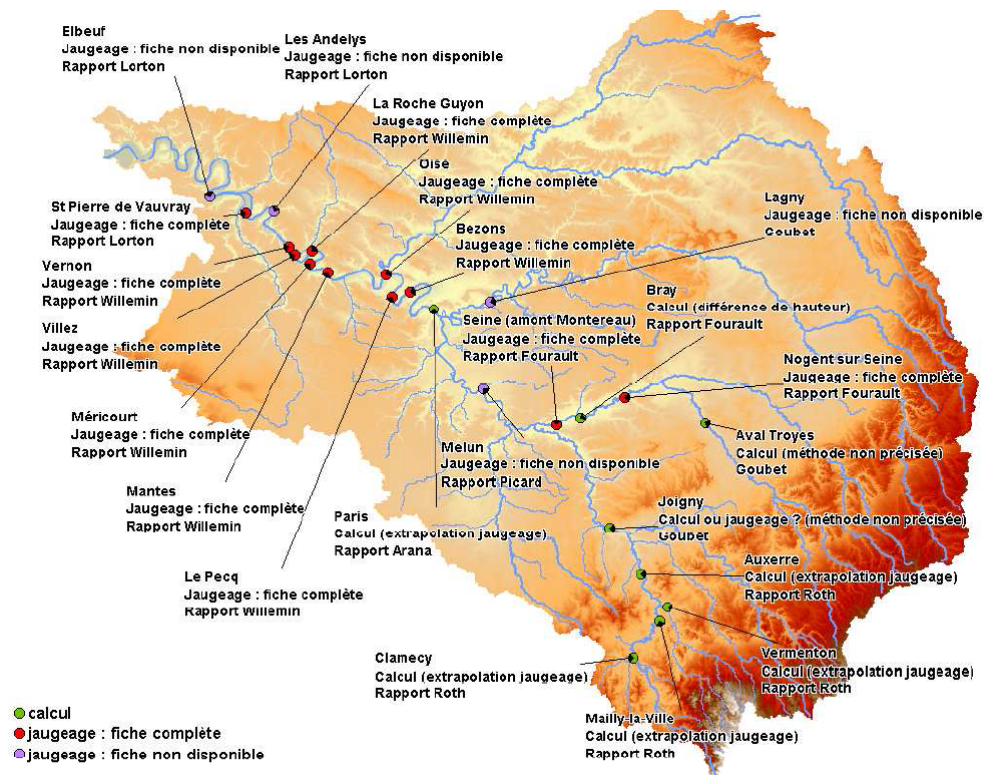


Figure 8.2 – Répartition spatiale des jaugeages réalisés lors de la crue de janvier 1910 (extrait de Lacaze et al. (2014)).

### 8.2.3 Données cartographiques

En ce qui concerne les données cartographiques (Figure 8.3), celles-ci proviennent de la DRIEE Île-de-France et sont réputées représenter les PHEC (Plus Hautes Eaux Connues) pour l'Atlas des Zones Inondables.

Ces données serviront donc pour juger des performances de MHYST, mais il faut bien garder en mémoire qu'elles ne sont a priori pas des observations de la crue de 1910. Ainsi, il s'agira de caler MHYST sur les résultats d'un autre modèle, ce qui n'est pas la situation optimale, mais demeure intéressant à traiter. De plus, ces données cartographiques ne représentent qu'une partie du réseau formé à partir des jaugeages de 1910. Le modèle ne sera donc calé que sur ces tronçons.

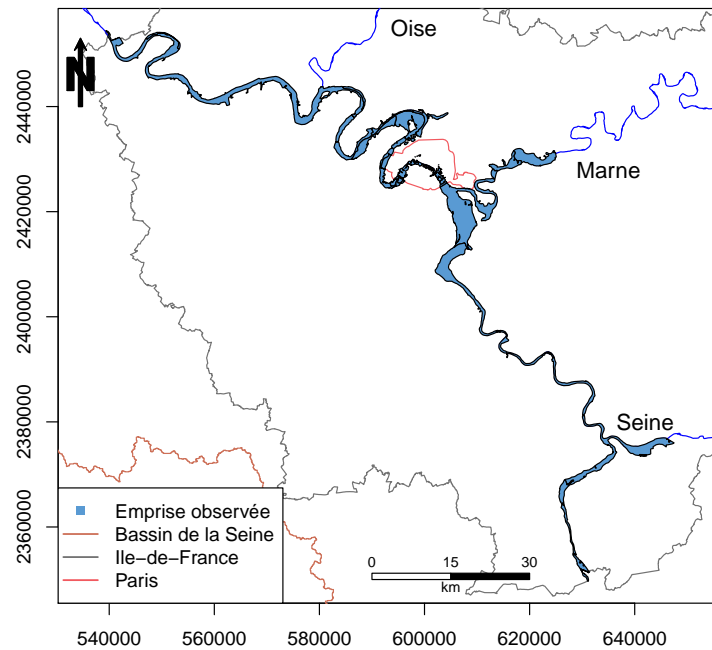


Figure 8.3 – Cartographie des PHEC sur le bassin versant de la Seine.

## 8.3 Calage du modèle

### 8.3.1 Calage global à l'échelle du bassin

MHYST a ainsi été appliqué au bassin versant de la Seine à Rouen (code hydro 2 H9900010) avec une longueur de tronçon fixée à  $L = 5000$  m afin de réduire le temps de calcul du modèle. En effet, l'étude sur le Loing a montré que si différentes longueurs de tronçons pouvaient modifier les valeurs des coefficients de Strickler, elles ne perturbaient pas ou peu les performances optimales. Les coefficients des équations de géométrie hydraulique – qui nous permettent de calculer la hauteur de plein bord et la largeur de plein bord – ont été fixés à  $\alpha = 2,44$  et  $\beta = 0,34$  pour  $W_b$  (Eq. 6.3) et  $\delta = 0,27$  et  $\omega = 0,21$  pour  $h_b$  (Eq. 6.4), selon les valeurs déterminées par Blackburn-Lynch et al. (2017). Enfin, les coefficients de Strickler  $K_{ch}$  et  $K_{fp}$  ont été testés dans l'intervalle  $[5; 100]$  pour un total de 64 couples.

Les critères de performances utilisés sont les mêmes que pour les études précédentes, le modèle étant calé sur le  $CSI$ . La figure 8.4 présente les résultats obtenus pour cet évènement en termes de  $BIAS$  et de  $CSI$ . Il est possible d'identifier un couloir d'équifinalité entre  $K_{fp} = 40 - 70 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$  et toutes les valeurs de  $K_{ch}$ , avec un optimal à  $CSI = 0,58$ . Comme pour le Loing, le coefficient de Strickler du lit mineur ne semble pas avoir un rôle prépondérant, mais cela n'est pas étonnant, la crue de 1910 étant également très intense. La contribution du lit mineur est donc une nouvelle fois faible comparée à celle du lit majeur. Le  $BIAS$  présente, lui, une crête optimale s'étalant de  $K_{fp} = 70 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$  à  $K_{fp} = 20 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$  pour l'ensemble des valeurs de  $K_{ch}$ . Ainsi, en croisant les optimums de  $BIAS$  et  $CSI$ , il est possible d'identifier des couples qui optimisent les deux critères.

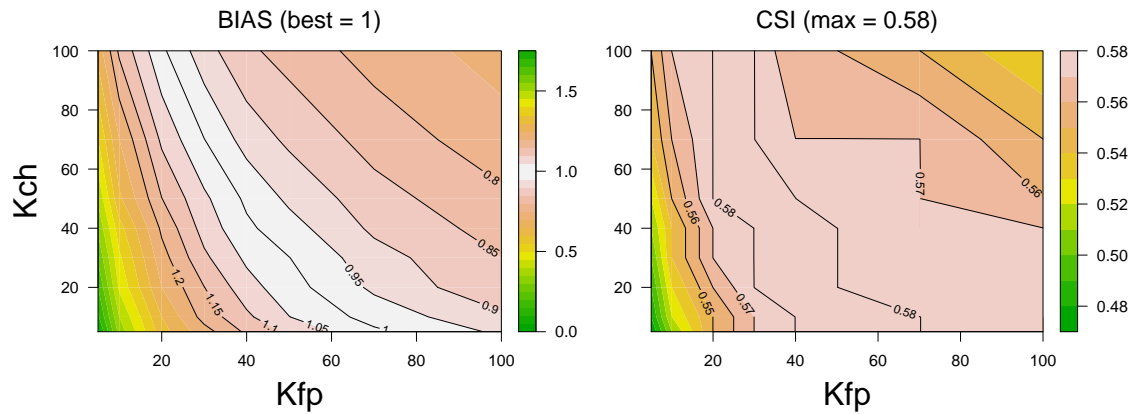


Figure 8.4 – Valeurs des critères obtenus pour le modèle MHYST sur le bassin versant de la Seine pour tous les couples de paramètres testés.

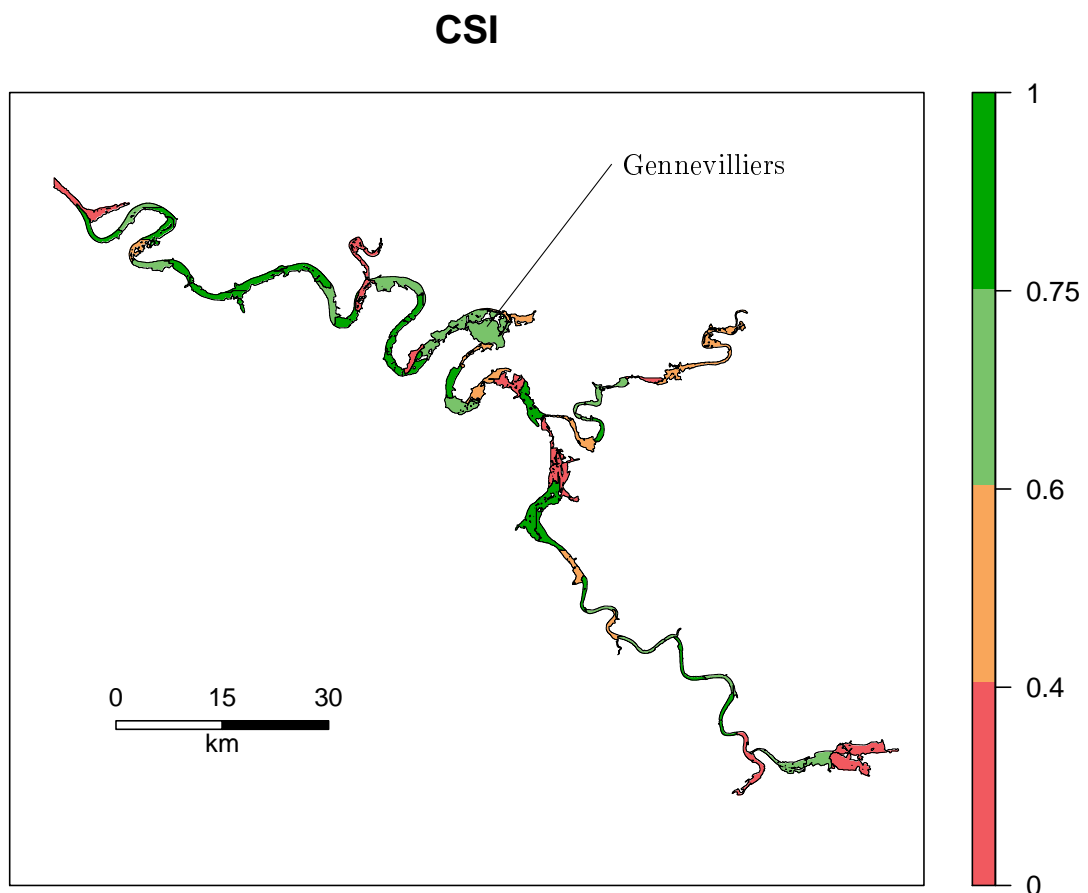


Figure 8.5 – Valeurs de *CSI* au tronçon pour le couple « optimal » de paramètres  $K_{ch} = 50$  et  $K_{fp} = 40 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 52 tronçons impactés par les inondations.

On remarque que la zone d'équifinalité concerne des valeurs de paramètres plus « réalistes » que ce que l'on observait sur le Loing. Les coefficients sont en effet beaucoup plus forts et sont plus proches de valeurs que l'on attendrait pour ce type d'étude. Néanmoins, puisque MHYST est

cette fois-ci calé sur les résultats présumés d'un autre modèle, il pourrait simplement s'agir des paramètres de ce modèle inconnu.

Les figures 8.5 et 8.6 présentent les performances au tronçon pour le couple  $K_{ch} = 50$  et  $K_{fp} = 40 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ , couple « réaliste physiquement », qui obtient un  $CSI$  de 0,58 et un  $BIAS$  de 0,99. Concernant les autres critères on obtient  $POD = 0.73$  et  $FAR = 0.26$ . Le taux de fausses alertes est un peu élevé, ce qui explique certainement les nombreux tronçons rouges (surestimés) en figure 8.6. En effet, si avec ces paramètres le modèle n'est pas biaisé globalement, on s'aperçoit qu'il surestime tout de même localement l'étendue de l'inondation. Sans grande surprise à cause de sa complexité, la ville de Paris obtient des scores moyens ou mauvais, bien que les zones amont et aval, pourtant également urbanisées, présentent de meilleures performances en termes de  $CSI$ . Il est d'ailleurs intéressant de remarquer que la zone de Villeneuve-la-Garenne/Gennevilliers, juste au nord de Paris, présente de bons résultats de  $CSI$  malgré une surestimation de l'emprise. Cela est peut-être dû à la taille des tronçons, qui peut être plus influente sur ce territoire, étant donné sa complexité accrue.

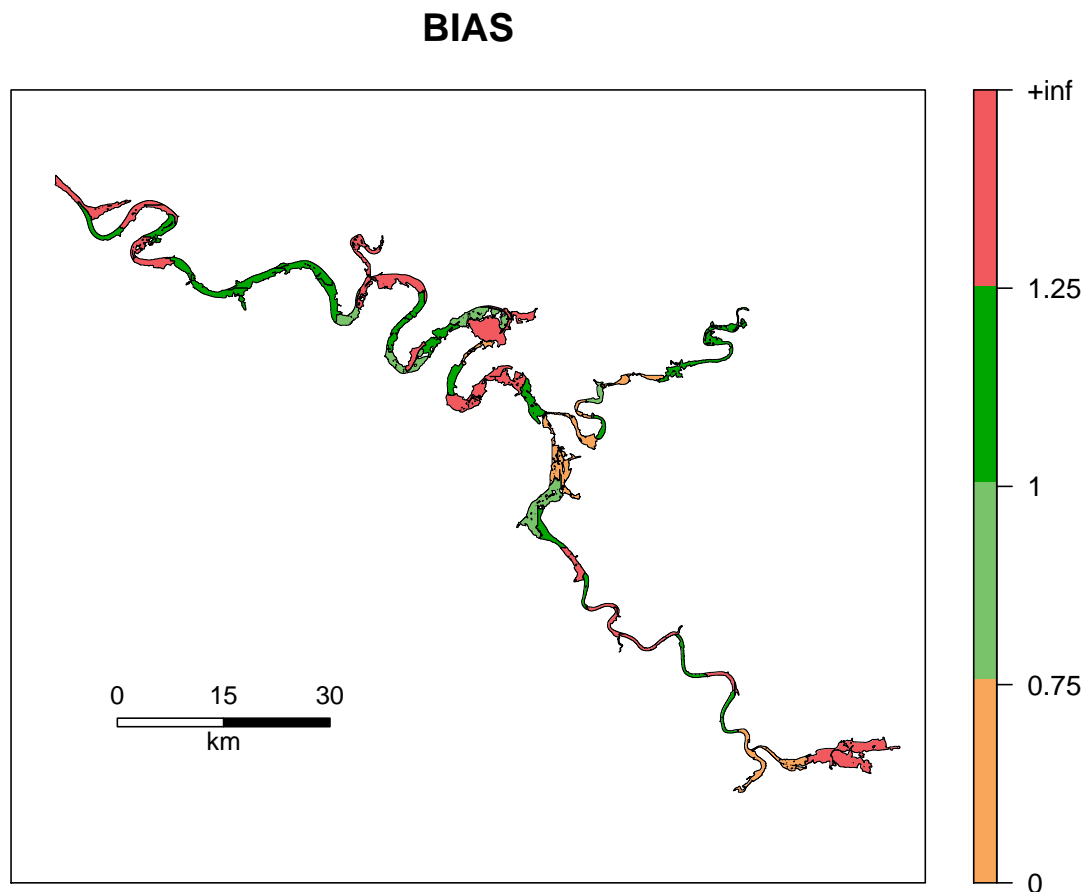


Figure 8.6 – Valeurs de  $BIAS$  au tronçon pour le couple « optimal » de paramètres  $K_{ch} = 50$  et  $K_{fp} = 40 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 52 tronçons impactés par les inondations.

Les performances globales du modèle semblent donc légèrement dégradées par rapport à celles obtenues par MHYST sur le bassin versant du Loing. Cependant, si l'on perd quelques points de  $CSI$ , on parvient à obtenir un résultat non biaisé, et un certain nombre de zones bien modélisées qui incitent à poursuivre l'étude.

Il faut cependant noter que le MNT utilisé pour cette étude est différent de celui utilisé

sur le Loing. Étant moins précis que ce dernier, il participe également à la dégradation des performances du modèle. En effet, lors d'essais antérieurs, ce MNT a été utilisé pour modéliser le Loing et fournissait des performances plus faibles, avec un  $CSI$  autour de 0,55 et un  $BIAS$  bien plus faible, de l'ordre de 0,65. En comparaison, les résultats obtenus ici sont plutôt bons. Cela peut s'expliquer par l'échelle de l'étude, le bassin de la Seine étant beaucoup plus vaste (72 000 km<sup>2</sup> contre 4 000 km<sup>2</sup> pour le Loing), lissant ainsi les défauts du MNT.

### 8.3.2 Calage global à l'échelle du tronçon

Comme pour l'étude sur le Loing, il est également possible de déterminer le couple optimal de paramètres en s'intéressant à la distribution des performances, c'est-à-dire aux fréquences cumulées pour les deux critères principaux,  $BIAS$  et  $CSI$ . La figure 8.7 présente les distributions pour l'ensemble des couples testés (64) et souligne les couples remarquables : la zone d'équifinalité de la figure 8.4, le couple « physiquement réaliste » identifié à la section précédente ( $K_{ch} = 50$  et  $K_{fp} = 40$  m<sup>1/3</sup> s<sup>-1</sup>), et deux couples qui permettent de maximiser le nombre de tronçons dont le  $CSI$  est supérieur ou égal à 0,6.

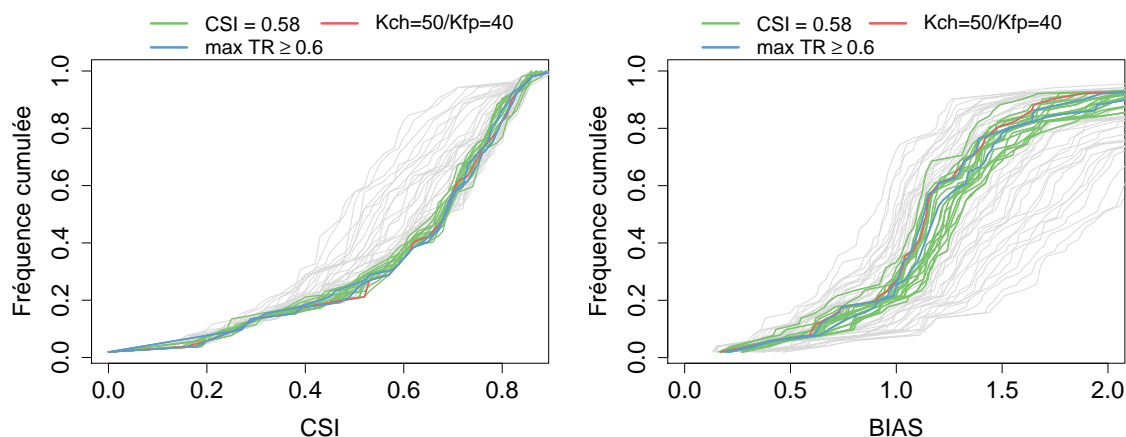


Figure 8.7 – Fréquences cumulées pour le  $CSI$  et le  $BIAS$  pour toutes les combinaisons de paramètres testées, et pour les 52 tronçons affectés par l'inondation. Les lignes vertes correspondent aux couples de la zone d'équifinalité de la figure 8.4, la ligne rouge correspond au couple « physique » et les lignes bleues aux couples maximisant le nombre de tronçons au dessus de  $CSI = 0,6$ .

Parmi les deux couples identifiés par cette méthode (en bleu), l'un fait partie de la zone d'équifinalité :  $K_{ch} = 30$  et  $K_{fp} = 50$  m<sup>1/3</sup> s<sup>-1</sup>. Cette combinaison, optimisant à la fois le calage global à l'échelle du bassin et à l'échelle du tronçon, pourrait être considérée comme la combinaison optimale. Cependant, elle ne respecte pas l'ordre « physique » des coefficients, à savoir  $K_{ch} > K_{fp}$ . Le couple  $K_{ch} = 50$  et  $K_{fp} = 40$  m<sup>1/3</sup> s<sup>-1</sup> (en rouge) présente une distribution très proche des deux courbes bleues, fait partie de la zone d'équifinalité et respecte l'ordre des coefficients. Cette combinaison serait donc préférable à la précédente. Dans tous les cas, on atteint environ 70% de tronçons dont le  $CSI$  est supérieur à 0,6 (contre 80% dans la même situation lorsque l'on travaillait sur le Loing). D'un point de vue cartographique, les deux couples de paramètres donnent des résultats extrêmement proches, le critère de cohérence physique n'est donc qu'une justification permettant de choisir l'un plutôt que l'autre, sans apporter de changement significatif sur la sortie du modèle.

### 8.3.3 Paramétrisation distribuée

La dernière méthode permettant de caler le modèle est de recourir à une paramétrisation distribuée, c'est-à-dire de choisir les couples offrant les meilleures performances sur chaque tronçon. La figure 8.8 présente la répartition des valeurs prises par les coefficients de rugosité sur chaque tronçon. On observe que, si les valeurs des coefficients sont « physiques », la cohérence physique ( $K_{ch} > K_{fp}$ ) n'est généralement pas respectée, comme c'était le cas pour le Loing.

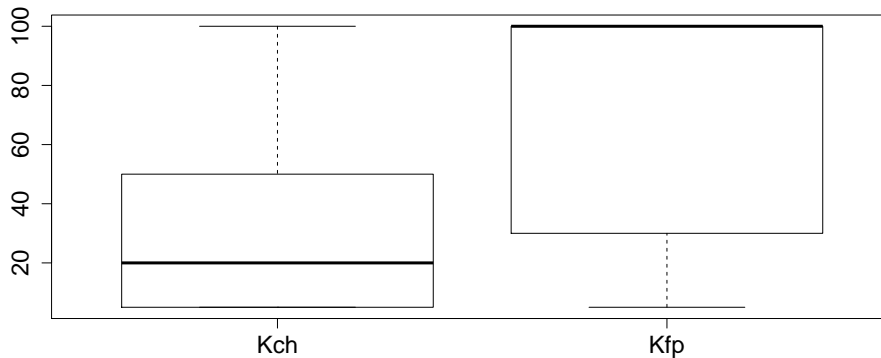


Figure 8.8 – Répartition des valeurs de coefficient de rugosité pour la paramétrisation distribuée.

Néanmoins, ces valeurs permettent tout de même d'augmenter de manière drastique les performances du modèle au niveau des tronçons (Figure 8.9) avec près de 80% des tronçons présentant un  $CSI$  supérieur à 0,6, et un  $BIAS$  beaucoup plus équilibré. Il y a comme pour le Loing un écart entre la paramétrisation globale et la paramétrisation distribuée, qui ne semble pas pouvoir être comblé à l'aide d'une paramétrisation globale. A l'échelle globale, on obtient les scores :  $CSI = 0.66$ ,  $BIAS = 1.08$ ,  $POD = 0.83$  et  $FAR = 0.23$ . Le taux de fausses alertes est réduit, et la probabilité de détection augmentée, au prix d'une légère surestimation globale ( $BIAS > 1$ ).

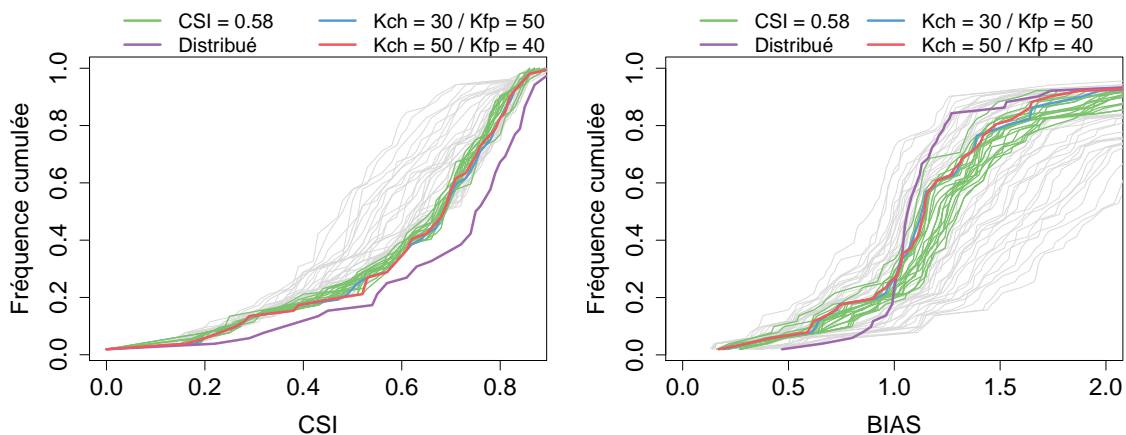


Figure 8.9 – Fréquences cumulées pour le  $CSI$  et le  $BIAS$  pour toutes les combinaisons de paramètres testées, et pour les 52 tronçons affectés par l'inondation. Les lignes vertes correspondent aux couples de la zone d'équifinalité de la figure 8.4, la ligne rouge correspond au couple « physique », les lignes bleues aux couples maximisant le nombre de tronçons au dessus de  $CSI = 0,6$  et la courbe violette à une paramétrisation distribuée des coefficients de rugosité.



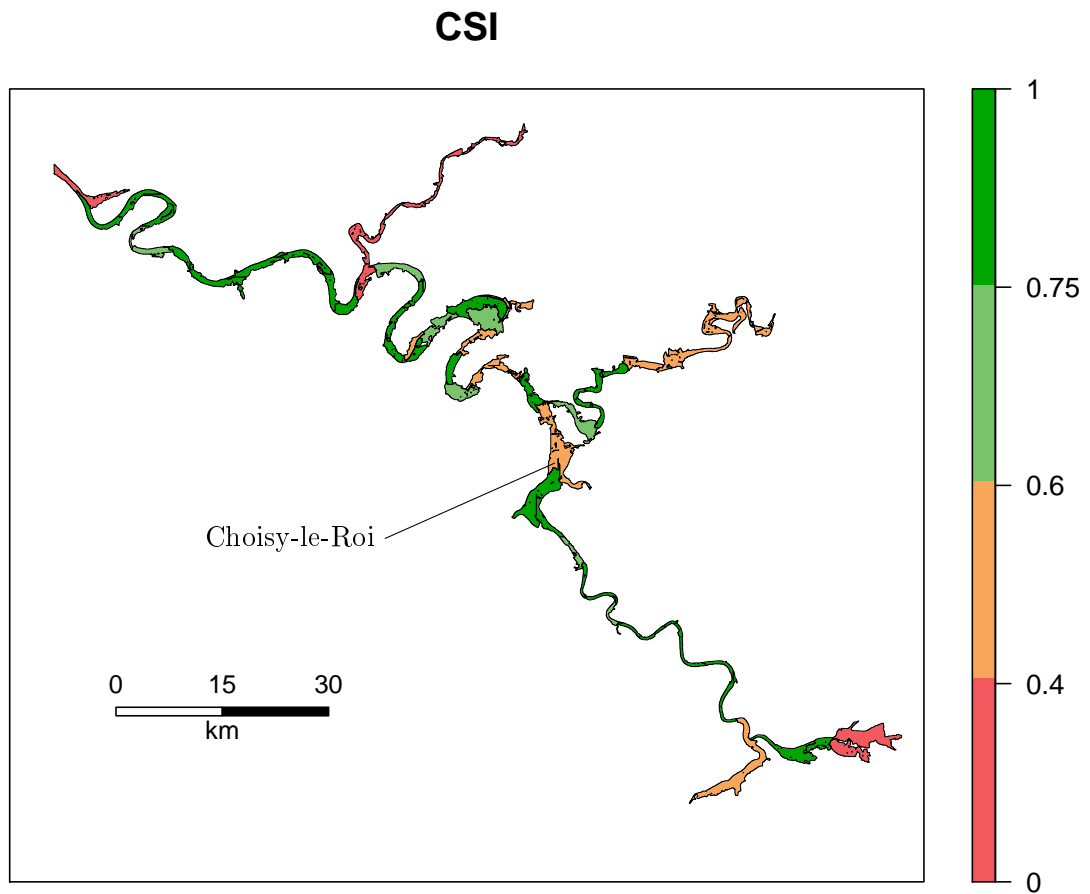


Figure 8.10 – Valeurs de *CSI* au tronçon pour une paramétrisation distribuée du modèle.

D'un point de vue cartographique (Figures 8.10 et 8.11), les performances augmentent également pour la paramétrisation distribuée, avec moins de tronçons rouges pour le *BIAS*, ce qui indique une diminution de la surestimation du modèle. Du côté du *CSI*, on observe une majorité de tronçons verts, ce qui est cohérent avec les distributions observées en figure 8.9. Les zones où MHYST a le plus de difficultés sont toujours la ville de Paris, ainsi que la Marne, en amont du réseau défini et l'Oise au nord, qui n'est au départ pas ou peu définie dans le réseau, mais dont la surface HAND correspondant au débit mesuré remonte bien en amont. On remarque également une sous-estimation pour la zone d'Orly/Choisy-le-Roi, avant la confluence avec la Marne. Il s'agit aujourd'hui d'une zone fortement urbanisée, qui l'était certainement moins il y a plus de 100 ans, ce qui peut expliquer les difficultés du modèle.

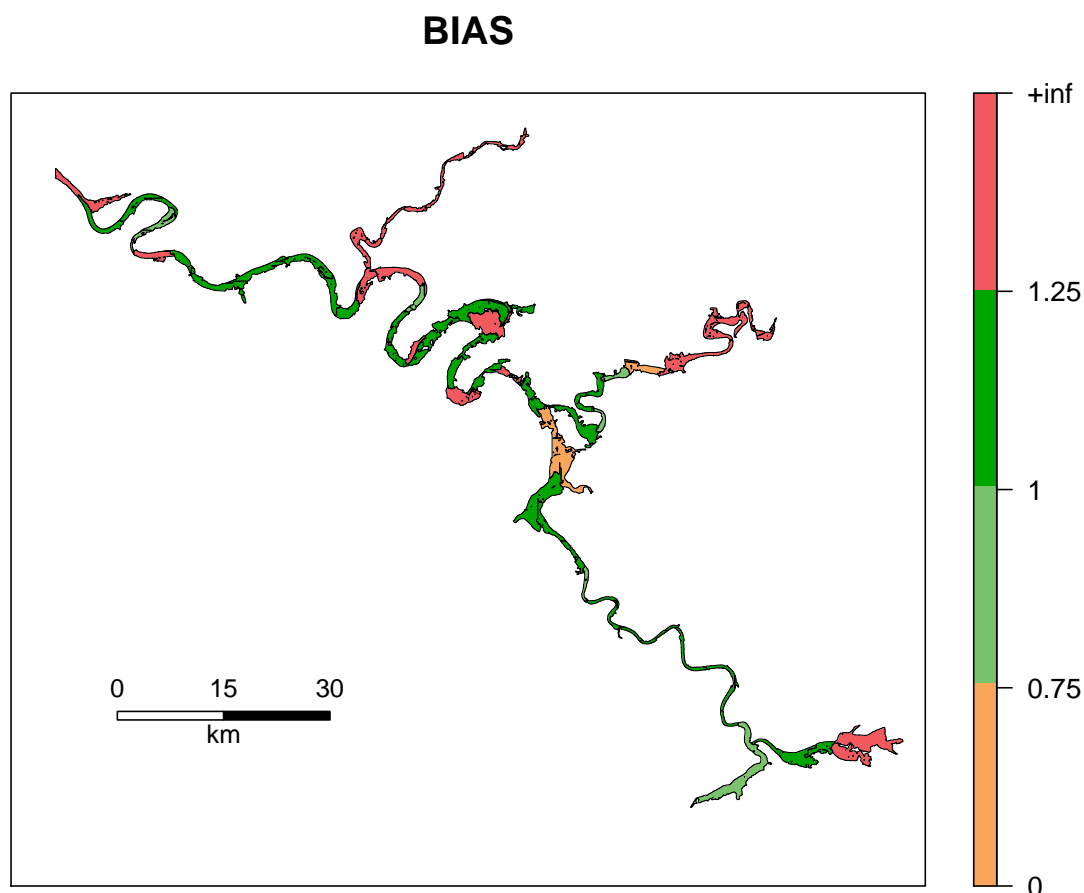


Figure 8.11 – Valeurs de *BIAS* au tronçon pour une paramétrisation distribuée du modèle.

## 8.4 Bilan

Finalement, les résultats obtenus par MHYST sur le bassin de la Seine sont plutôt positifs. Le modèle obtient des scores relativement bons, sans être excellents, sur un évènement datant de plus de 100 ans avec des données topographiques récentes, et qui plus est moins précises que d'autres données comme le MNT RGE de l'IGN. Le taux de fausses alertes reste cependant élevé (entre 20 et 30% en fonction de la méthode de calage), indiquant que le modèle surestime l'inondation dans certaines zones. Ce dernier est malgré tout non biaisé, au sens où il parvient à un équilibre entre les sous-estimations et les surestimations, menant à un *BIAS* très proche de 1.

Avec cette étude, MHYST a montré sa capacité à s'adapter à différentes échelles, passant du bassin du Loing à celui de la Seine, 18 fois plus grand. De plus, les valeurs des paramètres se rapprochent de valeurs « physiques », ou du moins de valeurs usuelles, même si les données qui servent de références proviennent certainement d'un autre modèle. Ainsi, même s'il est toujours nécessaire de tester le modèle dans une grande variété de bassins, d'évènements, de situations avant de tirer des conclusions définitives, cette étude laisse penser que MHYST saura s'adapter et fournir des résultats utiles (voir Annexe F), tant que l'on reste conscient des limites de la méthode.

# Conclusion générale

Le territoire français compte près de 17 millions de personnes concernées par le risque inondation, générant, à chaque événement, plusieurs millions d'euros de dégâts, voire même des victimes dans les cas les plus graves. Afin de réduire ces impacts, il est nécessaire de savoir reproduire et prévoir ces événements, en déterminant la carte des zones inondées correspondant à un hydrogramme de crue, aussi bien pour un événement passé que futur.

Pendant longtemps, seuls les modèles hydrauliques qui résolvent les équations de Saint-Venant pouvaient prétendre fournir ce type d'information. Mais depuis quelques années, de nouveaux types de modèles, plus conceptuels, ont fait leur apparition afin de palier les difficultés que pouvaient rencontrer l'application des méthodes traditionnelles, comme un important besoin en données d'entrée précises, qui rendent difficile l'application de ces modèles à très grande échelle ou en contexte de prévision. Ces nouvelles méthodes apportent des simulations de qualité qui s'approchent de plus en plus de ce que l'on obtient avec les méthodes traditionnelles.

Partant du constat que les modèles d'inondation actuels, aussi précis qu'ils soient, sont difficiles à mettre en œuvre à grande échelle et sur de nombreux territoires, nous nous sommes proposés, à travers cette thèse, de répondre à quatre objectifs principaux : créer une méthode applicable n'importe où, fonctionnant avec des données facilement accessibles, capable de fournir une vision à grande, moyenne et petite échelle, et adaptable à un contexte de prévision opérationnelle.

Il ne s'agit pas pour autant de remplacer les modèles hydrauliques classiques mais de les compléter par des méthodes capables de fournir des résultats semblables et applicables dans des situations où, pour différentes raisons, ils ne seraient pas utilisables.

## **Volume de crue et volume débordé**

Le premier concept que nous avons cherché à explorer est le volume débordé, calculé à partir du volume de crue. L'idée était de déterminer à partir d'un hydrogramme le volume qui quitte le lit mineur et se répand dans le lit majeur. Pour cela, il est nécessaire de connaître le débit de débordement, qui marque la limite entre les deux lits. Celui-ci étant majoritairement inconnu sur le réseau hydrographique français, nous avons dû l'estimer, et nous avons choisi de suivre le courant qui l'approxime au débit biennal, malgré tous les contre-exemples qui prouvent que cette valeur n'est pas valable partout. Pour résoudre ce problème, il était initialement prévu de s'appuyer sur les travaux de Nicolas Le Moine et Roger Moussa, notamment via les stages de Erin Kunkel (2016) et Mounir Mahdade (2017). Cependant, ces travaux n'ont pas mené à une méthode alternative utilisable dans le temps imparti.

La première implémentation de cette méthode a donné naissance au modèle VESPINE, qui calcule le volume débordé d'un hydrogramme synthétique dont le pic de crue est égal au débit décennal estimé par la méthode SHYREG (Arnaud et al., 2014), le débit de débordement au débit biennal SHYREG et la durée caractéristique de la crue grâce à la méthode SOCOSE (Ministère de l'Agriculture et al., 1980). L'originalité de la méthode tient dans l'algorithme de répartition du volume débordé : ce dernier est calculé pixel rivière par pixel rivière (le modèle est donc distribué) puis réparti de l'aval vers l'amont sur les pixels de plaine, jusqu'à ce que la somme des volumes appliqués soit égale au volume débordé total du pixel.

Cette méthode présente certains défauts, qui ont été mis en lumière par son utilisation sur un

échantillon d'une quarantaine de bassins versants et d'évènements d'inondation. L'hydrogramme synthétique associé à une période de retour, par exemple, n'est pas idéal car il surestime parfois des inondations qualifiées de centennales et sous-estime dans d'autres cas des plus faibles. Trois paramètres ont donc été introduits dans le but de corriger la structure du modèle : un corrigéant l'hypothèse sur la durée de crue, un pour l'hypothèse du débit de débordement et un dernier en tant que seuil d'accumulation pour définir le réseau hydrographique sur le bassin. Ces essais de paramétrisation du modèle ont permis de corriger certains défauts, mais cela ne suffit pas à rendre le modèle viable dans l'état actuel.

Cependant, l'algorithme de répartition des volumes étant intéressant, il a été utilisé au sein d'un second modèle, VIPER, pour traiter des *volumes d'inondation potentiels*, définis cette fois-ci à partir d'hydrogrammes simulés par le modèle hydrologique semi-distribué GRSD (de Lavenne et al., 2016). Afin d'étudier cette version du modèle plus en détail, nous nous sommes concentrés sur deux évènements aux caractéristiques différentes : la crue du Loing de juin 2016, et la crue du Gardon de septembre 2002. Ces deux bassins présentent en effet suffisamment de stations pour caler le modèle hydrologique. En comparant les sorties du modèle à des données d'emprises observées, nous avons pu mesurer les performances de VIPER, qui se sont avérées plutôt moyennes à cause d'un trop grand nombre de fausses alertes. L'hypothèse de base selon laquelle le débordement commence au débit biennal a donc été remise en cause, afin d'explorer le champ des performances du modèle, et vérifier si ces dernières étaient améliorables en partant d'une valeur plus réaliste.

Les résultats de cette étude n'ont pas permis de dégager une paramétrisation du débit de débordement qui permettrait d'obtenir des cartographies plus cohérentes. D'autres voies ont donc été suivies, comme l'utilisation d'un MNT de résolution plus fine (25 au lieu de 100 m), mais les performances du modèle ont relativement stagné, voire étaient meilleures avec le MNT original. Une dernière solution a été d'introduire un paramètre purement conceptuel corrigéant le volume débordé, qui surestimait la plupart du temps le volume réel. Mais même ainsi, le modèle n'a pas augmenté ses capacités de reproduction des évènements testés. Il a donc fallu se rendre à l'évidence : le problème ne venait pas tant des données d'entrée que de la structure du modèle en elle-même, et plus particulièrement de l'algorithme de répartition des volumes, qui a atteint ses limites.

### **Des relations au tronçon entre hauteur d'eau et débit**

Il a donc été nécessaire de revoir complètement notre approche, et de développer une nouvelle méthodologie plus à même de répondre à nos objectifs. C'est ainsi qu'est né MHYST, un modèle fondé sur des relations à l'échelle du tronçon entre hauteur d'eau et débit. Le développement de cette méthode a soulevé de nouvelles questions : comment définit-on un tronçon ? quelle(s) formule(s) utiliser pour calculer les relations ? doit-on faire la distinction lit mineur/lit majeur ? comment caractériser le lit mineur, ses particularités étant généralement inconnues ?

En choisissant une approche un peu plus physique, nous espérons palier les défauts dus à notre méthode peut-être trop conceptuelle. Le choix s'est porté sur la formulation DEBORD (Nicollet et Uan, 1979), adaptation de la formule de Manning-Strickler prenant en compte les pertes de charge dues à l'interaction entre les lits mineur et majeur, mais celle-ci nécessite des informations sur la géométrie des deux lits. Afin de déterminer une géométrie équivalente à l'échelle du tronçon, nous avons distingué lit mineur et lit majeur, chacun étant caractérisé selon des méthodes différentes. La géométrie du lit majeur a été calculée à partir de HAND (Nobre et al., 2016), un modèle qui calcule les hauteurs relatives entre pixels de plaine et pixel rivière à partir d'un MNT. Ainsi, plus la hauteur HAND augmente, et plus le lit majeur s'étend, ce qui nous a permis de former des relations entre HAND et des variables comme le rayon hydraulique où la surface de la section transversale. Le lit mineur lui, est plus difficile à caractériser, car il n'apparaît généralement pas dans les MNT, les technologies laser usuelles étant réfléchies par l'eau après quelques centimètres. Celui-ci a donc été approximé par des relations de géométrie hydraulique qui permettent de régionaliser la hauteur et la largeur de plein bord à partir des

surfaces amont drainées.

Ces choix et hypothèses ont facilité la création de relations, valables à l'échelle du tronçon, qui lient la hauteur d'eau débordée au débit de la rivière. Ainsi, après une étape unique de pré-traitement durant laquelle ces relations sont calculées, il est possible de simuler n'importe quel évènement sur le territoire considéré, dès qu'un débit distribué ou semi-distribué est disponible (que ce soit des observations ou des simulations). A l'instar de VIPER, MHYST a donc le potentiel d'être utilisé en contexte de prévision, calculant la carte des zones inondées résultante d'un évènement futur. La différence, néanmoins, tient à la fois dans les performances du modèle, bien supérieures pour MHYST, que dans le temps de calcul, beaucoup plus faible pour ce dernier.

La difficulté, néanmoins, réside dans le fait que MHYST possède un certain nombre de paramètres, là où VIPER n'en possédait aucun. Il est donc nécessaire de caler MHYST, et donc d'avoir des données cartographiques d'évènements d'inondation. Théoriquement, les paramètres de MHYST étant physiques et dépendants de l'occupation des sols, ils devraient pouvoir être mis en relation avec des données comme le Corine Land Cover. Cependant, notre étude sur le Loing a montré que ces valeurs physiques n'étaient pas les valeurs optimales du modèle, qui peuvent parfois se situer au delà des intervalles usuels pour ce type de paramètre. Cette différence entre réalité physique et monde du modèle s'explique notamment par l'approximation conceptuelle de la rivière en tronçons discontinus possédant chacun leur propre géométrie équivalente. Cette conceptualisation entraîne donc une différence d'interprétation des paramètres entre les deux mondes.

MHYST a alors été étudié sous différents aspects, en analysant l'impact de la résolution des données d'entrée sur le modèle et de la longueur des tronçons, qui, finalement, est également un paramètre du modèle. Ces analyses ont permis de montrer que, si les performances globales sont peu sensibles à ces modifications, les valeurs des paramètres optimaux, elles, évoluent. S'il doit être possible, avec un échantillon de données plus large, de régionaliser la longueur des tronçons en fonction de la taille du bassin versant, ou bien de la longueur totale du réseau hydrographique considéré, il est plus difficile de choisir la résolution du MNT. Celle-ci peut finalement s'adapter aux besoins des utilisateurs, un MNT très précis (5 m ou moins) pouvant apporter des informations supplémentaires mais au prix d'une augmentation drastique du temps de calcul, tandis qu'un MNT plus grossier (25 ou 50 m) peut fournir des cartographies à grande échelle en quelques secondes en jouant sur la précision des sorties.

## Limites

Cette thèse a donc permis l'exploration de deux méthodes d'évaluation des zones inondées, l'une entièrement conceptuelle (VESPINE puis VIPER), et l'autre mélangeant physique empirique et conceptualisation (MHYST). Si le premier algorithme de répartition des volumes présente une certaine originalité, ses limites ont rapidement été atteintes, contrairement à MHYST, dont le potentiel n'a pas encore été entièrement jaugé, car développé seulement en fin de thèse. Néanmoins, ces études ont permis de faire ressortir diverses difficultés que l'on peut rencontrer lors de l'élaboration de telles méthodologies. Une hypothèse qui a longtemps été utilisée est l'identification du débit de plein bord au débit biennal, puisque très peu d'informations spatiales sont disponibles sur cette variable. S'il est possible d'estimer ce débit localement, lorsque sont présentes des courbes de tarage par exemple, il s'agit encore d'une des variables les moins connues sur le réseau hydrographique. Pourtant, elle est critique, car c'est elle qui définit le passage du lit mineur au lit majeur, et donc le début de l'inondation. Il a finalement été choisi de le régionaliser, en utilisant des équations de géométrie hydraulique dont les coefficients ont été estimés dans d'autres études (Blackburn-Lynch et al., 2017), ou à la main à partir d'outils cartographiques (Géoportail...). Dans tous les cas, la valeur attribuée à cette variable ne viendra que l'approximer plus ou moins bien, et il sera difficile d'estimer son incertitude, car la quantité de données observées ouvertes concernant ce sujet est assez faible.

Ce problème de disponibilité des données observées touche également la cartographie d'évènements d'inondation. Il est en effet assez rare d'obtenir une image observée d'une inondation, ces

dernières étant généralement substituées par des sorties de modèles hydrauliques ou des cartographies hybrides entre des modèles et des mesures de plus hautes eaux connues (par exemple dans les PPRI). Tenter de caler et valider un modèle événementiel d'inondation comme VIPER ou MHYST devient compliqué si l'on souhaite qualifier et quantifier la justesse de nos modèles. Une solution que nous avons envisagée est l'utilisation de données de sinistres d'assureurs, ces derniers cartographiant l'ensemble des sinistrés parmi leurs clients pour un événement. Cependant, nous nous sommes heurtés à d'autres difficultés, comme les droits d'utilisation, plutôt difficiles à obtenir, et qui font notamment que ces études n'apparaissent pas au sein de ce manuscrit. Les données en elles-mêmes manquent également d'exhaustivité : les données d'un assureur ne suffisent pas, celui-ci n'étant pas obligatoirement représentatif d'une région, il est donc nécessaire de recourir aux données centralisées comme celles de la CCR. Même ainsi, de nombreux détails comptent : la police d'assurance (appartement, maison, véhicule...), les caractéristiques des biens (étage de l'appartement...), leur position réelle lors de l'évènement, le coût... Certains détails peuvent être critiques comme le type d'inondation, car si l'on essaye de valider un modèle de débordement sur des sinistres consécutifs à un fort ruissellement, le modèle apparaîtra médiocre. De même, si un pixel contenant des sinistres peut être considéré comme inondé, l'inverse est faux : on ne peut pas dire d'un pixel sans sinistres qu'il n'a pas été inondé. En effet, l'absence d'assurés, ou tout bonnement des assurés bien protégés peuvent être des raisons pour lesquelles un pixel sans sinistres a quand même été inondé.

Ces difficultés, quant à l'origine, la disponibilité et l'exhaustivité des données observées ont limité l'analyse de nos modèles, particulièrement MHYST et VIPER, à un ou deux bassins versants. Nos conclusions ne sont donc pas aussi générales que nous l'aurions souhaité. Néanmoins, ces conclusions sont particulièrement prometteuses, notamment pour MHYST qui parvient à correctement modéliser une majeure partie de l'inondation sur le Loing pour un faible temps de calcul (en fonction de la résolution des données d'entrées). Les objectifs que l'on s'était fixés sont donc remplis, même s'ils demandent à être confirmés.

### **Perspectives**

Le comportement de MHYST sur le Loing est maintenant bien connu, du moins lorsque l'on utilise les débits observés en entrée. Le modèle peut maintenant être facilement adapté au contexte de prévision, dans le but de prévoir l'emprise de l'inondation consécutive à une crue. Cette perspective fait partie d'un projet de recherche et d'une thèse qui devrait l'explorer en testant notamment un échantillon plus large de bassins et d'évènements de différentes natures (crues rapides, bassins du sud-est de la France...). Cela nécessitera de nouvelles approches, notamment pour les crues rapides, afin de fournir une estimation horaire et non plus journalière de l'inondation tout en restant relativement précis spatialement. En effet, la dynamique des crues rapides nécessite des simulations plus fréquentes, horaires voire infra-horaires. MHYST est théoriquement adapté à toute résolution spatiale et temporelle, la difficulté résidera donc dans le temps de calcul nécessaire à la simulation d'un grand nombre de cartes (plusieurs dizaines). Néanmoins, les techniques de parallélisation du code informatique devrait permettre de s'en sortir avec des durées raisonnables.

D'autres questions demeurent, comme l'estimation du débit de débordement. Celui-ci a été soit associé à une période de retour (le débit biennal), soit déterminé à l'aide de lois puissances aux paramètres régionalisés par une étude américaine. D'autres méthodes permettent certainement de déterminer ce débit, voire même de se passer de cette valeur. Une étude française, avec des mesures de terrain, sur un grand nombre de cours d'eau du territoire permettrait déjà d'obtenir des paramètres régionaux plus adaptés. Ce manque de données se fait également sentir au niveau des cartes d'inondations observées, qui sont assez rares et dont la provenance est souvent obscure. Il n'est pas rare qu'il s'agisse en réalité de simulations par d'autres modèles hydrauliques. Le développement de services comme le Copernicus EMS, ou les travaux de traitement des réseaux sociaux (géolocalisation de tweets, de photos etc.) devrait permettre d'augmenter cette quantité de données pour les prochains évènements.

D'un point de vue plus technique, MHYST requiert encore des améliorations, par exemple au sujet de la continuité entre les tronçons, les relations hauteur-debit sur ces derniers étant déterminées indépendamment les unes des autres, entraînant des défauts de continuité, au niveau des hauteurs d'eau et des paramètres, qui pourraient être résolues par des équations de seuil. Une manière de palier ce problème pourrait être l'introduction d'une régularisation, c'est-à-dire d'une contrainte, dans la distribution des paramètres afin de favoriser le « lissage » des hauteurs d'un tronçon à l'autre. Le modèle profiterait également de modules prenant en charge les digues et autres ouvrages hydrauliques (ponts, routes...) avec des équations plus complètes, même si cela pourrait nécessiter des données spatiales plus précises (MNT à 1 m). L'utilisation de différents MNT a d'ailleurs soulevé le problème de remplacement des stations, que ce soit lors de l'utilisation de données observées ou de données simulées. Les données de débits sont en effet rattachées à un certain MNT, tandis que le modèle hydraulique peut lui utiliser d'autres MNT plus précis. Remplacer de manière automatique les stations devient complexe car le réseau hydrographique est souvent décalé entre deux sources de données topographiques. Un remplacement à la main est plus facilement envisageable, mais peut s'avérer contraignant s'il y a un très grand nombre de stations. Il serait également intéressant de comparer MHYST à un modèle hydraulique classique, par exemple sur une géométrie théorique ou des tronçons réels bien instrumentés, afin de mieux comprendre le passage d'une géométrie naturelle à la géométrie équivalente à l'échelle du tronçon.

Il est également possible de poursuivre la chaîne d'estimation du risque inondation, celle-ci s'étendant de la prévision des précipitations à l'estimation des dommages résultants d'une inondation. Des équations hauteur-dégâts existent, celles-ci prévoyant le coût d'une inondation en fonction de la hauteur d'eau, mais il est aussi possible de s'intéresser à des étapes intermédiaires, à l'instar de Le Bihan (2016) qui estime le nombre de bâtiments concernés par l'inondation. D'autres perspectives similaires peuvent être explorées, afin d'estimer le risque au delà de l'aléa, à partir de nouvelles données, concernant les enjeux, et qui permettront de compléter l'estimation du risque inondation dans sa globalité.





# Bibliographie

- Abdallah, M. : Sur les méthodes de discrétisation numérique de problèmes hyperboliques non linéaires appliquées aux équations de Barré de Saint-Venant pour la modélisation de l'hydraulique en réseau d'assainissement, Thèse de doctorat, INSA Lyon, 2005.
- Afshari, S., Tavakoly, A. A., Rajib, M. A., Zheng, X., Follum, M. L., Omranian, E., et Fekete, B. M. : Comparison of new generation low-complexity flood inundation mapping tools with a hydrodynamic model, *Journal of Hydrology*, 556, 539–556, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.11.036>, 2018.
- Ahmadian, R., Falconer, R. A., et Wicks, J. : Benchmarking of flood inundation extent using various dynamically linked one- and two-dimensional approaches : Benchmarking 1-D/2-D linked inundation models, *Journal of Flood Risk Management*, <https://doi.org/10.1111/jfr3.12208>, 2015.
- Alferi, L., Salamon, P., Bianchi, A., Neal, J., Bates, P., et Feyen, L. : Advances in pan-European flood hazard mapping, *Hydrological Processes*, 28, 4067–4077, <https://doi.org/10.1002/hyp.9947>, 2014.
- Arnaud, P., Eglin, Y., Janet, B., et Payrastre, O. : Notice utilisateur : bases de données SHYREG-Débit. Méthode - Performances - Limites., 2013.
- Arnaud, P., Aubert, Y., Organde, D., Cantet, P., Fouchier, C., et Folton, N. : Estimation de l'aléa hydrométéorologique par une méthode par simulation : la méthode SHYREG : présentation – performances – bases de données, *La Houille Blanche*, pp. 20–26, <https://doi.org/10.1051/lhb/2014012>, 2014.
- Bates, P. D. et De Roo, A. P. J. : A simple raster-based model for flood inundation simulation, *Journal of Hydrology*, 236, 54–77, [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00278-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00278-X), 2000.
- Bates, P. D., Marks, K. J., et Horritt, M. S. : Optimal use of high-resolution topographic data in flood inundation models, *Hydrological Processes*, 17, 537–557, <https://doi.org/10.1002/hyp.1113>, 2003.
- Bates, P. D., Horritt, M. S., et Fewtrell, T. J. : A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modelling, *Journal of Hydrology*, 387, 33–45, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.027>, 2010.
- Bazin, P.-H. : Ecoulements lors d'inondations en milieu urbain : influence de la topographie détaillée et des échanges avec le réseau d'assainissement, Thèse de doctorat, Lyon 1, 2013.
- Biancamaria, S., Bates, P. D., Boone, A., et Mognard, N. M. : Large-scale coupled hydrologic and hydraulic modelling of the Ob river in Siberia, *Journal of Hydrology*, 379, 136–150, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.09.054>, 2009.
- Blackburn-Lynch, W., Agouridis, C. T., et Barton, C. D. : Development of Regional Curves for Hydrologic Landscape Regions (HLR) in the Contiguous United States, *JAWRA Journal of*

- the American Water Resources Association, 53, 903–928, <https://doi.org/10.1111/1752-1688.12540>, 2017.
- Bossard, M., Feranec, J., et Otahel, J. : CORINE land cover technical guide : Addendum 2000, 2000.
- Bradbrook, K. F., Lane, S. N., Waller, S. G., et Bates, P. D. : Two dimensional diffusion wave modelling of flood inundation using a simplified channel representation, *International Journal of River Basin Management*, 2, 211–223, <https://doi.org/10.1080/15715124.2004.9635233>, 2004.
- CCR : Inondations de mai-juin 2016 en France - Modélisation de l'aléa et des dommages, Rapport technique, Service R&D modélisation - Direction des Réassurances & Fonds Publics, 2016.
- CCR : Les Catastrophes Naturelles en France - Bilan 1982-2017, Rapport technique, Caisse Centrale de Réassurance, 2018.
- Chen, W.-B., Liu, W.-C., et Wu, C.-Y. : Coupling of a one-dimensional river routing model and a three-dimensional ocean model to predict overbank flows in a complex river–ocean system, *Applied Mathematical Modelling*, 37, 6163–6176, <https://doi.org/10.1016/j.apm.2013.01.003>, 2013.
- Chow, V. T., Maidment, D. R., et Mays, L. W. : *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, 1988.
- Coron, L., Perrin, C., et Michel, C. : airGR : Suite of GR Hydrological Models for Precipitation-Runoff Modelling, *R News*, r package version 1.0.5.12, 2017a.
- Coron, L., Thirel, G., Delaigue, O., Perrin, C., et Andréassian, V. : The suite of lumped GR hydrological models in an R package, *Environmental Modelling & Software*, 94, 166–171, <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.05.002>, 2017b.
- de Lavenne, A., Thirel, G., Andréassian, V., Perrin, C., et Ramos, M.-H. : Spatial variability of the parameters of a semi-distributed hydrological model, *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 373, 87–94, <https://doi.org/10.5194/piahs-373-87-2016>, 2016.
- Escudier, A., Hans, P.-A., Astier, C., et Souldadié, J.-L. : Prévission des inondations : gestion de crise et partage de l'information des zones inondées, *La Houille Blanche*, pp. 5–10, <https://doi.org/10.1051/lhb/2016053>, 2016.
- Falter, D., Dung, N., Vorogushyn, S., Schröter, K., Hundecha, Y., Kreibich, H., Apel, H., Theiselmann, F., et Merz, B. : Continuous, large-scale simulation model for flood risk assessments : proof-of-concept : Large-scale flood risk assessment model, *Journal of Flood Risk Management*, p. 19, <https://doi.org/10.1111/jfr3.12105>, 2014.
- Falter, D., Schröter, K., Dung, N. V., Vorogushyn, S., Kreibich, H., Hundecha, Y., Apel, H., et Merz, B. : Spatially coherent flood risk assessment based on long-term continuous simulation with a coupled model chain, *Journal of Hydrology*, 524, 182–193, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.02.021>, 2015.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., et Alsdorf, D. : The Shuttle Radar Topography Mission, *Reviews of Geophysics*, 45, <https://doi.org/10.1029/2005RG000183>, 2007.
- Faure, J.-B. : Note de présentation du programme MAGE (MAillé GENéralisé), Rapport technique, Lyon, 2006.

- Follum, M. L., Tavakoly, A. A., Niemann, J. D., et Snow, A. D. : AutoRAPID : A Model for Prompt Streamflow Estimation and Flood Inundation Mapping over Regional to Continental Extents, *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, <https://doi.org/10.1111/1752-1688.12476>, 2016.
- Galland, J.-C., Goutal, N., et Hervouet, J.-M. : TELEMAC : A new numerical model for solving shallow water equations, *Advances in Water Resources*, 14, 138–148, 1991.
- Gouldby, B., Sayers, P., Mulet-Marti, J., Hassan, M. A. A. M., et Benwell, D. : A methodology for regional-scale flood risk assessment, *Water Management*, pp. 1–14, <https://doi.org/10.1680/wama.2008.161.3.169>, 2008.
- Grimaldi, S., Petroselli, A., Alonso, G., et Nardi, F. : Flow time estimation with spatially variable hillslope velocity in ungauged basins, *Advances in Water Resources*, 33, 1216–1223, <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2010.06.003>, 2010.
- Hingray, B., Picouet, C., et Musy, A. : *Hydrologie : Une science pour l'ingénieur*, Presses polytechniques et universitaires romandes, 2009.
- Horritt, M. S. et Bates, P. D. : Effects of spatial resolution on a raster based model of flood flow, *Journal of Hydrology*, 253, 239–249, [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00490-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00490-5), 2001a.
- Horritt, M. S. et Bates, P. D. : Predicting floodplain inundation : raster-based modelling versus the finite-element approach, *Hydrological Processes*, 15, 825–842, <https://doi.org/10.1002/hyp.188>, 2001b.
- Horritt, M. S. et Bates, P. D. : Evaluation of 1D and 2D numerical models for predicting river flood inundation, *Journal of Hydrology*, 268, 87–99, [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00121-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00121-X), 2002.
- Huet, P., Martin, X., Prime, J.-L., Foin, P., Laurain, C., et Cannard, P. : *Retour d'expériences 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*, Rapport technique, Paris, 2003.
- IGN : RGE ALTI Version 2.0, 2013.
- Jafarzadegan, K. et Merwade, V. : A DEM-based approach for large-scale floodplain mapping in ungauged watersheds, *Journal of Hydrology*, 550, 650–662, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.04.053>, 2017.
- Javelle, P., Organde, D., Demargne, J., Saint-Martin, C., de Saint-Aubin, C., Garandeau, L., et Janet, B. : Setting up a French national flash flood warning system for ungauged catchments based on the AIGA method, *E3S Web of Conferences*, 7, 18010, <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20160718010>, 2016.
- Jolliffe, I. T. et Stephenson, D. B. : *Forecast Verification : A Practitioner's Guide in Atmospheric Science*, John Wiley & Sons, 2003.
- Kling, H., Fuchs, M., et Paulin, M. : Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios, *Journal of Hydrology*, 424–425, 264–277, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.01.011>, 2012.
- Kochanek, K., Renard, B., Arnaud, P., Aubert, Y., Lang, M., Cipriani, T., et Sauquet, E. : A data-based comparison of flood frequency analysis methods used in France, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14, p–295, 2014.

- Kunkel, E. : Questioning the Theoretical Basis for At-Many-Stations Hydraulic Geometry : A Study of Bankfull Flow in France, Rapport technique, Université de Montpellier, 2016.
- Lacaze, Y., Raimbault, E., Chesneau, S., Silva, J.-P., et Chaleon, C. : Analyse de la cohérence des données hydrométriques pour la validation des débits de la crue de 1910 à Paris ou" de la valeur du jaugeage", *La Houille Blanche*, pp. 70–77, 2014.
- Laganier, O., Ayrat, P. A., Salze, D., et Sauvagnargues, S. : A coupling of hydrologic and hydraulic models appropriate for the fast floods of the Gardon River basin (France), *Natural Hazards and Earth System Science*, 14, 2899–2920, <https://doi.org/10.5194/nhess-14-2899-2014>, 2014.
- Lang, M. et Coeur, D. : Les inondations remarquables au XXe siècle : Inventaire 2011 pour la directive Inondation, Editions Quae, 2014.
- Le Bihan, G. : Modèles hydrologiques régionaux pour la prévision distribuée des crues rapides : vers une estimation des impacts et des dommages potentiels, Thèse de doctorat, Université Bretagne Loire, 2016.
- Le Bihan, G., Payrastre, O., Gaume, E., Moncoulon, D., et Pons, F. : The challenge of forecasting impacts of flash floods : test of a simplified hydraulic approach and validation based on insurance claim data, *Hydrology and Earth System Sciences*, 21, 5911–5928, <https://doi.org/10.5194/hess-21-5911-2017>, 2017.
- Le Moine, N., Andréassian, V., Perrin, C., et Michel, C. : How can rainfall-runoff models handle intercatchment groundwater flows ? Theoretical study based on 1040 French catchments, *Water Resources Research*, 43, <https://doi.org/10.1029/2006WR005608>, 2007.
- Leleu, I., Tonnelier, I., Puechberty, R., Gouin, P., Viquendi, I., Cobos, L., Foray, A., Baillon, M., et Ndima, P.-O. : La refonte du système d'information national pour la gestion et la mise à disposition des données hydrométriques, *La Houille Blanche*, pp. 25–32, <https://doi.org/10.1051/lhb/2014004>, 2014.
- Leopold, L. B. et Maddock, T. : The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications, Rapport Technique 252, Washington, 1953.
- Leopold, L. B., Wolman, M. G., et Miller, J. P. : Fluvial processes in geomorphology, San Francisco : W. H. Freeman, 1964.
- 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., *Journal of Hydrology*, 418–419, 123–135, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.09.019>, 2012.
- Lhomme, J., Sayers, P. B., Gouldby, B. P., Samuels, P. G., Wills, M., et Mulet-Marti, J. : Recent development and application of a rapid flood spreading method, Keble College, Oxford, UK, 2008.
- Lobligeois, F., Andréassian, V., Perrin, C., Tabary, P., et Loumagne, C. : When does higher spatial resolution rainfall information improve streamflow simulation ? An evaluation using 3620 flood events, *Hydrology and Earth System Sciences*, 18, 575–594, <https://doi.org/10.5194/hess-18-575-2014>, 2014.
- Mahdade, M. : Méthodes géomorphologiques pour la régionalisation des relations hauteur-débit, Rapport technique, Université Pierre et Marie Curie, 2017.
- Michel, C. : Hydrologie appliquée aux petits bassins ruraux, Rapport technique, Cemagref, Antony, 1991.

- Ministère de l'Agriculture, Services Régionaux de l'Aménagement des Eaux (S.R.A.E.), Direction de l'Aménagement Service de l'Hydraulique (D.A.S.H.), et C.T.G.R.E.F. : Synthèse nationale sur les crues des petits bassins versants, Rapport technique, 1980.
- Morales-Hernández, M., Petaccia, G., Brufau, P., et García-Navarro, P. : Conservative 1D–2D coupled numerical strategies applied to river flooding : The Tiber (Rome), *Applied Mathematical Modelling*, 40, 2087–2105, <https://doi.org/10.1016/j.apm.2015.08.016>, 2016.
- Moussa, R. et Bocquillon, C. : On the use of the diffusive wave for modelling extreme flood events with overbank flow in the floodplain, *Journal of Hydrology*, 374, 116–135, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.006>, 2009.
- Nash, J. et Sutcliffe, J. : River flow forecasting through conceptual models Part I - A discussion of principles, *Journal of Hydrology*, 10, 282–290, 1970.
- Navratil, O. : Débit de pleins bords et géométrie hydraulique : une description synthétique de la morphologie des cours d'eau pour relier le bassin versant et les habitats aquatiques, Thèse de doctorat, Grenoble, INPG, 2005.
- Neal, J., Schumann, G., Fewtrell, T., Budimir, M., Bates, P., et Mason, D. : Evaluating a new LISFLOOD-FP formulation with data from the summer 2007 floods in Tewkesbury, UK, *Journal of Flood Risk Management*, 4, 88–95, <https://doi.org/10.1111/j.1753-318X.2011.01093.x>, 2011.
- Nguyen, P., Thorstensen, A., Sorooshian, S., Hsu, K., AghaKouchak, A., Sanders, B., Koren, V., Cui, Z., et Smith, M. : A high resolution coupled hydrologic–hydraulic model (HiResFlood-UCI) for flash flood modeling, *Journal of Hydrology*, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.10.047>, 2015.
- Nicollet, G. et Uan, M. : Écoulements permanents à surface libre en lits composés, *La Houille Blanche*, pp. 21–30, <https://doi.org/10.1051/lhb/1979002>, 1979.
- Nobre, A. D., Cuartas, L. A., Hodnett, M., Rennó, C. D., Rodrigues, G., Silveira, A., Waterloo, M., et Saleska, S. : Height Above the Nearest Drainage – a hydrologically relevant new terrain model, *Journal of Hydrology*, 404, 13–29, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.03.051>, 2011.
- Nobre, A. D., Cuartas, L. A., Momo, M. R., Severo, D. L., Pinheiro, A., et Nobre, C. A. : HAND contour : a new proxy predictor of inundation extent : Mapping Flood Hazard Potential Using Topography, *Hydrological Processes*, 30, 320–333, <https://doi.org/10.1002/hyp.10581>, 2016.
- Perrin, C., Michel, C., et Andréassian, V. : Improvement of a parsimonious model for stream-flow simulation, *Journal of Hydrology*, 279, 275–289, [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00225-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00225-7), 2003.
- Pons, F., Delgado, J.-L., Guero, P., et Berthier, E. : EXZECO : A GIS and DEM based method for pre-determination of flood risk related to direct runoff and flash floods, in : 9th International Conference on Hydroinformatics, Tianjin, CHINA, 2010a.
- Pons, F., Delgado, J.-L., Guero, P., Berthier, E., Kerloc'h, B., Piney, S., et Felts, D. : Une contribution à l'évaluation de l'aléa inondation par ruissellement et crues soudaines, p. 8, Sophia Antipolis, 2010b.
- Raclot, D. : Méthodologie d'exploitation quantitative des photographies aériennes d'inondation de plaine, Thèse de doctorat, Université Montpellier II, 2003.
- Rebolho, C. : Risque Inondation : Étude comparative de modèles sur des cas réels, Rapport de stage, Université de Lausanne (UNIL), Lausanne, Suisse, 2014.

- Rebolho, C., Andréassian, V., et Le Moine, N. : Inundation mapping based on reach-scale effective geometry, *Hydrology and Earth System Sciences*, 22, 5967–5985, <https://doi.org/10.5194/hess-22-5967-2018>, 2018a.
- Rebolho, C., Andréassian, V., Tsoukalas, I., et Efstratiadis, A. : La crue du Loing de juin 2016 était-elle exceptionnelle ?, in : *Colloque SHF De la prévision des crues à la gestion de crise*, p. 10, Avignon, 2018b.
- Rennó, C. D., Nobre, A. D., Cuartas, L. A., Soares, J. V., Hodnett, M. G., Tomasella, J., et Waterloo, M. J. : HAND, a new terrain descriptor using SRTM-DEM : Mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia, *Remote Sensing of Environment*, 112, 3469–3481, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.03.018>, 2008.
- Roche, P.-A., Miquel, J., et Gaume, E. : *Hydrologie quantitative : Processus, modèles et aide à la décision*, Springer Science & Business Media, 2012.
- 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, *Journal of Hydrology*, 476, 169–177, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.10.027>, 2013.
- SERTIT : EMSN-028 Flood delineation and damage assessment, France, Technical Report, 2016.
- SOeS : Atlas régional de l’occupation des sols en France, Rapport Technique Datalab 2, Ministère de l’environnement, de l’énergie et de la mer, 2016.
- Speckhann, G. A., Borges Chaffe, P. L., Fabris Goerl, R., Abreu, J. J. d., et Altamirano Flores, J. A. : Flood hazard mapping in Southern Brazil : a combination of flow frequency analysis and the HAND model, *Hydrological Sciences Journal*, 63, 87–100, <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1409896>, 2018.
- Tarboton, D. G. : A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models, *Water resources research*, 33, 309–319, <https://doi.org/10.1029/96WR03137>, 1997.
- Teng, J., Vaze, J., Dutta, D., et Marvanek, S. : Rapid Inundation Modelling in Large Floodplains Using LiDAR DEM, *Water Resources Management*, 29, 2619–2636, <https://doi.org/10.1007/s11269-015-0960-8>, 2015.
- Tsoukalas, I., Efstratiadis, A., et Makropoulos, C. : Stochastic simulation of periodic processes with arbitrary marginal distributions, p. 5, Rhodes, Greece, 2017.
- Tsoukalas, I., Efstratiadis, A., et Makropoulos, C. : Stochastic Periodic Autoregressive to Anything (SPARTA) : Modeling and Simulation of Cyclostationary Processes With Arbitrary Marginal Distributions, *Water Resources Research*, 54, 161–185, <https://doi.org/10.1002/2017WR021394>, 2018.
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., et Soubeyroux, J.-M. : A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system, *International Journal of Climatology*, 30, 1627–1644, <https://doi.org/10.1002/joc.2003>, 2010.
- Williams, G. P. : Bank-Full Discharge of Rivers, *Water Resources Research*, 14, 1141–1154, <https://doi.org/10.1029/WR014i006p01141>, 1978.

## Annexes

Ce que j'avais sous les yeux, c'était une représentation théâtrale du chaos total, une définition fonctionnelle du concept de confusion, une danse désordonnée à la gloire de la violence sinistre. C'était la guerre.

---

Dan Simmons, extrait de *La Chute d'Hypérion*





## Annexe A

# Période de retour de la crue du Loing de mai-juin 2016

Cet article cherche à déterminer le niveau de rareté de la crue du Loing de mai-juin 2016 en testant différentes méthodes usuelles permettant d'extrapoler la distribution des débits maximaux annuels. Cette étude a montré que ces méthodologies divergent, et fournissent des périodes de retour s'étalant de 260 à 1000 ans. S'il est difficile de choisir une valeur plutôt qu'une autre, il est néanmoins certain que cette crue fut exceptionnelle.

# LA CRUE DU LOING DE JUIN 2016 ÉTAIT-ELLE EXCEPTIONNELLE ?

Cédric REBOLHO<sup>(1)</sup>, Vazken ANDRÉASSIAN<sup>(1)</sup>,  
Ioannis TSOUKALAS<sup>(2)</sup>, Andreas EFSTRATIADIS<sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup>Irstea, Antony, France - e-mail: [cedric.rebolho@irstea.fr](mailto:cedric.rebolho@irstea.fr)

<sup>(2)</sup>NTUA (Université Nationale Technique d'Athènes), Grèce

L'épisode pluvieux qui a touché la France ainsi qu'une partie de l'Europe entre le 30 mai et le 6 juin 2016 a engendré le débordement de nombreuses rivières des bassins de la Seine et de la Loire. Les inondations qui en ont résulté ont marqué les esprits, notamment sur le bassin versant du Loing, où le niveau de référence (janvier 1910) a été dépassé pour la première fois. En effet, la combinaison de la saturation des sols due aux précipitations du mois de mai et du fort cumul de pluie entre le 30 mai et le 6 juin (130 mm) a engendré un débit de pointe avoisinant les  $450 \text{ m}^3/\text{s}$  dont l'influence s'est fait sentir jusqu'à Paris avec des inondations sur l'ensemble du réseau principal.

L'objectif de cette étude est d'explorer les limites des méthodes usuelles du calcul de la période de retour d'événements statistiquement rares. Le bassin du Loing a en effet présenté un rendement inhabituellement élevé pendant cet événement, qui s'explique par la forte saturation des sols. La période de retour, quant à elle, varie fortement selon la méthode utilisée. L'ajustement des lois de Gumbel et GEV sur les données observées donne des estimations variant de 260 à 2 400 ans, tandis que la simulation de longues séries de débits à l'aide d'un générateur de pluie et d'un modèle hydrologique journalier (GR4J) donne une période de retour empirique d'environ 1 000 ans. Cette grande variabilité illustre la difficulté de l'extrapolation vers des fréquences extrêmes ainsi que la difficulté des modèles à reproduire de tels événements extrêmes.

**MOTS CLEFS :** Période de retour – Précipitations - Crue

## *June 2016 flood event on the Loing catchment : was it exceptional?*

A heavy rainfall event affected the northern center part of France from May 30 to June 6, 2016, leading to a general overflowing of rivers in the Seine and Loire catchments. The resulting inundations exceeded the previous records on some catchments, such as the River Loing where the water height of January 1910 was outreached for the first time. This event results from the combination of an extremely wet month of May and a rainfall accumulation of 130 mm in one week which led to a daily peak flow of  $450 \text{ m}^3/\text{s}$  on this catchment.

The main goal of this study is to show the limitations of standard methods for the estimation of return periods of extreme events. Usually, statistic laws such as Gumbel or GEV are used to calculate such return periods. However, various fitting methods exist and can be used to assess the parameters of the theoretical laws. In this study, we found that depending on the methodology, the return period varies from 260 to 2 400 years when using the observed discharges. To address this issue we simulated a long series of streamflows by coupling a rainfall generator and the conceptual hydrological model GR4J. The empirical return period given by the models is 1 000 years. But in this case, we also have the uncertainties of the two models, particularly the hydrological model which struggles reproducing the non-linearities of the catchment behaviour especially when modelling extreme events. This is why it is difficult to assign a single value to the return period of extreme events when only a range is available.

**KEY WORDS:** Return period – Precipitations – Flood

## **I INTRODUCTION**

L'épisode pluvieux qui a touché la France ainsi qu'une partie de l'Europe entre le 30 mai et le 6 juin 2016 a engendré le débordement de nombreuses rivières des bassins de la Seine et de la Loire. Les inondations qui en ont résulté ont marqué les esprits, notamment sur le bassin versant du Loing, où le niveau de référence (janvier 1910) a été dépassé pour la première fois. En effet, la combinaison de la saturation des sols due aux précipitations du mois de mai et du fort cumul de

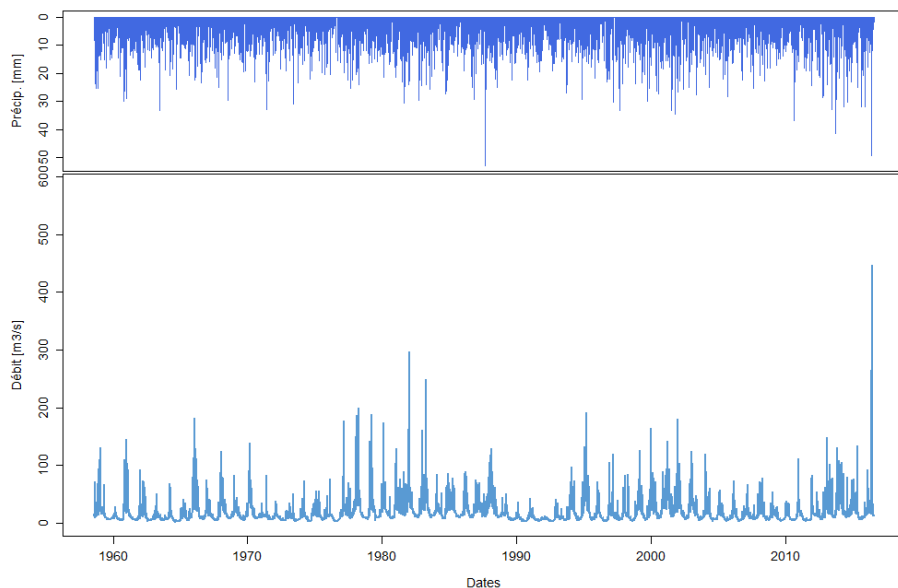
50 pluie entre le 30 mai et le 6 juin (130 mm) a engendré un débit de pointe avoisinant les 450 m<sup>3</sup>/s et  
51 des inondations sur l'ensemble du réseau principal.

52 Cette étude cherche à quantifier la rareté d'un tel évènement sur le bassin du Loing à l'aide de  
53 méthodes statistiques usuelles (lois de Gumbel et GEV) appliquées aux données observées depuis  
54 60 ans sur le bassin. La simulation d'une longue période de données de débits (près de 10 000 ans) à  
55 l'aide d'un modèle hydrologique et d'un simulateur de pluie permettra de s'affranchir des  
56 extrapolations pour déterminer une fréquence empirique. Ces différentes configurations permettront  
57 également de tester la pertinence des méthodologies habituellement utilisées dans ce type  
58 d'exercice.

## 59 II DESCRIPTION DE L'ÉVÈNEMENT

### 60 II.1 Chroniques de pluies et de débits

61 La chronique de débits pour la station du Loing à Épisy (H3621010) commence en 1949, mais par  
62 souci d'homogénéité avec les séries de pluies disponibles, nous ne l'avons utilisée dans cette étude  
63 qu'à partir du 01/08/1958 et jusqu'au 31/07/2016, soit près de 60 ans de données (Figure 1). Elle est  
64 issue de la banque HYDRO [Leleu *et al.*, 2014]. Les données de pluies sur cette période sont issues  
65 de la base SAFRAN de Météo France [Vidal *et al.*, 2010], et ont été agrégées sur le bassin. La  
66 période choisie rassemble l'entièreté de la concomitance entre les données de pluies et de débits.  
67



68 **Figure 1 - Série temporelle des pluies et débits observés.** Chroniques journalières de pluies et de  
69 débits pour la station H3621010 (Loing à Épisy) de 1958 à 2016 (banque HYDRO).  
70

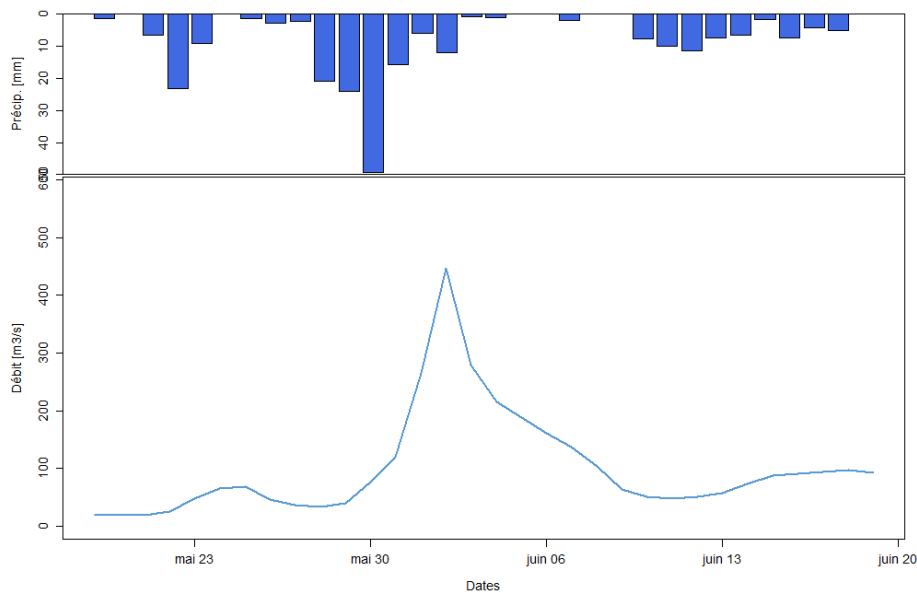
71 Il est important de souligner que comme c'est presque toujours le cas en hydrométrie les principaux  
72 pics de crue observés sur cette période sont estimés, et comportent donc leur lot d'incertitudes. Pour  
73 ce qui est du débit de pointe de la crue de 2016, un jaugeage a été réalisé et sa valeur a été  
74 expertisée par la DREAL (même si la banque hydro le mentionne encore comme « provisoire »).  
75

76 Le débit maximal observé avoisine les 450 m<sup>3</sup>/s (2016) tandis que les deuxième et troisième plus  
77 forts débits sont évalués à environ 300 et 250 m<sup>3</sup>/s (1982 et 1983 respectivement). En ce qui  
78 concerne les précipitations, le maximum observé à l'échelle du bassin est de 53 mm (1987), mais ne  
79 correspond pas à un évènement très fort en termes de débits. Le deuxième plus gros cumul  
80 journalier est de 50 mm et concerne l'évènement de mai-juin 2016.

81 Pour répondre à la question-titre de notre article, l'idéal serait bien sûr de disposer de chroniques  
 82 observées de débits (ou au moins de hauteurs) sur des périodes historiques, et en des sites dont la  
 83 morphologie n'aurait pas changé. Malheureusement, Champion (1859) commence son chapitre  
 84 consacré au Loing en affirmant que « nous n'avons aucune connaissance des grandes crues du  
 85 Loing en deçà de la seconde moitié du 18<sup>ème</sup> siècle ». Pour ce qui est des crues récentes, il  
 86 mentionne trois évènements débordants à Nemours en 1658, 1698 et 1711 sans qu'il soit possible  
 87 de lier quelques hauteurs à une échelle limnimétrique d'une station connue. Nous devons donc nous  
 88 contenter des données de la longue série d'Épisy, depuis 1949.  
 89

## 90 II.2 Évènement de mai-juin 2016

91 L'épisode pluvio-orageux a débuté le 30 mai sur le Centre et la région parisienne, touchant  
 92 majoritairement les bassins de la Seine et de la Loire. Ce sont, du 30 mai au 6 juin, près de 130 mm  
 93 de précipitations qui sont tombés sur le bassin du Loing, et jusqu'à 180 mm sur Paris et Orléans  
 94 [CCR, 2016]. Ces pluies intenses, combinées avec une forte saturation des sols due aux  
 95 précipitations antécédentes (200 mm au cours du mois de mai), ont entraîné une réponse rapide des  
 96 cours d'eau. Les crues ont causé la mort de quatre personnes, en ont blessé 24 et ont coûté 1,4  
 97 milliard d'euros en termes de dégâts. Au total, ce sont près de 1150 communes qui ont été déclarées  
 98 en état de catastrophe naturelle, les compagnies d'assurances ayant dénombré 182 000 sinistres  
 99 [CCR, 2016].



100  
 101 **Figure 2 - Hydrogramme de la crue de mai-juin 2016.** Hydrogramme journalier pour la station  
 102 H3621010 (Loing à Épisy) lors de l'évènement débordant de fin mai – début juin 2016. Le débit a  
 103 atteint les 447 m<sup>3</sup>/s pour un cumul d'environ 130 mm sur le bassin.  
 104

105 À la station du Loing à Épisy, située à 10 km de la confluence avec la Seine, la crue a commencé  
 106 dès le 30 mai, avant d'atteindre un débit maximal estimé à 447 m<sup>3</sup>/s (soit 9,86 mm/j, Figure 2). La  
 107 décrue est entamée à partir du 3 juin, le débit de base n'étant retrouvé que le 10 juin.

108 Il est à noter que le débit instantané mesuré est de 485 m<sup>3</sup>/s, avec une incertitude de ±100 m<sup>3</sup>/s  
 109 estimée à l'aide de la méthode BaRatin (Le Coz *et al.*, 2013).

### 110 III PÉRIODE DE RETOUR DE L'ÉVÈNEMENT

#### 111 III.1 Éléments de théorie

##### 112 III.1.1 Lois statistiques

113 Il existe différentes méthodes permettant d'estimer les quantiles rares de la distribution des débits  
114 maximaux annuels. Le projet ExtraFlo (2009-2013, programme RiskNat de l'ANR) s'est intéressé à  
115 la prédétermination des valeurs extrêmes de pluies et de crues et a ainsi cherché à mettre en lumière  
116 les différences entre ces méthodes dans le but de fournir des recommandations pratiques concernant  
117 leur robustesse [Lang *et al.*, 2014]. Parmi les méthodes étudiées et comparées se trouvaient des lois  
118 statistiques, des couplages simulateur d'averses / modèle hydrologique ou encore une analyse  
119 d'informations historiques sur les crues. La loi de Gumbel, cas particulier de la loi d'extremum  
120 généralisée ou loi GEV (*generalized extreme values*), est classiquement utilisée pour ce type de  
121 calculs [Hingray *et al.*, 2009], et si ExtraFlo a permis de montrer qu'elle était inadaptée en milieu  
122 méditerranéen [Renard *et al.*, 2012], il a été confirmé qu'elle convenait bien au Nord de la Loire, et  
123 donc a priori pour le bassin versant du Loing. Néanmoins, pour la suite de l'étude, nous utiliserons  
124 aussi bien la loi de Gumbel que la loi GEV, afin de comparer les résultats fournis par ces deux  
125 méthodes.

126 La loi GEV ((1) : densité de probabilité; (2) : fonction de répartition) sert principalement à  
127 représenter les distributions de valeurs extrêmes, que ce soit des minimums ou des maximums. Elle  
128 possède trois paramètres :  $a$ , paramètre de position,  $b$ , représentant la dispersion ( $b > 0$ ) et  $c$  le  
129 paramètre de forme qui caractérise la queue de la distribution.

$$130 f(x) = \frac{1}{b} \cdot \left[ 1 + c \left( \frac{x-a}{b} \right) \right]^{(-1/c)-1} \cdot \exp \left\{ - \left[ 1 + c \left( \frac{x-a}{b} \right) \right]^{\frac{1}{c}} \right\} \quad (1)$$

$$131 F(x) = \int_{-\infty}^x f(x) = \exp \left\{ - \left[ 1 + c \left( \frac{x-a}{b} \right) \right]^{\frac{1}{c}} \right\} \quad (2)$$

132 La loi de Gumbel ((3) : densité de probabilité; (4) : fonction de répartition) correspond au cas  
133  $c \rightarrow 0$ , qui n'est pas défini et est donc déterminé comme une limite. Elle ne possède donc que deux  
134 paramètres,  $a$  (paramètre de position) et  $b$  (paramètre d'échelle ou *gradex*), dont la détermination  
135 est plus simple.

$$136 f(x) = \frac{1}{b} \exp \left[ - \frac{x-a}{b} - \exp \left( - \frac{x-a}{b} \right) \right] \quad (3)$$

$$137 F(x) = \exp \left[ - \exp \left( - \frac{x-a}{b} \right) \right] \quad (4)$$

##### 138 III.1.2 Méthodes d'ajustement

139 Ajuster une loi consiste à estimer les valeurs des paramètres de cette loi à partir d'un échantillon  
140 d'une variable aléatoire. Il existe différentes méthodes permettant d'ajuster une loi, et nous traiterons  
141 ici trois d'entre elles : les moments, les L-moments et le maximum de vraisemblance. Pour les deux  
142 premiers, il s'agit d'égaliser les valeurs des (L-)moments calculées à partir de l'échantillon et la  
143 formule théorique en fonction des paramètres des lois (Tableau 1). Le moment d'ordre 1 est  
144 l'espérance de l'échantillon  $E(X)$  et celui d'ordre 2 est la variance  $V(X)$ . En ce qui concerne les L-  
145 moments, on définit les L-moments d'ordres 1 et 2 :

$$146 l_1 = \binom{n}{1}^{-1} \sum_{i=1}^n x_i \quad (5)$$

$$147 l_2 = \frac{1}{2} \binom{n}{2}^{-1} \sum_{i=1}^n \left[ \binom{i-1}{1} - \binom{n-i}{1} \right] x_i \quad (6)$$

148

149 **Tableau 1 - Formules des moments et L-moments.** Les paramètres des lois statistiques (GEV et  
 150 Gumbel) sont estimés à partir de ces formules et des (L-)moments calculés à partir de l'échantillon  
 151 considéré, avec  $g_k = \Gamma(1 - k \cdot c)$ .

Loi	Moyenne $E(X)$	Variance $V(X)$	L-moment $l_1$	L-moment $l_2$
GEV	$a - \frac{b}{c} + \frac{b}{c}g_1$	$\frac{b^2}{c^2}(g_2 - g_1)$	$a - \frac{b}{c}(1 - g_1)$	$\frac{b(2^c - 1)g_1}{c}$
Gumbel	$a + b\gamma$	$\frac{\pi^2}{6}b^2$	$a + b\gamma$	$b \ln 2$

152

153 Dans le cas de la loi de Gumbel, l'espérance et le L-moment d'ordre 1 ont la même valeur, et sont  
 154 donc calculés de la même manière. La loi GEV, elle, a trois paramètres et nécessiterait donc  
 155 l'utilisation des (L-)moments d'ordre 3. Cependant, pour cette étude, nous avons préféré fixer le  
 156 paramètre  $c$  à l'aide d'une régionalisation de ce paramètre (voir Section III.1.3).

157 La troisième méthode, le maximum de vraisemblance, consiste à chercher les paramètres  $a$  et  $b$  ( $c$   
 158 étant fixé) maximisant la vraisemblance  $L$  :

$$159 \quad L = \prod_{i=1}^n f(x_i, a, b, c) \quad (6)$$

160

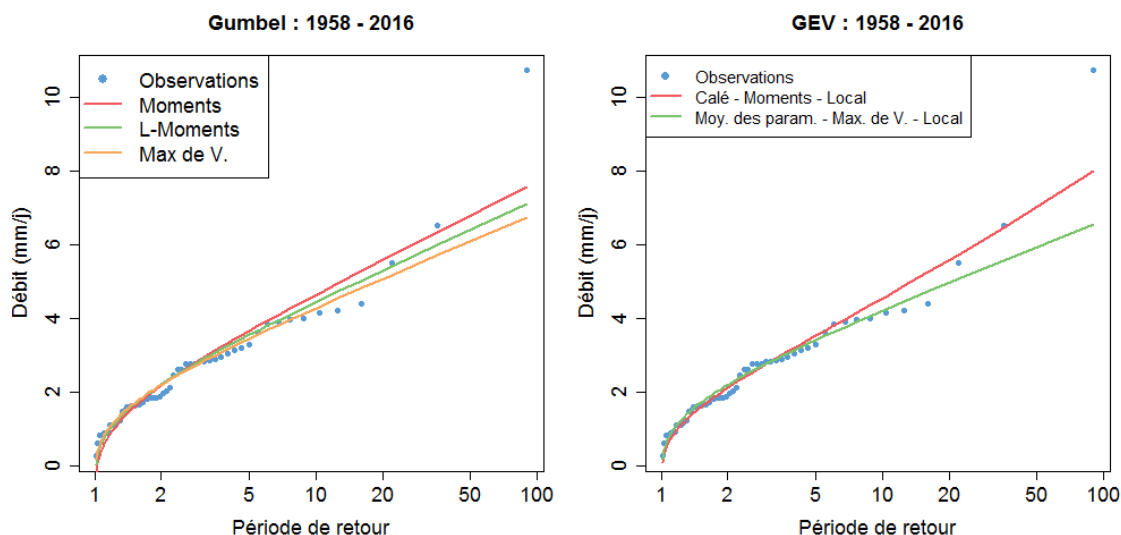
161 Plus précisément, nous travaillerons avec la log-vraisemblance  $\ln(L)$ , qui transforme le produit en  
 162 somme et facilite le calcul des dérivées partielles en  $a$  et  $b$ , qu'il faut ensuite annuler. Pour la loi  
 163 GEV la résolution ne peut être que numérique, il est donc nécessaire d'explorer l'espace des  
 164 paramètres jusqu'à atteindre le maximum de la log-vraisemblance.

### 165 III.1.3 Régionalisation du paramètre de forme

166 Le paramètre de forme de la loi GEV est le plus difficile à estimer, alors que son rôle est  
 167 primordial dans la détermination de la queue de la distribution. Pour cette étude, ce paramètre a été  
 168 calculé par calage local à l'aide du maximum de vraisemblance et par calage bayésien avec un a  
 169 priori sur le paramètre issu des valeurs calées sur les sites de la région [Kochanek *et al.*, 2014]. De  
 170 plus, la même opération a été réalisée sur des bassins voisins, permettant la régionalisation du  
 171 paramètre en prenant soit la moyenne des paramètres des bassins voisins (six bassins) soit en  
 172 prenant la moyenne des lois obtenues pour chacun des bassins voisins (moyenne des sorties).

## 173 III.2 Ajustement sur les données observées

174 La manière la plus simple et la plus instinctive de déterminer la période de retour de la crue de  
 175 mai-juin 2016 est d'ajuster une loi statistique sur la totalité de l'échantillon des débits observés, qui  
 176 s'étend de 1958 à 2016. Nous travaillons ici en année hydrologique (du 01/09 au 31/08) et non en  
 177 année civile. Les trois méthodes d'ajustement et les méthodes de régionalisations sont ainsi utilisées  
 178 sur la série des débits maximaux ordonnés pour la loi GEV et la loi de Gumbel (Figure 3).



179

180

181 **Figure 3 - Ajustement des lois GEV et de Gumbel sur les données observées.** Les deux lois ont  
 182 été ajustées à partir des trois méthodes citées (moments, L-moments et maximum de vraisemblance)  
 183 en utilisant les 60 années de données observées disponibles sur la station du Loing à Épisy.

184

Concernant la GEV, seuls les ajustements formant l'enveloppe des 18 courbes sont présentés.

185

186 On remarque, Figure 3, que la pente de la queue des maximums de la distribution pour la loi GEV  
 187 est légèrement plus forte que pour la loi de Gumbel, du moins pour le calage local du paramètre  $c$  et  
 188 l'utilisation de la méthode des moments pour les deux autres paramètres.

189

190 **Tableau 2 - Périodes de retour en années de la crue du Loing de mai-juin 2016.** Les valeurs de  
 191 la période de retour calculées à partir des données observées varient fortement en fonction de la loi,  
 192 de la méthode d'ajustement et de la méthode de régionalisation utilisées.

Méthode / Loi	Gumbel	GEV					
		$c$ calé		$c$ régionalisé : Moy. des param.		$c$ régionalisé : Moy. des sorties	
		Local	Bayésien	Local	Bayésien	Local	Bayésien
<b>Moments</b>	520	260	270	590	520	530	500
<b>L-moments</b>	920	330	340	1120	930	840	810
<b>Max. de vrais.</b>	1520	470	500	2400	2030	980	1260

193

194 Si l'on s'en tient à la méthode classique, la période de retour de l'évènement de mai-juin 2016 sur  
 195 le Loing est estimée entre 520 et 1 520 ans (Tableau 2). En revanche, si on utilise la loi GEV, plus  
 196 générale, avec calage du paramètre  $c$ , on obtient un intervalle réduit, entre 260 et 470 ans. Les  
 197 méthodes de régionalisation se rapprochent plus de la loi de Gumbel, et amplifient l'incertitude  
 198 selon la méthode (ex. 1800 ans d'incertitude pour la moyenne des paramètres avec calage local). Il  
 199 ne semble donc pas y avoir un accord entre les lois et les méthodes, bien que pour la majorité  
 200 d'entre elles, la période de retour soit située entre 500 et 2 000 ans.

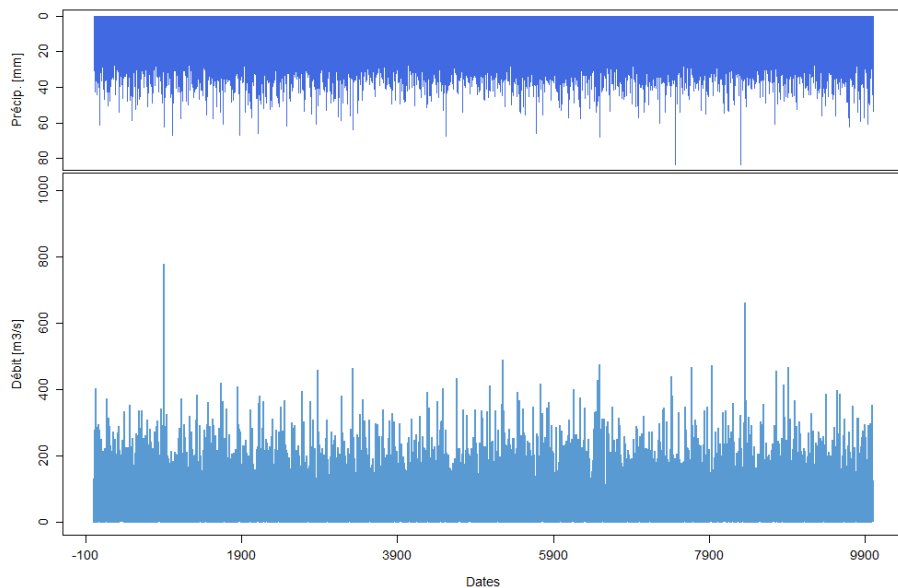
201

#### IV SIMULATION D'UNE LONGUE CHRONIQUE DE DÉBITS

202 En couplant un générateur de pluie à un modèle pluie-débit, il est techniquement possible de  
 203 simuler une très longue série de débits et donc de s'affranchir de l'extrapolation nécessaire pour  
 204 atteindre des valeurs exceptionnelles de débit. Ici, nous avons couplé un simulateur de pluie capable  
 205 de préserver les corrélations et la fonction de distribution des données sur lesquelles il est fondé  
 206 [Tsoukalas *et al.*, 2017, 2018] au modèle hydrologique GR4J [Perrin *et al.*, 2003], utilisé par le  
 207 biais du package R airGR [Coron *et al.*, 2017a,b]. Afin de caler les paramètres du modèle

208 hydrologique, nous avons utilisé les données du Loing à Épisy sur la période 2010-2016, cette  
209 configuration menant à la meilleure reproduction de la pointe de crue étudiée.

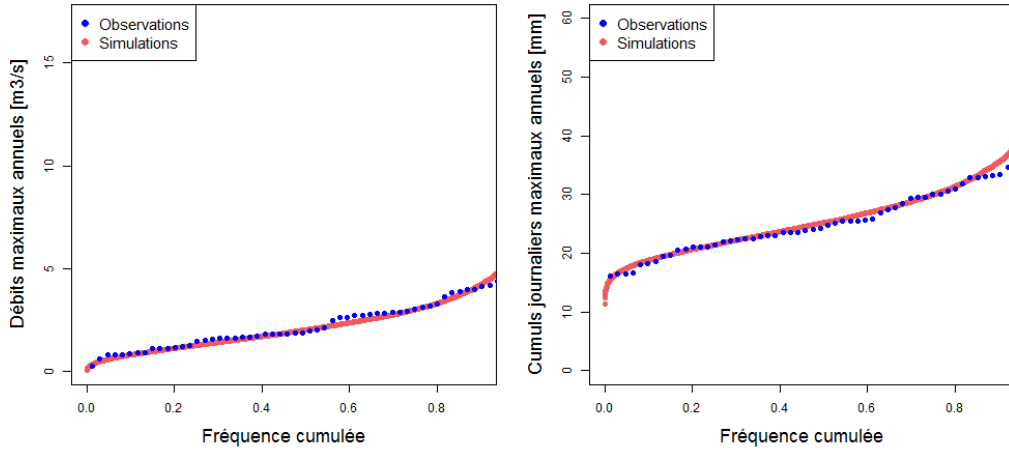
210 La Figure 4 présente les 9989 années fictives simulées. On remarque que les données de  
211 précipitations simulées présentent de nombreux épisodes égalant ou dépassant celui de juin 2016.  
212 Cependant, GR4J ne simule que dix évènements de crue supérieurs à celui observé en juin 2016, ce  
213 qui confirmerait l'hypothèse d'une période de retour très élevée. En effet, le modèle hydrologique  
214 représente bien la pointe de crue au calage, de telle sorte qu'on ne peut pas l'incriminer pour  
215 « manque de réactivité », c'est donc que la configuration de mai-juin 2016 est au sens propre du  
216 terme extra-ordinaire, combinant un mois de mai très pluvieux et donc des sols très humides à un  
217 épisode pluvieux très intense, le tout impliquant un fort ruissellement. Si la période de retour du  
218 cumul journalier des précipitations n'est estimée qu'autour de 100 ans, celle de la pluie cumulée sur  
219 les cinq derniers jours approche les 1 000 ans.  
220



221  
222 **Figure 4 - Chroniques simulées de pluies et débits.** Près de 10 000 ans de débits ont été simulés à  
223 l'aide d'un générateur de pluies et du modèle hydrologique GR4J.  
224

225 La Figure 5 présente les distributions des cumuls journaliers de précipitations et des débits  
226 observés et simulés. On observe que le simulateur de pluie ainsi que le modèle hydrologique  
227 reproduisent parfaitement les distributions observées jusqu'à des fréquences de 0,9. Il est donc  
228 possible de faire confiance aux simulations concernant leur représentativité vis-à-vis des  
229 observations.



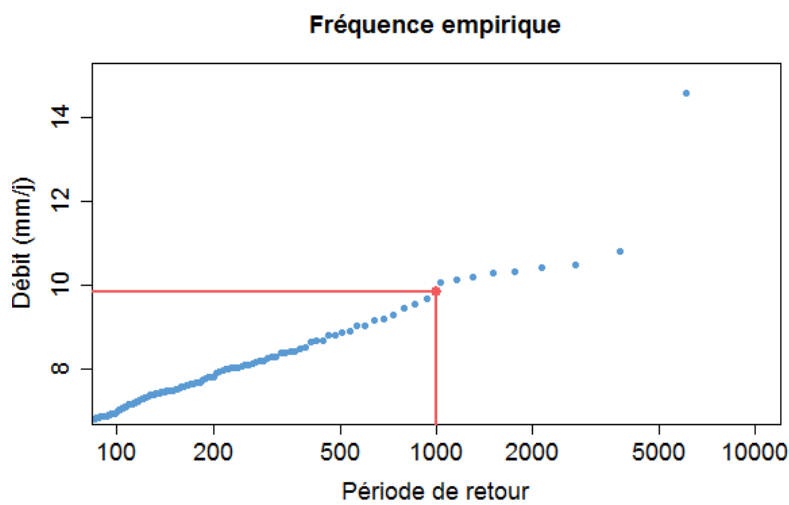


230  
231  
232  
233  
234  
235  
236  
237  
238  
239  
240  
241  
242  
243  
244  
245  
246  
247  
248

**Figure 5 - Distribution des débits et cumuls journaliers maximaux pour les observations et les simulations.** Si l'on observe un décalage entre les cumuls journaliers, les distributions des débits, elles, sont parfaitement cohérentes.

Grâce à la simulation de près de 10 000 ans de données de débits, il n'est plus nécessaire d'extrapoler au-delà des limites de la distribution à l'aide de lois statistiques. En effet, le débit observé pendant la crue de mai-juin 2016, qui a atteint les 9,86 mm/j, est dépassé à dix reprises dans la simulation de 10 000 ans. La période de retour empirique de la crue observée est ainsi d'environ 1 000 ans (Figure 6).

Il est possible de comparer ces résultats à ceux de la méthode SHYREG (Arnaud *et al.*, 2014) qui produit des quantiles de débits et précipitations à partir de la régionalisation d'un simulateur de pluie et d'un modèle hydrologique (GR) utilisé au pixel. Ainsi, pour la station d'Épisy, et pour le débit journalier maximal observé pendant la crue, SHYREG fournit une période de retour comprise entre 400 et 500 ans, ce qui s'approche des résultats que l'on obtient avec la loi GEV dans le cas d'un calage direct du paramètre de forme. Les autres méthodes, statistiques ou empiriques, fournissent en revanche des périodes de retour bien supérieures.



249  
250  
251  
252  
253  
254

**Figure 6 - Période de retour empirique de la crue de juin 2016.** La période de retour est évaluée empiriquement selon sa fréquence d'apparition dans la simulation de près de 10 000 ans de données de débits.

256 **V CONCLUSIONS**

257 La crue qui a touché le bassin versant du Loing entre la fin du mois de mai et le début du mois de  
 258 juin est le fruit de la conjonction d'un mois de mai extrêmement humide et d'un évènement pluvieux  
 259 intense. Cette configuration exceptionnelle (qui plus est pour la saison), rend difficile l'évaluation  
 260 de la période de retour associée à cette crue, notamment parce qu'il s'agit du débit le plus important  
 261 jamais observé sur ce territoire.

262 Deux lois statistiques (Gumbel et GEV), trois méthodes d'ajustement et différentes méthodes de  
 263 régionalisation ont néanmoins été utilisées pour évaluer cette période de retour en se fondant sur  
 264 soixante ans de données observées. Si l'on s'intéresse simplement aux paramètres calés, la loi de  
 265 Gumbel présente une incertitude d'environ 1000 ans, les estimations de la loi GEV variant, elles,  
 266 dans un intervalle allant de 260 à 500 ans, que l'on peut rapprocher avec les estimations fournies  
 267 par SHYREG (400/500 ans). Avec les méthodes de régionalisation, les incertitudes augmentent  
 268 pour la loi GEV, proposant des périodes de retour allant de 500 ans à près de 2 400 ans. Pour ce qui  
 269 est des méthodes de simulation combinant un générateur de pluie et un modèle hydrologique, elles  
 270 présentent également une forte variabilité : SHYREG donne environ 500 ans, et le couplage GR4J-  
 271 SPARTA présenté ici donne environ 1 000 ans. Il n'est bien sûr pas question de tirer une conclusion  
 272 générale d'un seul cas, on peut juste mentionner que la méthode SHYREG diffère en ce qu'elle  
 273 s'appuie sur un générateur de pluie régionalisé, au pas de temps horaire.

274 Que peut-on conclure ? D'une part que la crue du Loing est réellement une crue exceptionnelle au  
 275 sens qu'elle sort de l'ordinaire, et qu'après tout, il importe peu de savoir si elle est *très rare* ou *très*  
 276 *très rare*... Il s'agit cependant de la crue la plus forte jamais observée sur le bassin, et au vu de la  
 277 période de retour calculée, elle mériterait d'être utilisée comme nouvelle crue de référence pour les  
 278 Plans de Prévention du Risque Inondation (PPRI) sur le bassin.

279 Les méthodes usuelles de détermination des périodes de retour peinent grandement à se  
 280 prononcer, et elles divergent. Pour aller plus loin, on pourrait bien sûr imaginer extraire plus de  
 281 données observées, il est par exemple possible que des chroniques de hauteurs d'eau aient été  
 282 conservées par le Service de Navigation de la Seine depuis le début du siècle. Mais il est  
 283 improbable que le caractère exceptionnel de cet événement soit remis en question.

284

285 **VI REMERCIEMENTS**

286 Nous remercions Jean Odry (Irstea) pour son aide dans les calculs des paramètres de la loi GEV  
 287 nous ayant permis de réaliser cette étude.

288 **VII REFERENCES**

289 Arnaud P., Aubert, Y., Organde, D., Cantet, P., Fouchier, C. et Folton, N. (2014) — Estimation de l'aléa  
 290 hydrométéorologique par une méthode par simulation : la méthode SHYREG : présentation –  
 291 performances – bases de données. *La Houille Blanche*, **2**:20-26.

292

293 Champion, M. (1859) — Les inondations en France du VI<sup>e</sup> siècle à nos jours. Édition Valmont et  
 294 Dunod, Paris.

295

296 CCR (2016). — Inondations de mai-juin 2016 en France – Modélisation de l'aléa et des dommages.  
 297 Rapport technique, Service R&D modélisation – Direction des Réassurances & Fonds Publics.

298 Coron L., Perrin C. et Michel C. (2017a). — airGR : Suite of GR Hydrological Models for Precipitation-  
 299 Runoff Modelling. *R News*. R package version 1.0.5.12.

- 300 Coron L., Thirel G., Delaigue O., Perrin C. et Andréassian V. (2017b). — The suite of lumped GR  
301 hydrological models in an R package. *Environmental Modelling & Software*, **94**:166-171.
- 302 Hingray B., Picouet C. et Musy A. (2009). — Hydrologie : Une science pour l'ingénieur. *Presses*  
303 *polytechniques et universitaires romandes*.
- 304  
305 Kochanek K., Renard B., Arnaud P., Aubert Y., LANG M., Cipriani T. et Sauquet, E. (2014). — A  
306 data-based comparison of flood frequency analysis methods used in France. *Natural Hazards and*  
307 *Earth System Sciences*, **14**: 295-308.
- 308  
309 Lang M., Arnaud P., Carreau J., Deaux N., Dezileau L., Garavaglia F., Latapie A., Neppel L.,  
310 Paquet E., Renard B., Soubeyroux J.-M., Terrier B., Veysseire J.-M., Aubert Y., Auffray A., Borchi  
311 F., Bernardara P., Carre J.-C., Chambon D., Cipriani T., Delgado J.-L., Doumenc H., Fantin R.,  
312 Jourdain S., Kochanek K., Paquier A., Sauquet E. et Trambly Y. (2014). — Résultats du projet  
313 ExtraFlo (ANR 2009-2013) sur l'estimation des pluies et crues extrêmes. *La Houille Blanche*, **2**:5-  
314 13.
- 315  
316 Le Coz J., Chaleon C., Bonnifait L., Le Boursicaud, R. et Renard, B. (2013) — Bayesian analysis of  
317 rating curves and their uncertainties : The BaRatin method. *La Houille Blanche*, **6**:31-41.
- 318  
319 Leleu I., Tonnelier I., Puechberty R., Gouin P., Viquendi I., Cobos L., Foray A., Baillon M. et  
320 Ndima P.-O. (2014). — La refonte du système d'information national pour la gestion et la mise à  
321 disposition des données hydrométriques. *La Houille Blanche*, **2**:25-32.
- 322  
323 Perrin C., Michel C. et Andréassian V. (2003). — Improvement of a parsimonious model for  
324 streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, **279(1-4)**:275-289.
- 325  
326 Renard B., Kochanek K., Arnaud P. et Lang M. (2012). — Comparaison des méthodes locales pour  
327 l'estimation des crues extrêmes. Prédétermination des valeurs extrêmes de pluies et de crues  
328 (EXTRAFLO). Rapport technique III.2, Irstea.
- 329  
330 Tsoukalas I., Efstratiadis A. et Makropoulos C. (2017). — Stochastic simulation of periodic  
331 processes with arbitrary marginal distributions. page 5, Rhodes, Greece.
- 332  
333 Tsoukalas I., Efstratiadis A. et Makropoulos C. (2018). — Stochastic Periodic Autoregressive  
334 to Anything (SPARTA) : Modeling and Simulation of Cyclostationary Processes With Arbitrary  
335 Marginal Distributions. *Water Resources Research*, **54(1)**:16-185.
- 336  
337 Vidal J.-P., Martin E., Franchistéguy L., Baillon M. et Soubeyroux J.-M. (2010). — A 50-year  
338 high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of*  
339 *Climatology*, **30(11)**:1627-1644.



## Annexe B

# Modélisation hydrologique avec GR4J

Le modèle GR4J (pour Génie Rural, 4 paramètres, Journalier) est un modèle pluie-débit à réservoirs développé à Irstea (Perrin et al., 2003). C'est un modèle global, qui fonctionne donc à l'échelle du bassin versant, au pas de temps journalier et qui possède 4 paramètres réglables lors de l'étape de calage (Figure B.1). Les paramètres  $X_1$  et  $X_3$  représentent la taille maximale des réservoirs de production et de routage respectivement.  $X_4$  est le temps de concentration de l'hydrogramme unitaire et  $X_2$  un coefficient d'échanges souterrains.

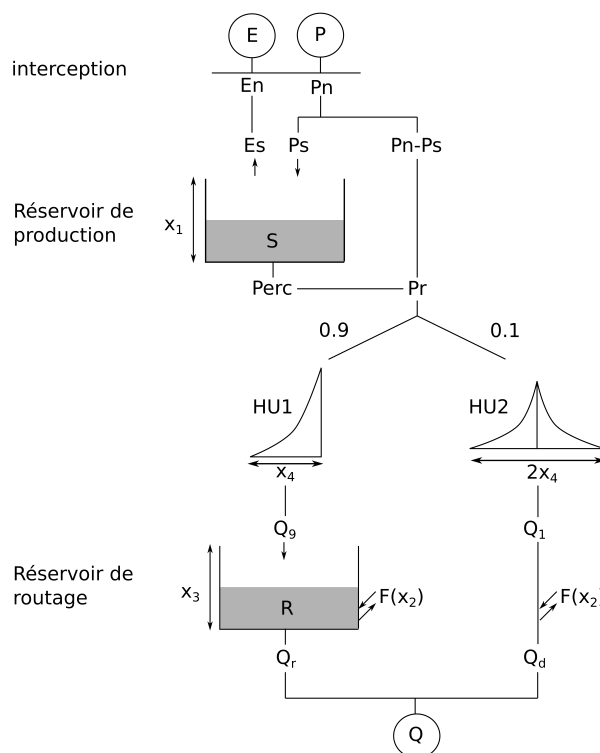


Figure B.1 – Schéma conceptuel du modèle pluie-débit GR4J (Perrin et al., 2003).

Pour les besoins de l'étude, le modèle GR4J a dû être paramétré sur le bassin versant du Loing à Épisy (H3621010). Les données observées utilisées pour le calage s'étalent de 2010 à 2016 et la fonction objectif réalisant l'opération est le critère de Kling-Gupta modifié (Kling et al., 2012) :

$$KGE' = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\beta - 1)^2 + (\gamma - 1)^2} \quad (\text{B.1})$$

avec  $r$  le coefficient de corrélation entre la série des débits observés et simulés,  $\beta = \mu_s / \mu_o$  le biais (rapport des moyennes,  $\mu_s$  pour la simulation,  $\mu_o$  pour l'observation, et  $\gamma = \frac{\sigma_s / \mu_s}{\sigma_o / \mu_o}$  la variabilité

( $\sigma$  est l'écart-type des séries). Celui-ci varie dans l'intervalle  $]-\infty; 1]$ , et plus il est proche de 1, meilleure est la simulation. Ainsi présenté, sans transformation, il favorise légèrement les hauts débits, ce qui est cohérent avec nos objectifs. Sur le bassin du Loing, le jeu de paramètre optimal, atteignant un  $KGE'$  de 0,95 est :

$$X_1 = 458,42 \text{ mm} \quad X_2 = -0,80 \text{ mm} \quad X_3 = 43,87 \text{ mm} \quad X_4 = 4,02 \text{ j}$$

Les paramètres sont cohérents, et ne présentent pas de valeur extravagante. Le critère de Kling-Gupta associé est de plus très bon. Concernant le pic de crue que nous cherchons à reproduire, daté du 2 juin 2016, le modèle atteint les  $10,32 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  pour une observation à  $10,72 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

## Annexe C

# VESPINE : Échantillon d'évènements

Le tableau C.1 présente les caractéristiques des bassins ainsi que des évènements choisis pour tester la cartographie des inondations avec le modèle VESPINE. Les bassins versants ont été définis à partir des stations les plus proches des observations d'emprise d'inondation. Ils ont des tailles variant d'un peu plus de 200 à près de 9000 km<sup>2</sup>. Les évènements, choisis car une cartographie observée existait dans les bases de données des DREAL, présentent des périodes de retour, évaluées lors des retours d'expérience correspondant à l'évènement, allant de 5 à 200 ans. Si un intervalle était donné dans l'étude de la crue, la période la plus forte a été retenue pour l'étude de VESPINE.

Tableau C.1 – Échantillon de bassins versants et d'évènements de crue utilisé pour tester la méthode VESPINE.

Station	Rivière	Taille [ km <sup>2</sup> ]	Évènement	$Q_{obs}^X$ [ m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	$T_{ret}$ REX [ans]
A2240310	Ill	3295	02/1958	-	-
A3492020	Zorn	753	14-19/02/1990	53,5	10
A5431010	Madon	948	02-06/10/2006	213,25	20
A6341010	Meurthe	1105	1988	-	-
A6571110	Vezouze	560	12-14/01/2004	147,5	-
A6941010	Meurthe	2920	1999	-	-
A7430610	Moselle	7896	03-07/10/2006	1569	10
A7821010	Seille	927	10/1981	61,3	100
A7881010	Seille	1274	28-31/12/1947	-	100
A7930610	Moselle	9384	25-26/12/1919	-	10
A9132050	Albe	405	11-18/10/1981	79	100
A9221010	Sarre	1760	28-31/12/1947	-	100

Annexe C - VESPINE : Échantillon d'évènements

Station	Rivière	Taille [ km <sup>2</sup> ]	Évènement	$Q_{obs}^X$ [ m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	$T_{ret}$ REX [ans]
A9301010	Sarre	1717	12/1993	-	30-50
A9752010	Nied-Française	500	28-31/12/1947	-	100
A9942020	Nied	1170	10/1981	-	100
B2220010	Meuse	2543	14-24/04/1999	73,7	-
B3120010	Meuse	3914	04-05/1983	-	30
B4631010	Chiers	1978	15-30/10/1981	95,4	100
B7000101	Meuse	7800	04/1988	-	-
D0192230	Sambre	1170	01-06/02/1961	-	60-100
E2400411	Scarpe	4377	2003	-	10
E4035710	Aa	391	27-02 - 03/03/2002	50,5	50
E4905710	Yser	233	19-23/09/2001	37,6	20
E5400310	Canche	917	01-14/03/1995	32,2	-
J3413030	Elorn	261	11-15/12/2000	84,9	50-100
J3821810	Aulne	1398	30/12/1994	-	5-15
J4231910	Odet	328	11-16/12/2000	115,6	50-100
K0260010	Loire	1327	13/11/1996	-	10
K2090810	Allier	518	01-06/12/2003	383,7	20
K2450810	Allier	3059	04/12/2003	-	20
K2523010	Alagnon	322	11-16/01/2004	75	-
K6192410	Théols	2157	02/1910	-	-
Q3120010	Adour	7707	01/02/2014	-	-
U0230010	Coney	1161	20-23/12/2004	257	-
U1120010	Saone	8789	01/1955	-	50



---

Station	Rivière	Taille [ km <sup>2</sup> ]	Évènement	$Q_{obs}^X$ [ m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	$T_{ret}$ REX [ans]
U2334010	Saint-Nicolas	704	13-18/02/1990	190,6	100
V3015020	Yzeron	127	04-11/10/1993	25,5	20-30
V7184010	Gardon	1590	09/09/2002	-	100
Y0284060	Tech	722	16-19/10/1940	-	10-50
Y0824010	Berre	167	11-15/11/1999	206,1	100
Y1612040	Aude	4921	12-16/11/1999	659,8	100
Y3534010	Vistre	496	03/10/1988	-	200

---

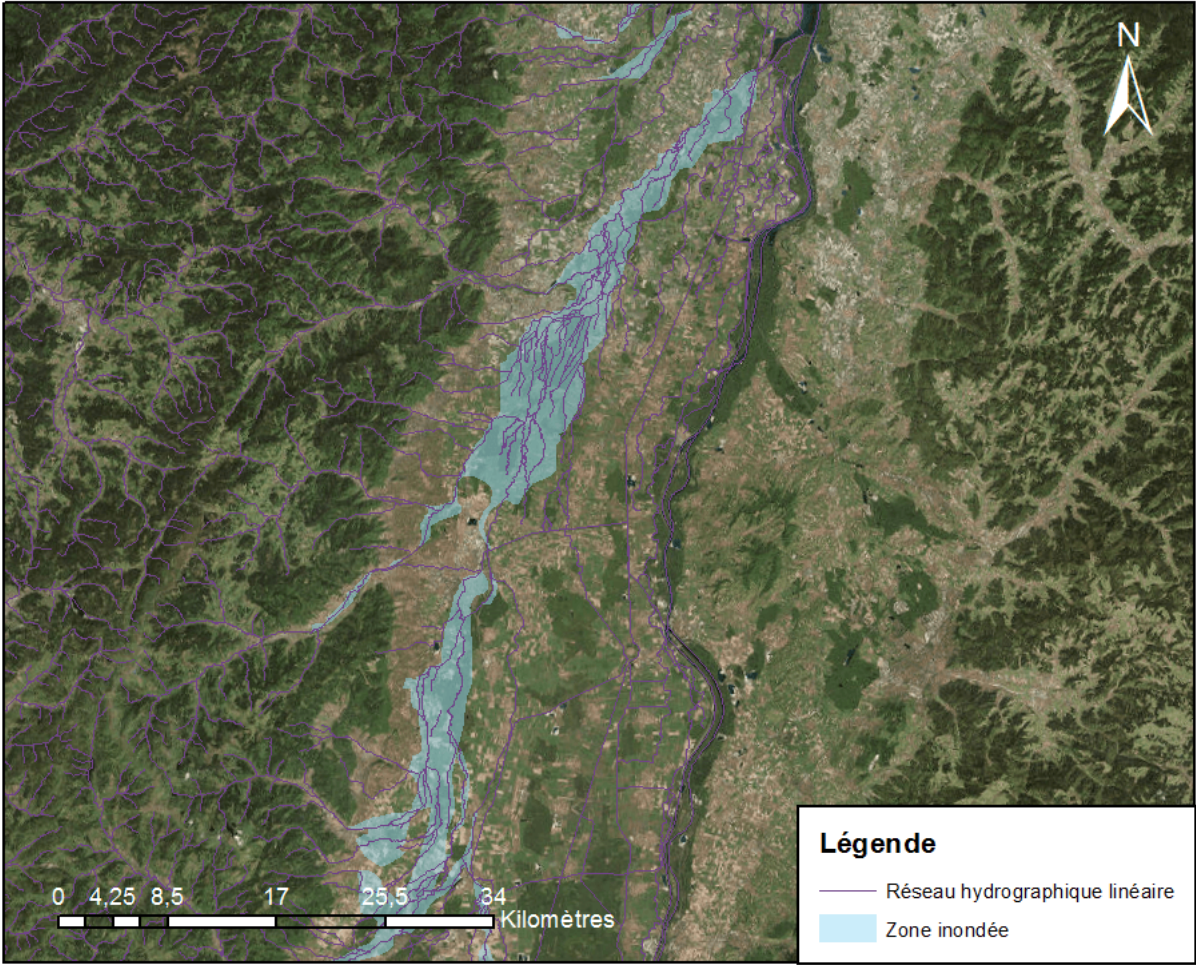


## Annexe D

# Catalogue d'évènements pour la validation des emprises d'inondation

Cette annexe présente l'échantillon de 42 évènements et bassins versants ainsi que les cartes d'inondation associées. Chaque tableau présente la date de l'évènement dont la précision peut varier en fonction des informations disponibles, le nom de la rivière ainsi que le département dans lequel l'inondation s'est produite, le type de carte (emprise maximale, ou autres), des commentaires avec le nom de la station associée en code HYDRO 2 et, si disponible, la manière dont la carte a été réalisée (limites observées, modélisation, données numérisées...). Enfin, le nom de la source est précisé : il s'agit des DREAL avec l'abréviation de la région dont elles dépendent.

La qualité de ces 42 cartes n'est pas homogène. Néanmoins, elles ont toutes été utilisées pour évaluer le modèle VESPINE en les associant à la station de mesure la plus proche, et à partir de laquelle a été dérivé le bassin versant d'étude. Le mode de production des données est également inégal : certaines cartes ont été modélisées, d'autres sont une retranscription spatiale d'études sur le terrain, parfois il s'agit d'un mélange des deux, et le plus souvent, l'origine de ces cartes est inconnue. Il est donc fortement probable que les sorties du modèle VESPINE aient été comparées dans une certaine mesure aux sorties d'autres modèles d'inondation plutôt qu'à des données observées.


<b>Date de l'évènement</b>	
02/1958	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Colmar (68) - L'Ill	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : A2240310	
Source : DREAL Grand Est	

<b>Date de l'évènement</b>	
02/1990	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Hoerdt (67) - La Zorn	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : A3492020	
Source : DREAL Grand Est	



<b>Date de l'évènement</b>
10/2006
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>
Pont-Saint-Vincent (54) - Le Madon
<b>Cartes disponibles</b>
Emprise max.
<b>Commentaires</b>
Station : A5431010
Source : DREAL Grand Est



<b>Date de l'évènement</b>	
1988	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Lunéville (54) - La Meurthe	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : A6341010	
Source : DREAL Grand Est	







<b>Date de l'évènement</b>
01/2004
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>
Lunéville (54) - La Vezouze
<b>Cartes disponibles</b>
Emprise max.
<b>Commentaires</b>
Station : A6571110
Source : DREAL Grand Est




<b>Date de l'évènement</b>	
1999	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Varangeville-Saint-Nicolas (54) - La Meurthe	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : A6941010	
Source : DREAL Grand Est	




The map displays the Meurthe river basin in the Varangeville-Saint-Nicolas area. The river is shown in light blue, and the flooded zones are highlighted in a darker blue. The surrounding landscape is a mix of green fields and brown patches, with a network of purple lines representing the linear hydrographic network. A north arrow is located in the top left corner, and a scale bar in kilometers is at the bottom right, ranging from 0 to 8 km. A legend in the bottom left corner identifies the purple lines as the 'Réseau hydrographique linéaire' and the blue areas as 'Zone inondée'.

<b>Date de l'évènement</b>	
10/2006	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Metz (57) - La Moselle	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : A7430610	
Source : <b>DREAL Grand Est</b>	



<b>Date de l'évènement</b>	
10/1981	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Ajoncourt (57) - La Seille	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : A7821010	
Source : <b>DREAL Grand Est</b>	

<b>Date de l'évènement</b>	
28-31/12/1947	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Mailly-sur-Seille (54) - La Seille	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : A7881010	
Source : DREAL Grand Est	



**Légende**

- Réseau hydrographique linéaire
- Zone inondée

0 1 2 4 6 8 Kilomètres



<b>Date de l'évènement</b>	
25-26/12/1919	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Metz (57) - La Moselle	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : A7930610	
Source : <b>DREAL Grand Est</b>	

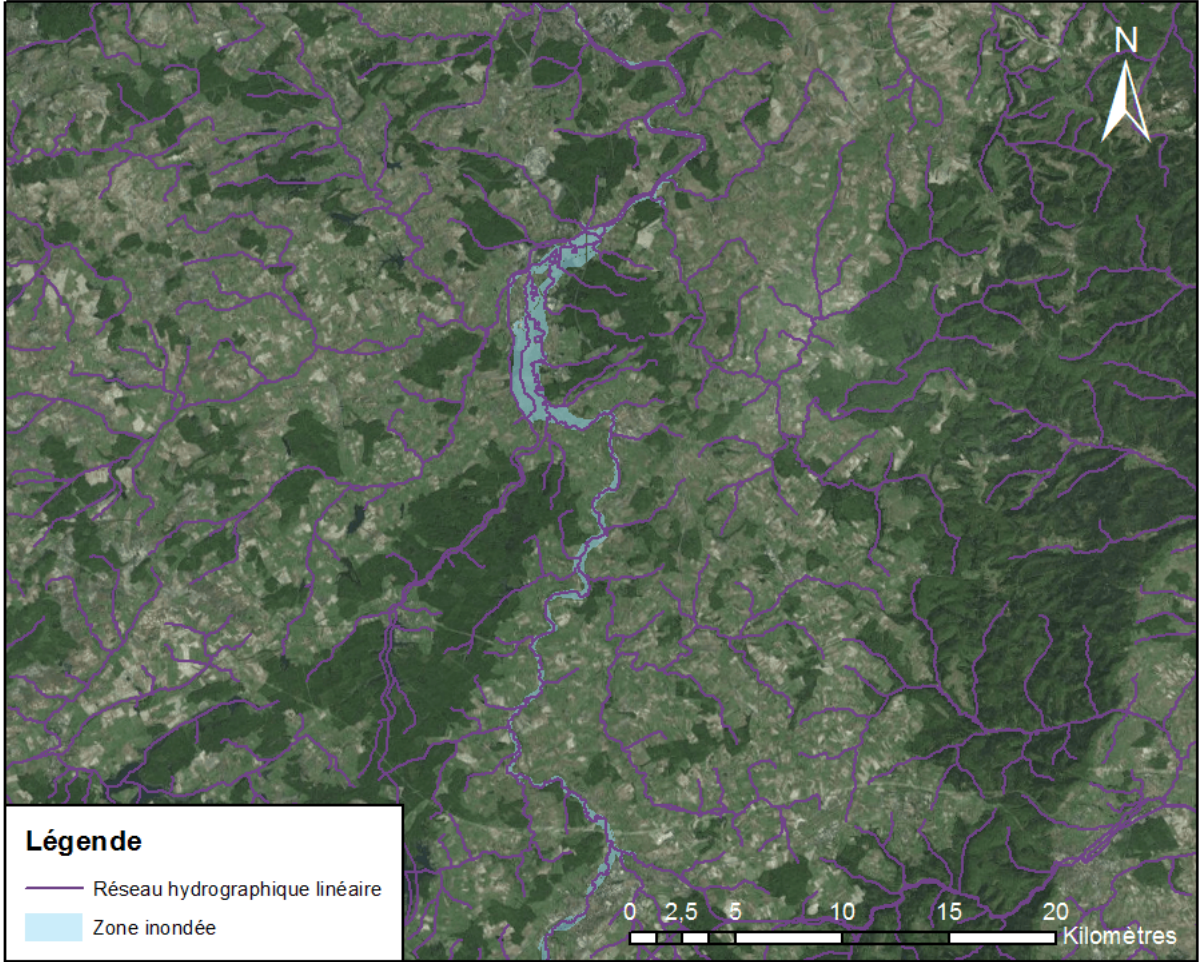
<b>Date de l'évènement</b>	
10/1981	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Sarralbe (57) - L'Albe	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : A9132050	
Source : DREAL Grand Est	

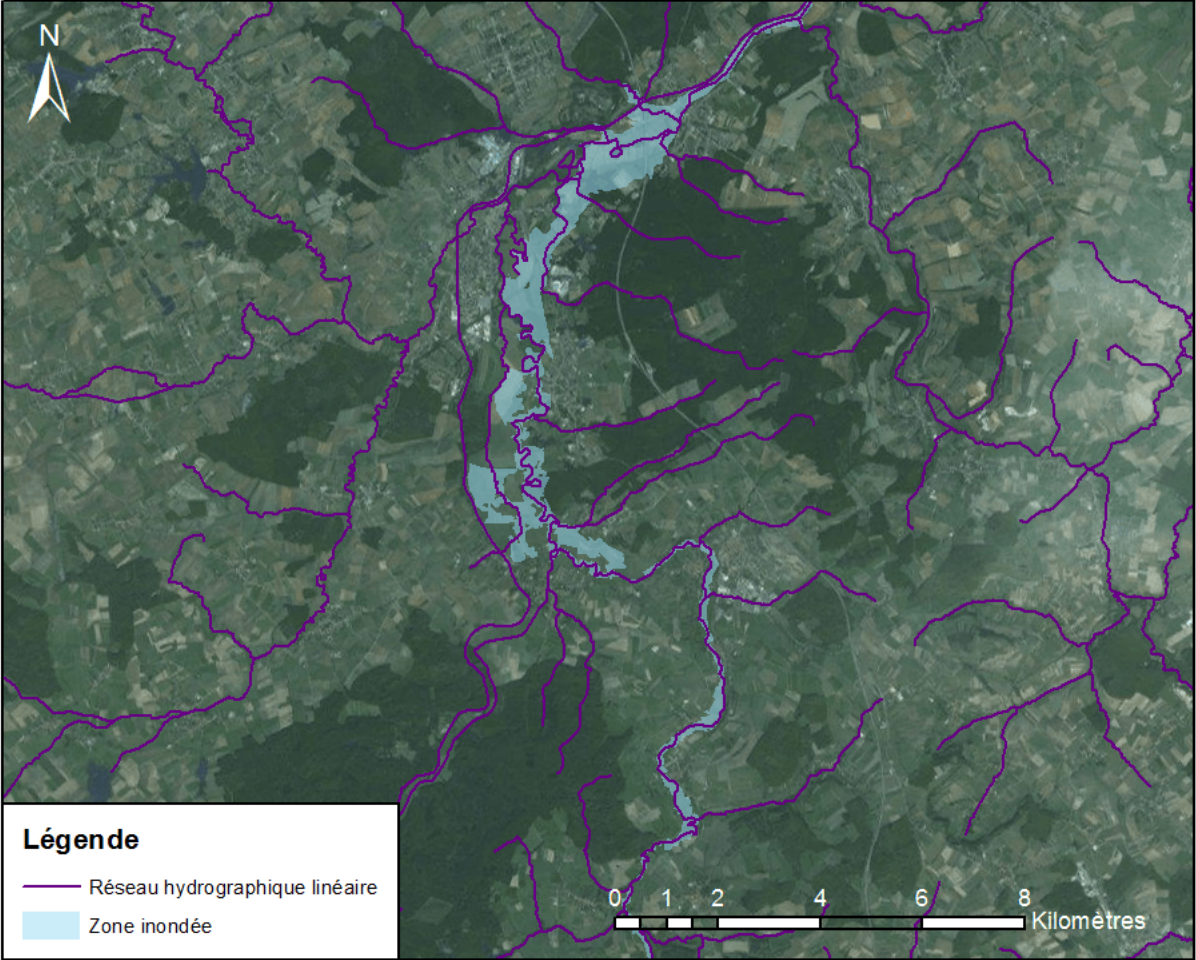
**Légende**

- Réseau hydrographique linéaire
- Zone inondée

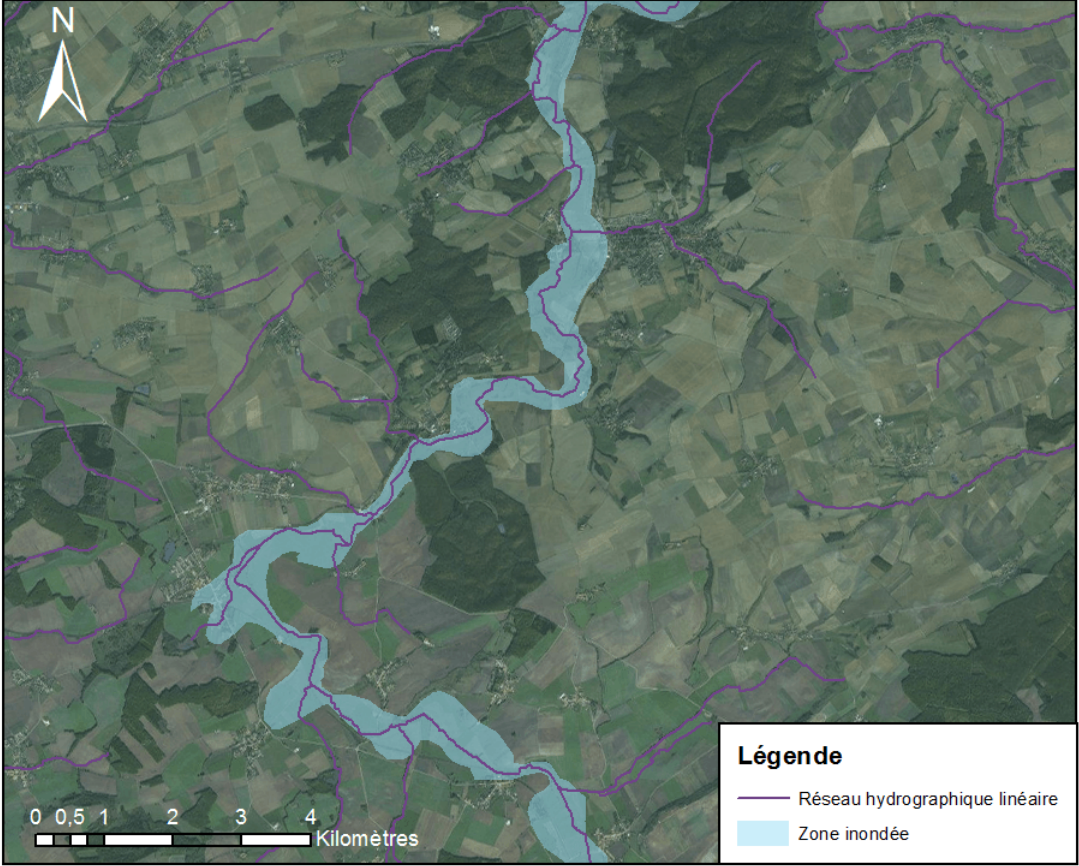
0 1 2 4 6 8 Kilomètres

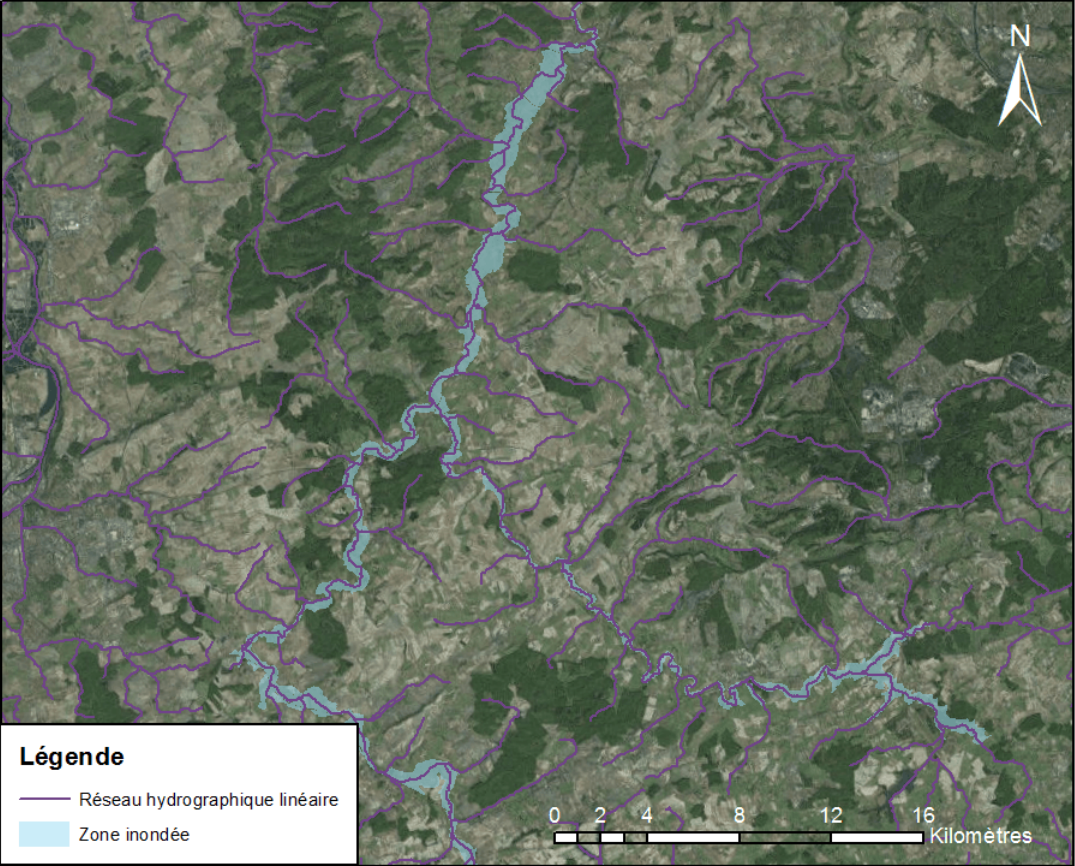


<b>Date de l'évènement</b>	
28-31/12/1947	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Sarrebourg (57) - La Sarre	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : A9221010	
Source : <b>DREAL Grand Est</b>	


<b>Date de l'évènement</b>	
12/1993	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Sarre-Union (67) - La Sarre	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : A9301010	
Source : <b>DREAL Grand Est</b>	

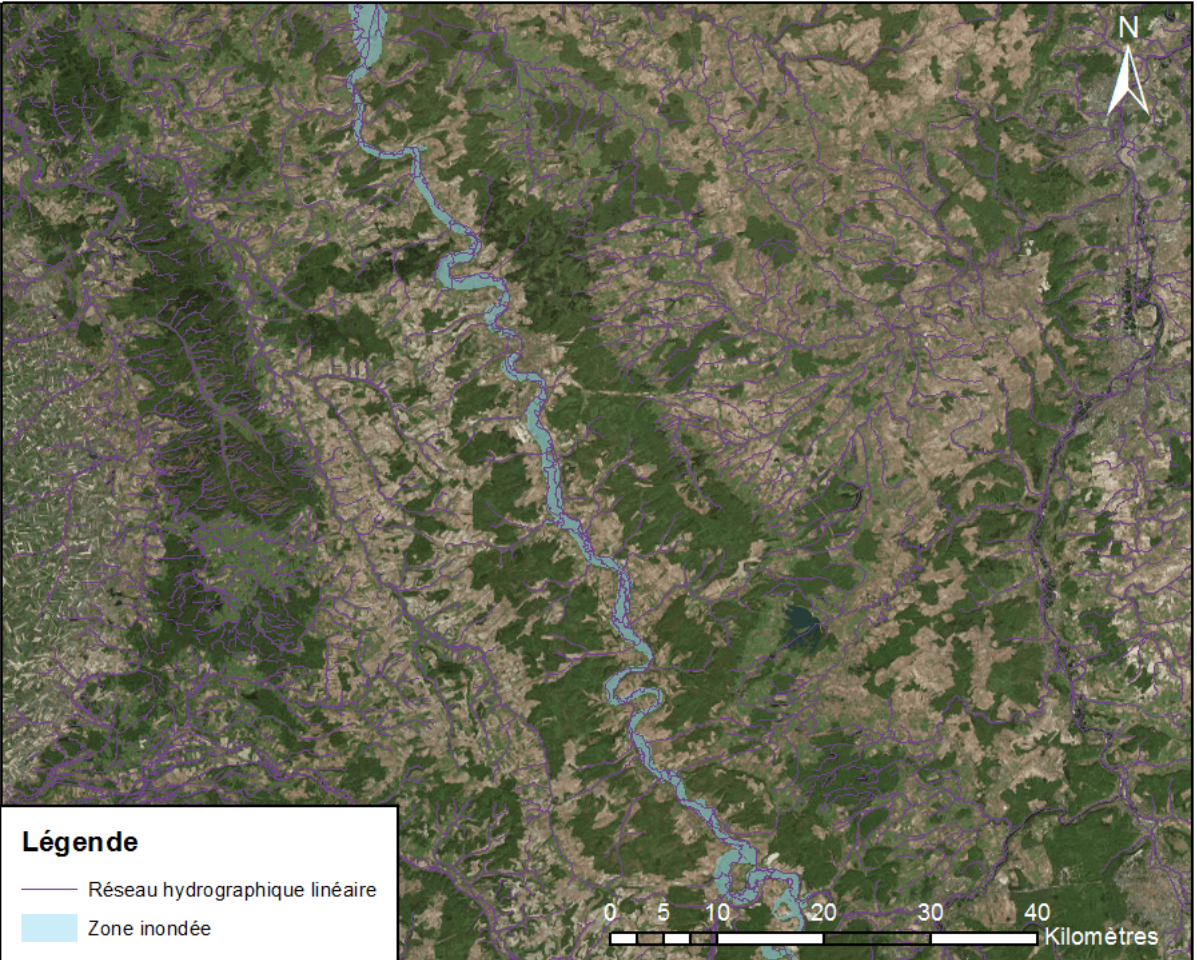


<b>Date de l'évènement</b>	
28-31/12/1947	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Courcelles-Chaussy (57) - La Nied-Française	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : A9752010	
Source : <b>DREAL Grand Est</b>	

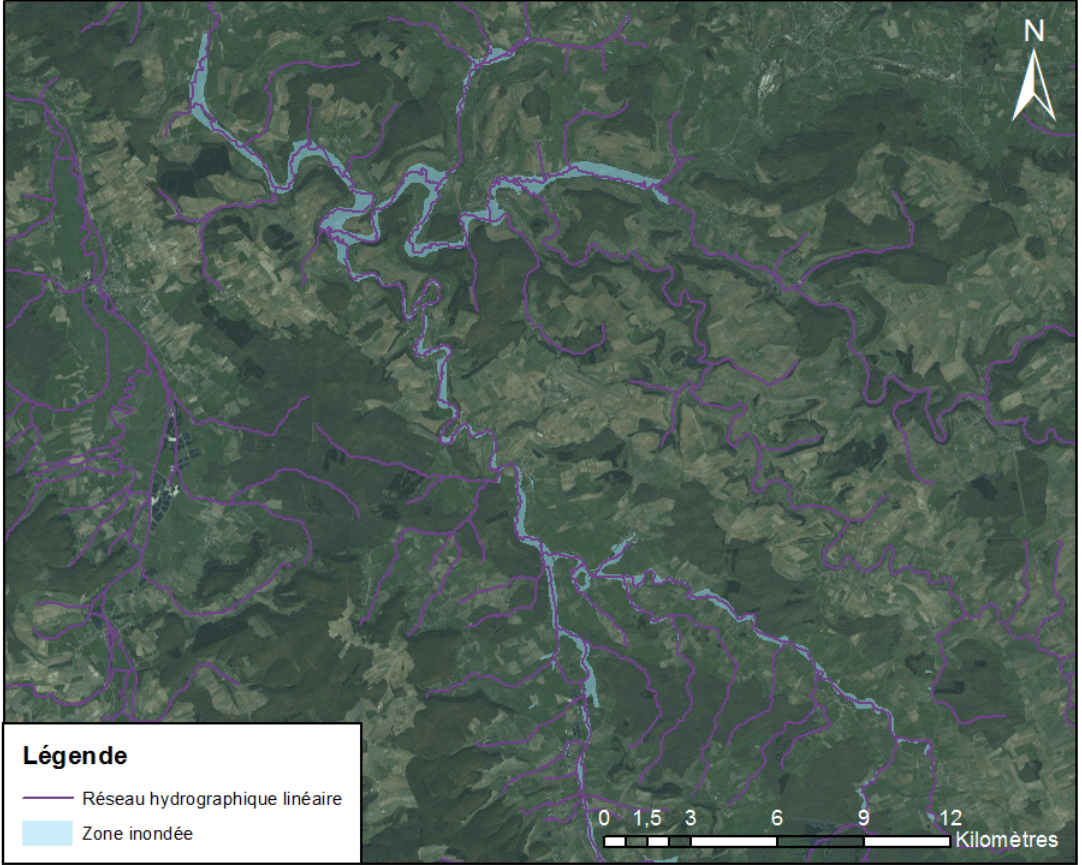
<b>Date de l'évènement</b>	
10/1981	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Courcelles-Chaussy (57) - La Nied	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : A9942020	
Source : <b>DREAL Grand Est</b>	



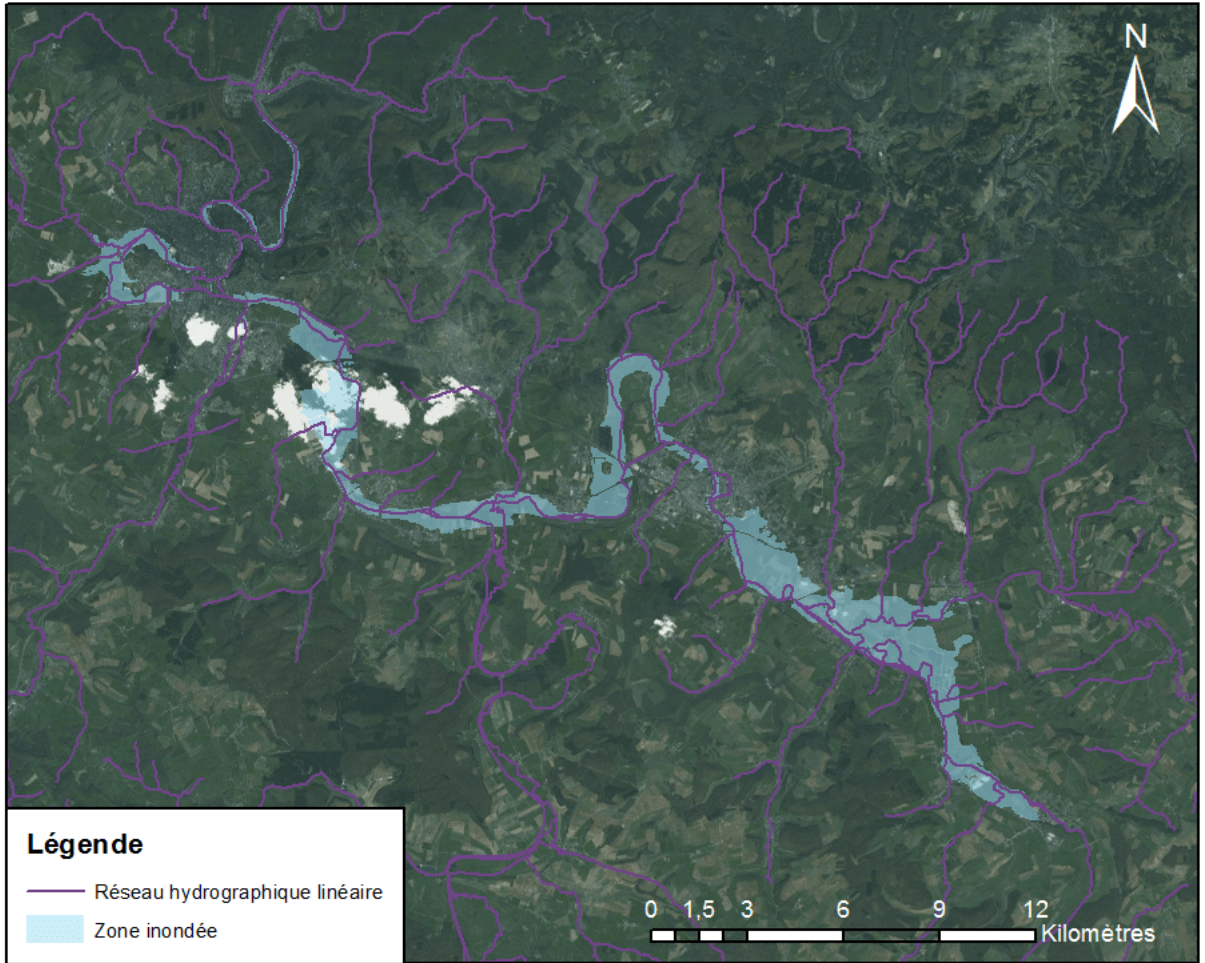
<b>Date de l'évènement</b>	
04/1999	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Commercy (55) - La Meuse	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : B2220010	
Source : <b>DREAL Grand Est</b>	

<b>Date de l'évènement</b>	
04-05/1983	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Verdun (55) - La Meuse	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : B3120010	
Source : DREAL Grand Est	 <p><b>Légende</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="color: purple;">—</span> Réseau hydrographique linéaire</li> <li><span style="color: lightblue;">■</span> Zone inondée</li> </ul> <p>0 5 10 20 30 40 Kilomètres</p>

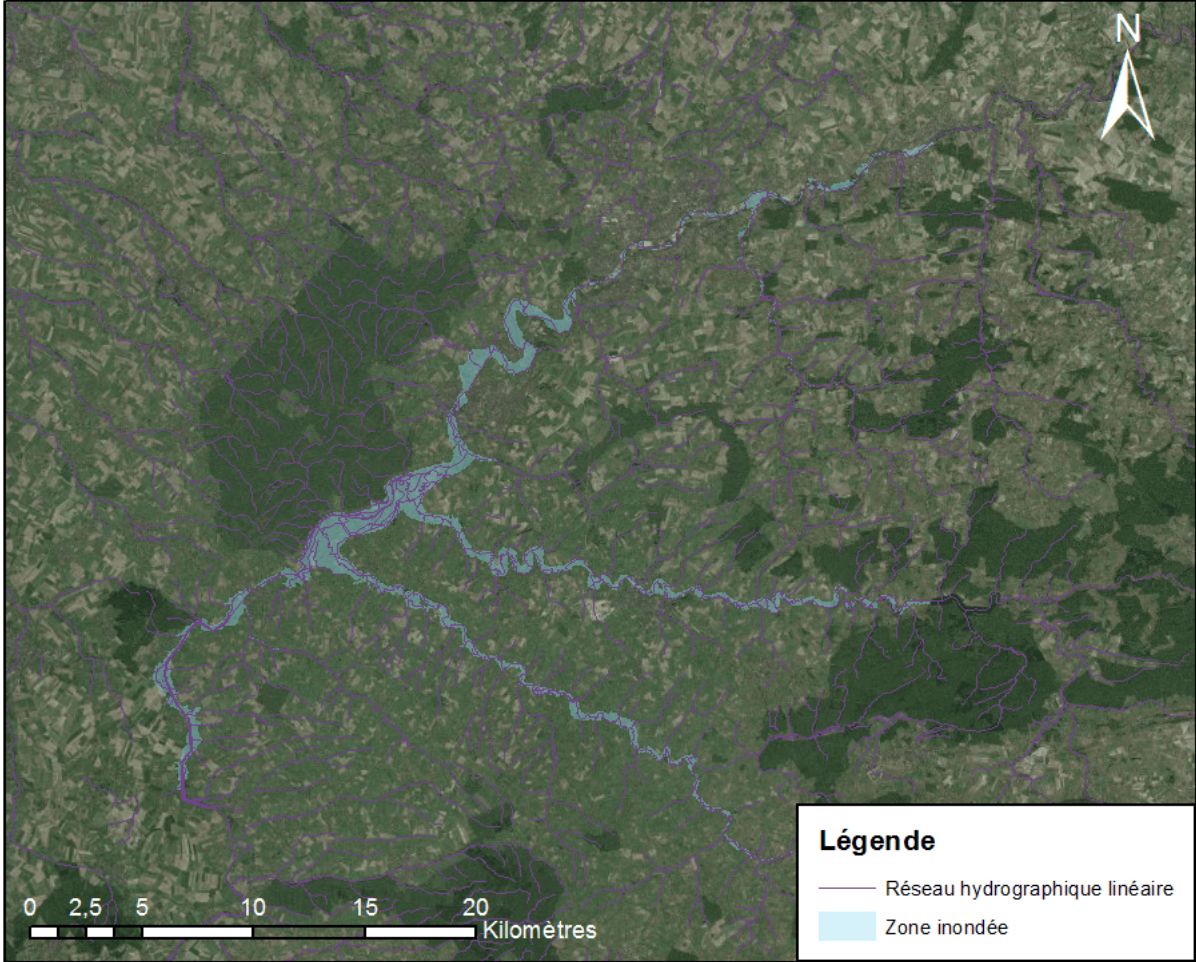


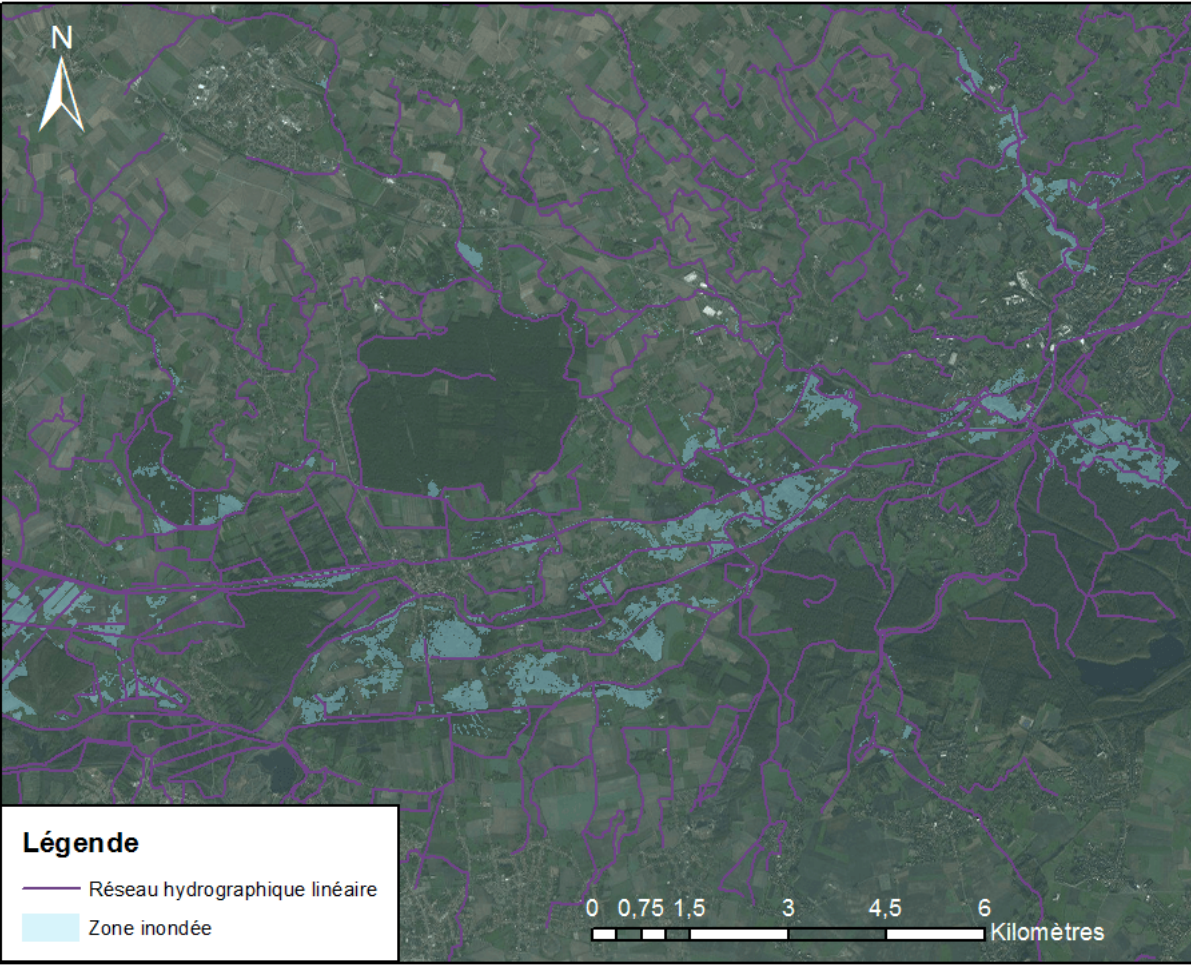
<b>Date de l'évènement</b>	
10/1981	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Chauvency-le-Château (55) - La Chiers	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : B4631010	
Source : <b>DREAL Grand Est</b>	

<b>Date de l'évènement</b>
04/1988
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>
Charleville-Mézières (08) - La Meuse
<b>Cartes disponibles</b>
Emprise max.
<b>Commentaires</b>
Station : B7000101
Source : DREAL Grand Est

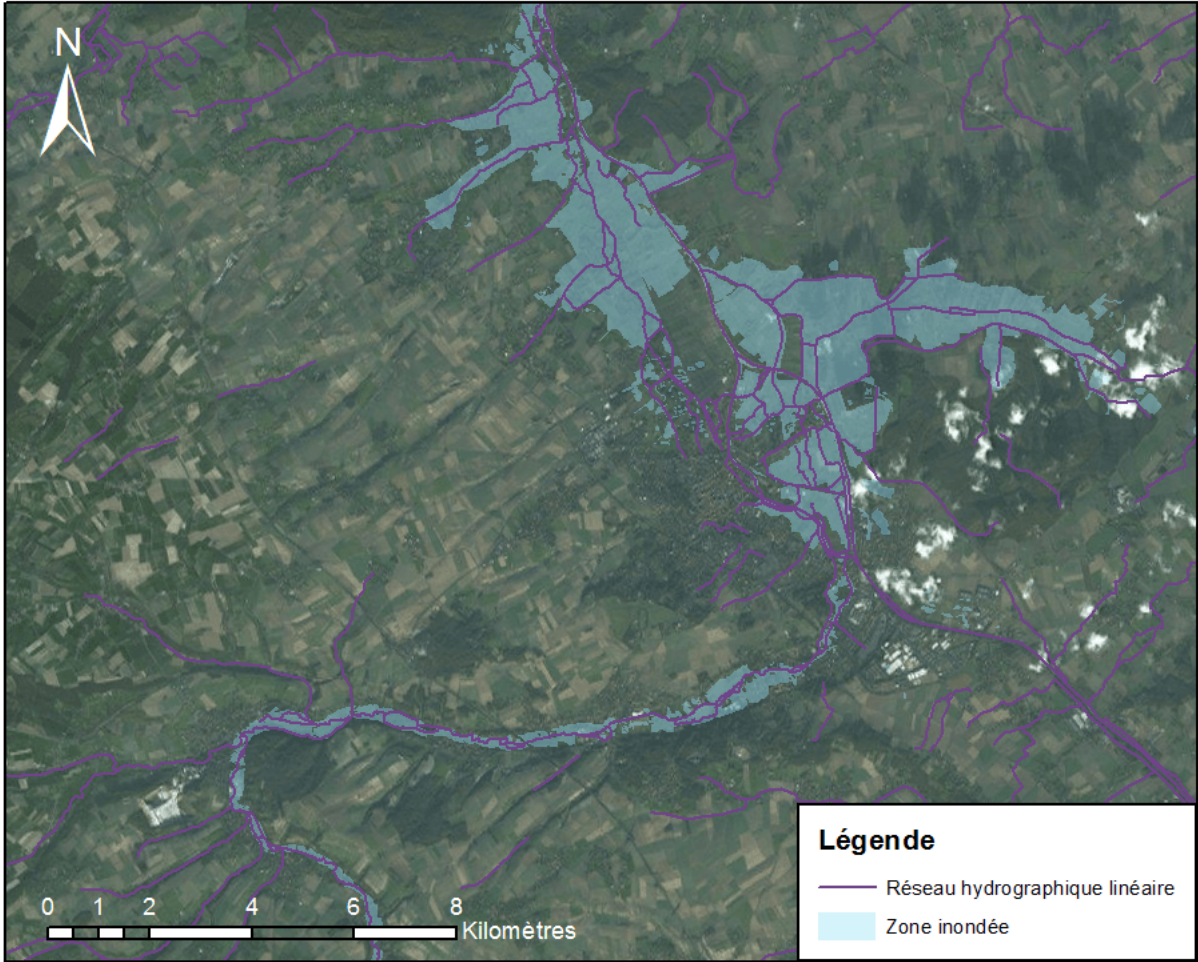


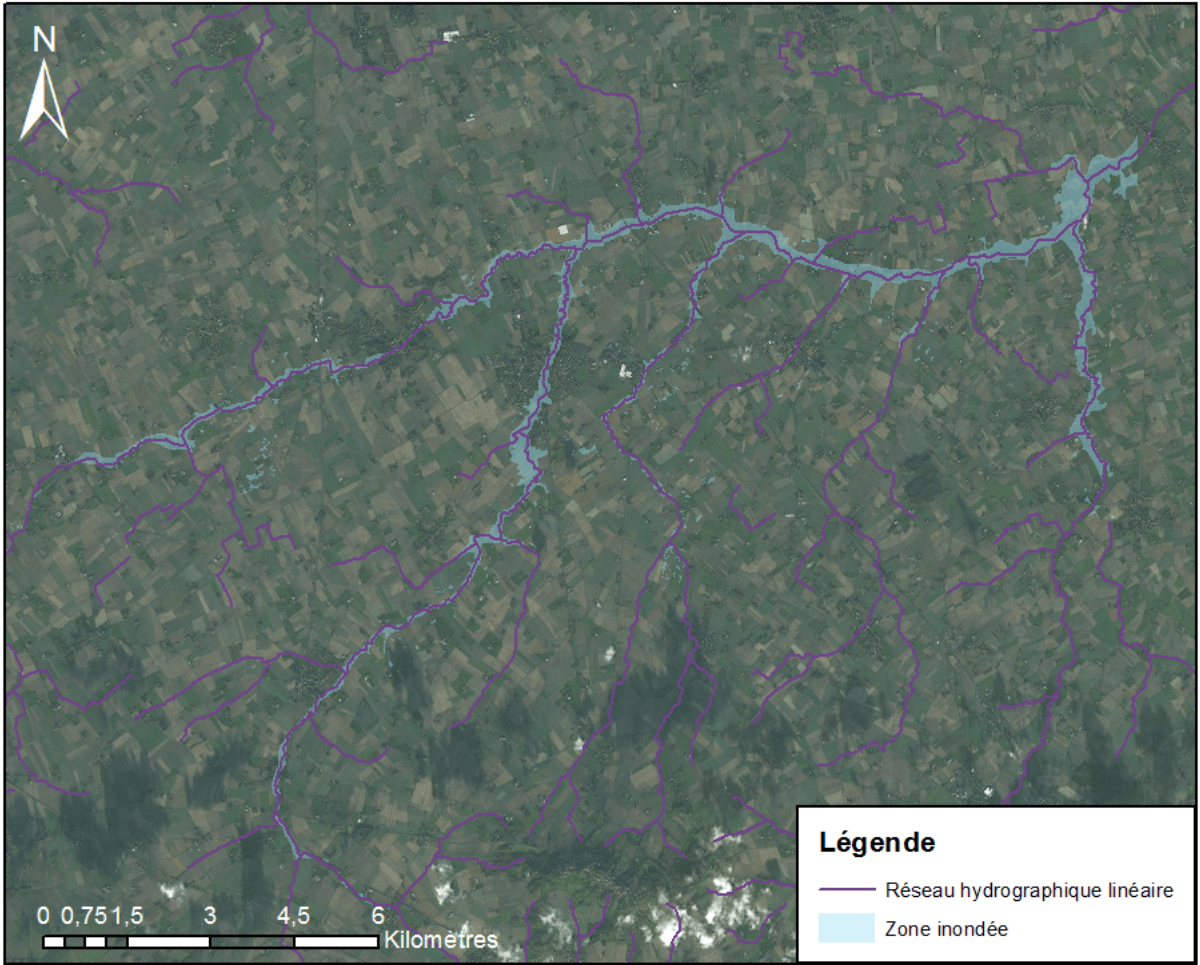


<b>Date de l'évènement</b>	
30/01 - 06/02/1961	
<b>Dépt (DEPT) - Rivière</b>	
Nord (59) - La Sambre	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : D0192230 Fusion avec emprunte Q10	
Source : <b>DREAL Hauts-de-France</b>	

<b>Date de l'évènement</b>	
2003	
<b>Dépt (DEPT) - Rivière</b>	
Pas-de-Calais (62) - La Scarpe	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : E2400411	
Source : <b>DREAL Hauts-de-France</b>	




<b>Date de l'évènement</b>	
02/03/2002	
<b>Dépt (DEPT) - Rivière</b>	
Nord (59) - L'Aa	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : E4035710 Fusion avec emprunte Q10	
Source : <b>DREAL Hauts-de-France</b>	

<b>Date de l'évènement</b>	
21/09/2001	
<b>Dépt (DEPT) - Rivière</b>	
Nord (59) - L'Yser	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : E4905710 Fusion avec emprunte Q10 et Q100	
Source : <b>DREAL Hauts-de-France</b>	



<b>Date de l'évènement</b>	
03/1995	
<b>Dépt (DEPT) - Rivière</b>	
Pas-de-Calais (62) - La Canche	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : E5400310 Fusion avec emprunte Q10 et Q100	
Source : <b>DREAL Hauts-de-France</b>	



**Légende**


- Réseau hydrographique linéaire
- Zone inondée

0 1 2 4 6 8 Kilomètres

<b>Date de l'évènement</b>	
	12/12/2000
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
	Landerneau (29) - L'Elorn
<b>Cartes disponibles</b>	
	Emprise max.
<b>Commentaires</b>	
	Station : J3413030 Donnée numérisée sur orthophoto
	Source : <b>DREAL</b> Bretagne

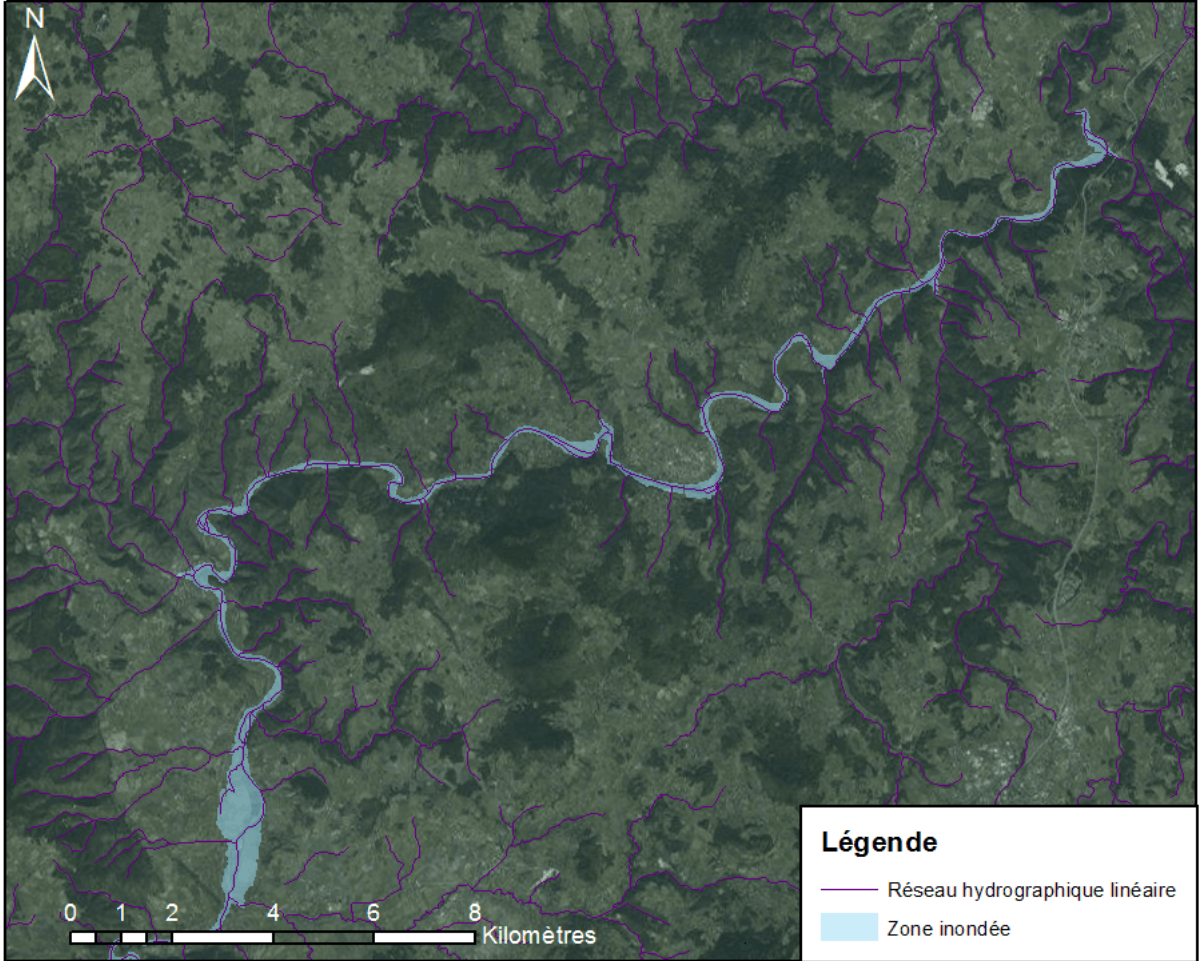




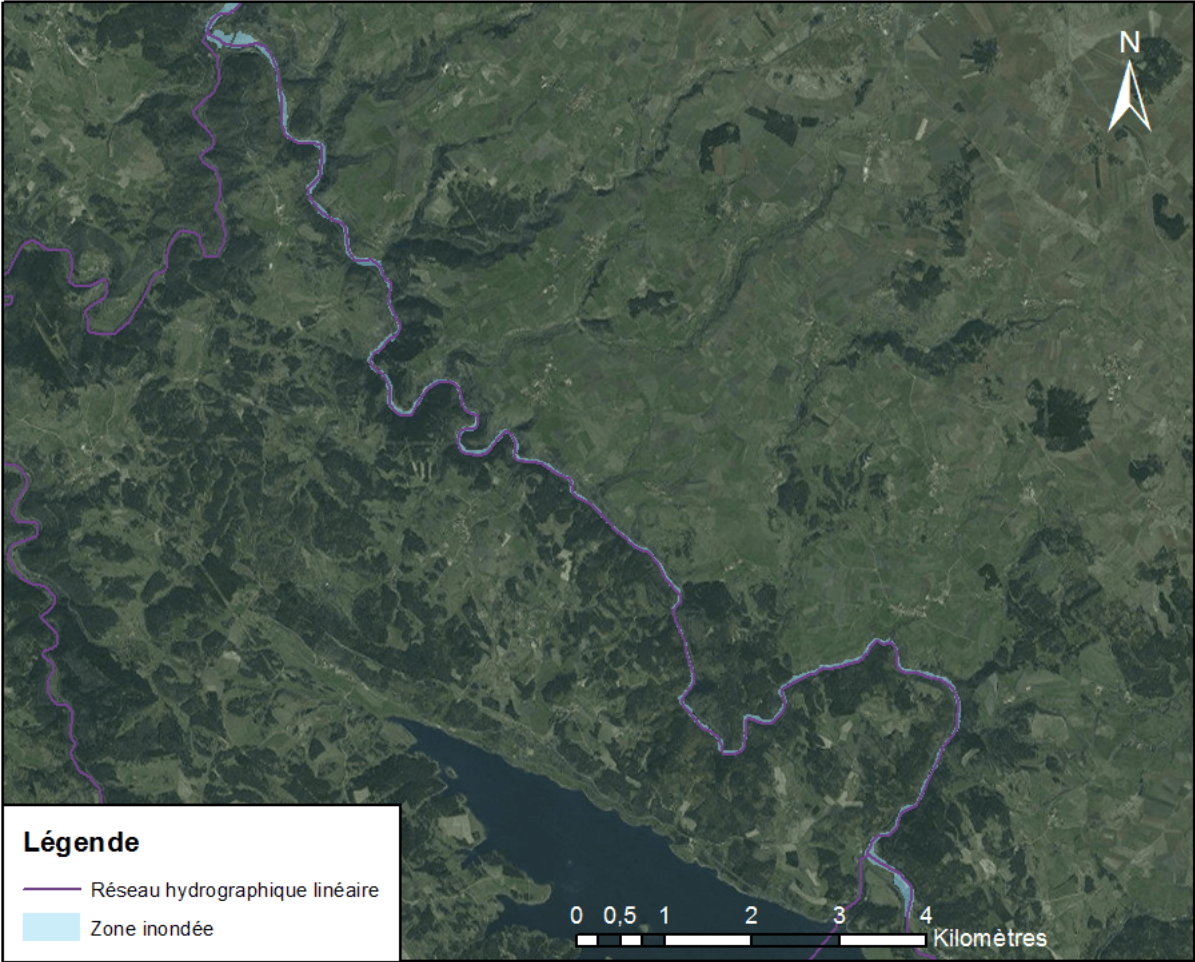
<b>Date de l'évènement</b>	
30/12/1994	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Chateauneuf-du-Faou (29) - L'Aulne	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : J3821810 Donnée numérisée sur orthophoto	
Source : <b>DREAL Bretagne</b>	

<b>Date de l'évènement</b>	
12/12/2000	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Quimper (29) - L'Odet	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : J4231910 Donnée numérisée sur orthophoto	
Source : <b>DREAL</b> Bretagne	



<b>Date de l'évènement</b>	
13/11/1996	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Retournac (43) - La Loire	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : K0260010 Donnée numérisée	
Source : <b>DREAL ARA</b>	

<b>Date de l'évènement</b>	
01-05/12/2003	
<b>Dépt (DEPT) - Rivière</b>	
Lozère (48) - L'Allier	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : K2090810 Limite relevée lors d'une enquête postérieure	
Source : <b>DREAL Occitanie</b>	

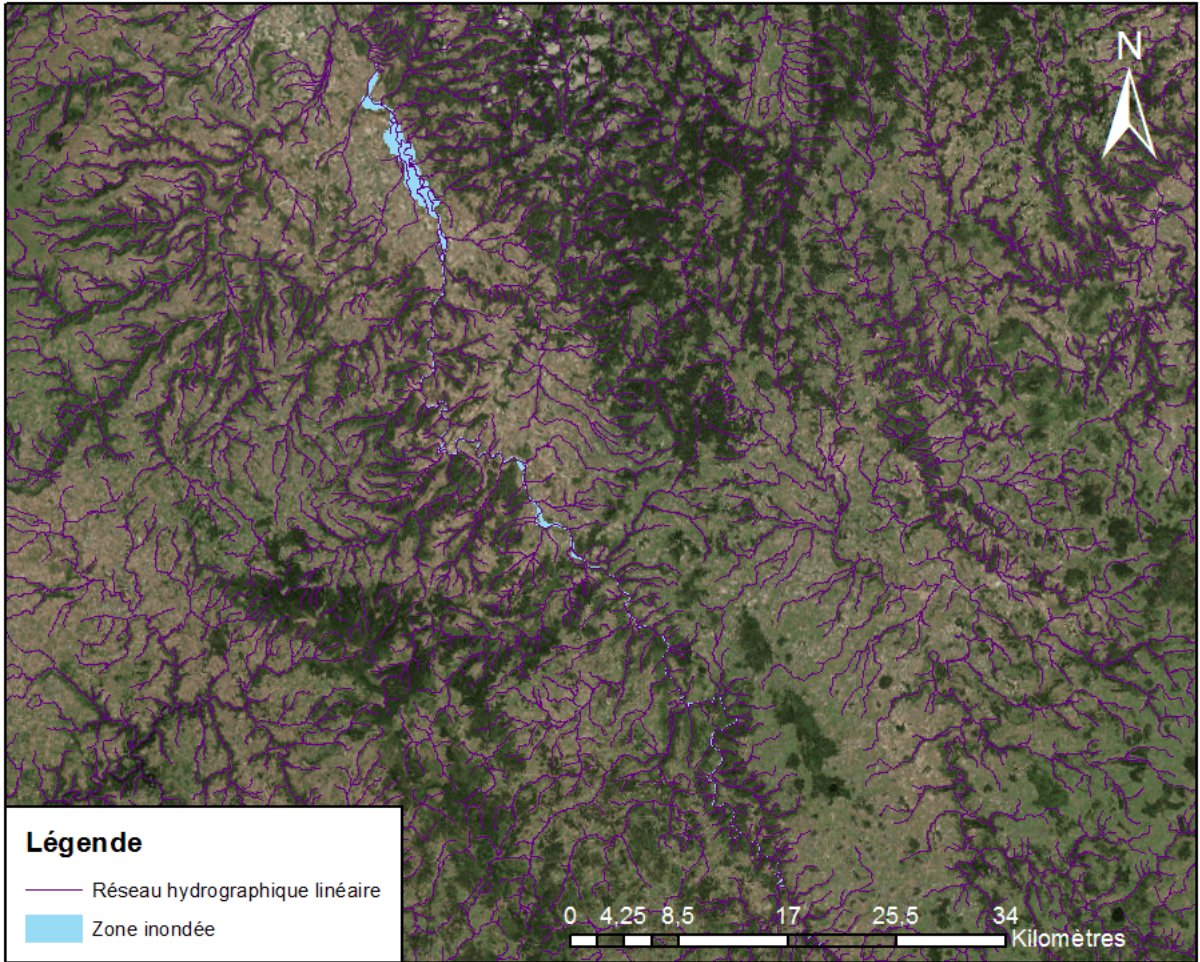



**Légende**

- Réseau hydrographique linéaire
- Zone inondée

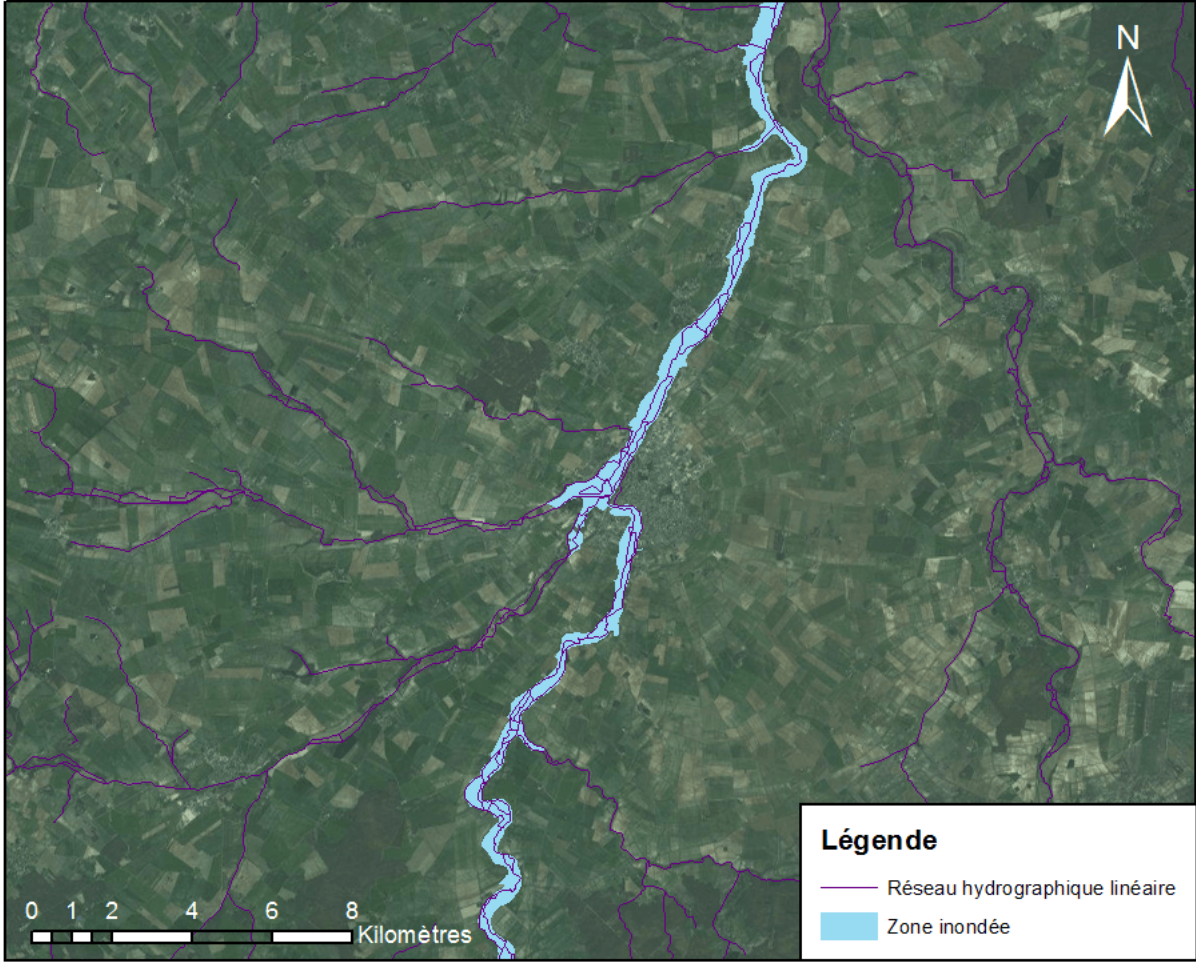
0 0,5 1 2 3 4 Kilomètres

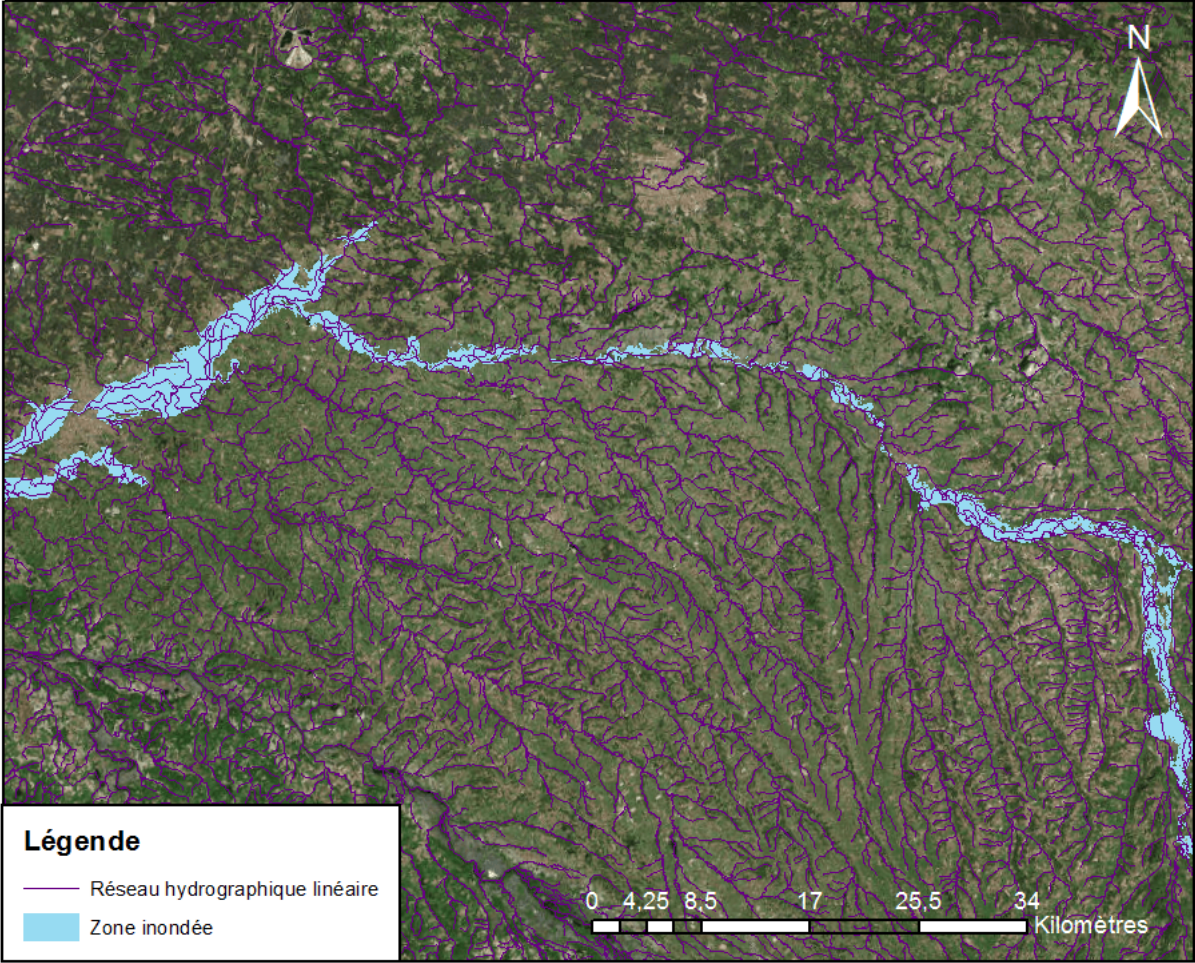


<b>Date de l'évènement</b>	
04/12/2003	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Brioude (43) - L'Allier	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : K2450810 Donnée numérisée	
Source : <b>DREAL ARA</b>	

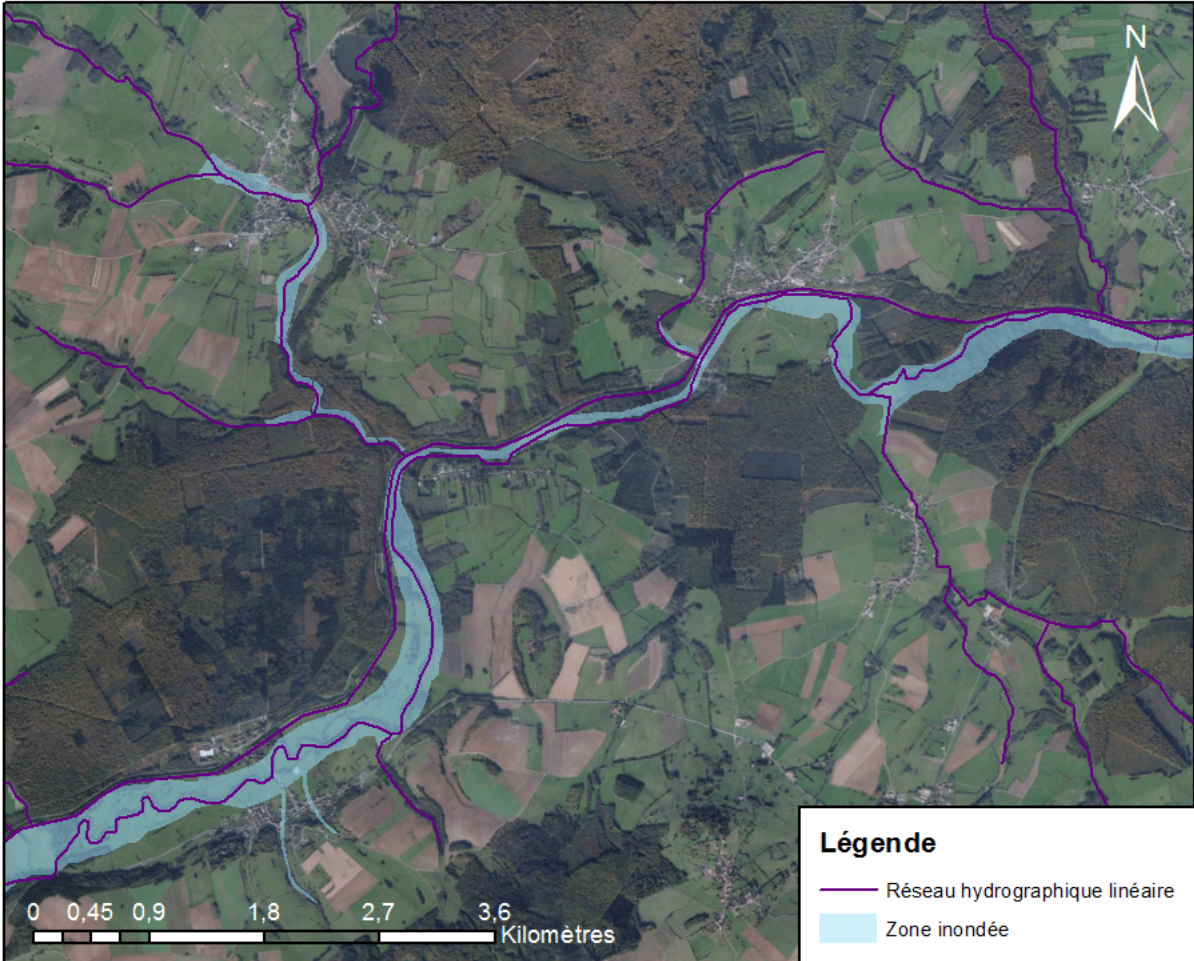
<b>Date de l'évènement</b>	
01/2004	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
La Chapelle-d'Alagnon (15) - L'Alagnon	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : K2523010 Donnée numérisée	
Source : <b>DREAL ARA</b>	



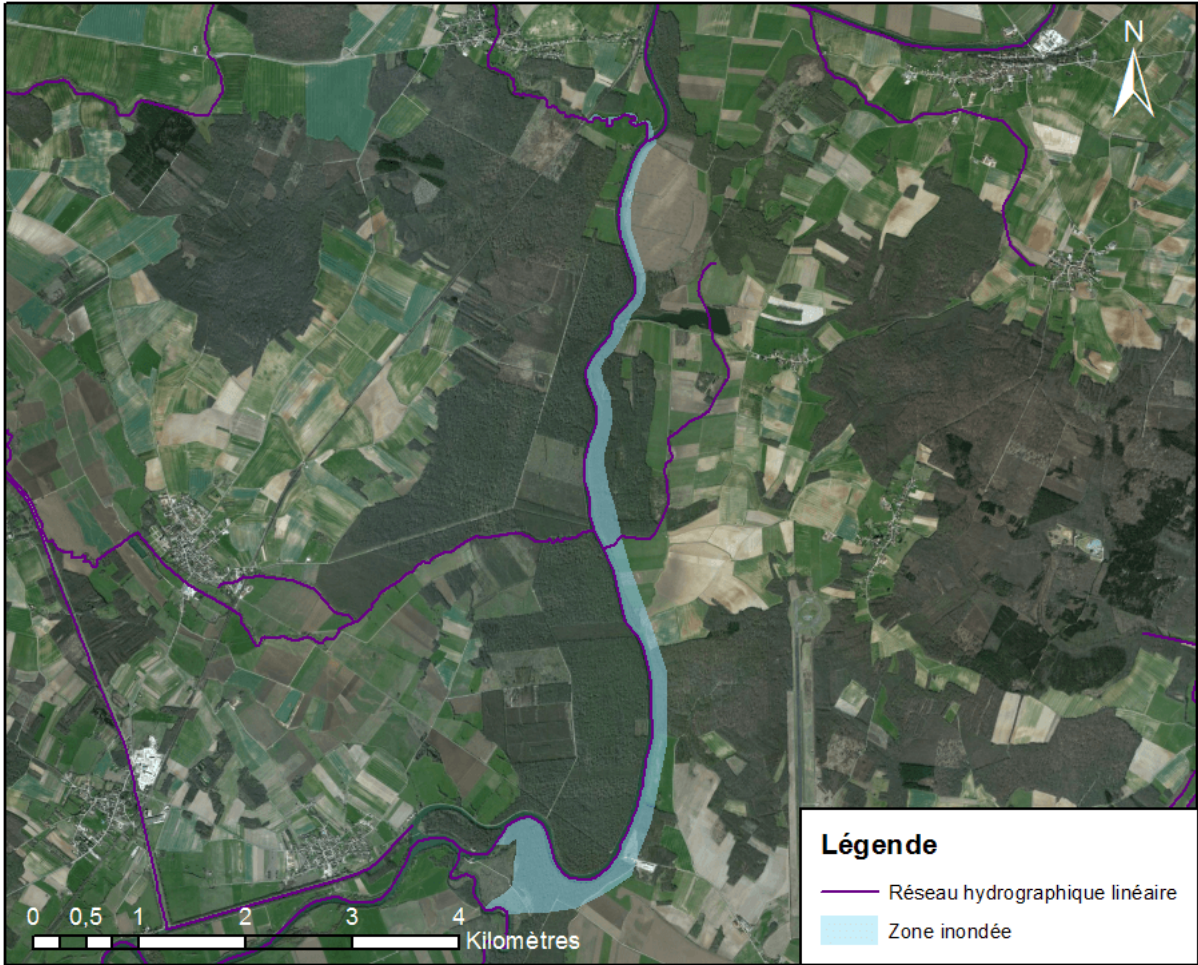
<b>Date de l'évènement</b>	
02/1910	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Issoudun (36) - La Théols	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : K6192410 Donnée numérisée	
Source : <b>DREAL CVDL</b>	

<p><b>Date de l'évènement</b></p>	
<p>01/02/2014</p>	
<p><b>Dépt (DEPT) - Rivière</b></p>	
<p>Pyrénées-Atlantique (64) - L'Adour</p>	
<p><b>Cartes disponibles</b></p>	
<p>Emprise max.</p>	
<p><b>Commentaires</b></p>	
<p>Station : Q3120010</p>	
<p>Source : DREAL Nouvelle-Aquitaine</p>	 <p><b>Légende</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="color: purple;">—</span> Réseau hydrographique linéaire</li> <li><span style="background-color: lightblue; border: 1px solid black; display: inline-block; width: 15px; height: 10px;"></span> Zone inondée</li> </ul> <p>0 4,25 8,5 17 25,5 34 Kilomètres</p>

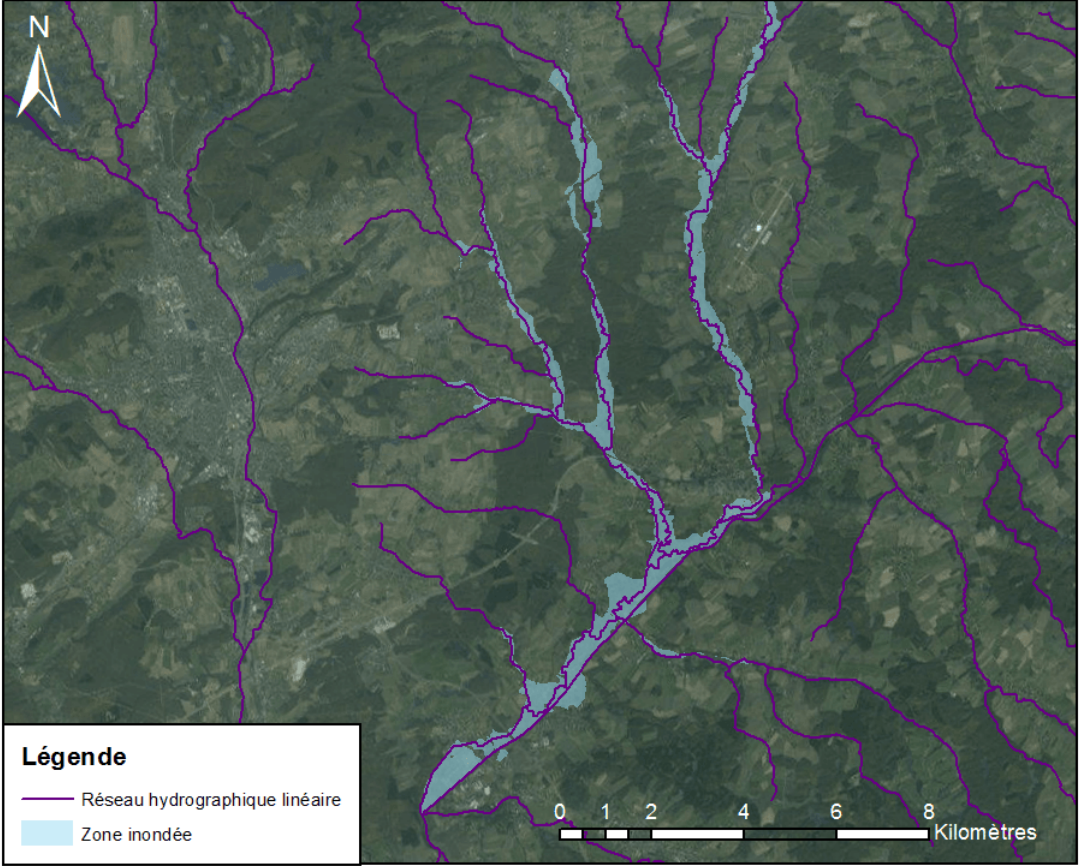


<b>Date de l'évènement</b>	 <p><b>Légende</b></p> <ul style="list-style-type: none"><li>— Réseau hydrographique linéaire</li><li>Zone inondée</li></ul>
22/12/1982	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Demangevelle (70) - Le Coney	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : U0230010 Limites observées	
Source : <b>DREAL BFC</b>	


<p><b>Date de l'évènement</b></p>	
<p>01/1955</p>	
<p><b>Ville (DEPT) - Rivière</b></p>	
<p>Heuilley-sur-Saône (21) - La Saône</p>	
<p><b>Cartes disponibles</b></p>	
<p>Emprise max.</p>	
<p><b>Commentaires</b></p>	
<p>Station : U1120010 Donnée numérisée</p>	
<p>Source : <b>DREAL BFC</b></p>	





<b>Date de l'évènement</b>	
02/1990	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Montreux-Château (90) - La Saint-Nicolas	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : U2334010 Limites observées	
Source : <b>DREAL BFC</b>	

<b>Date de l'évènement</b>	
05/10/1993	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Francheville (69) - L'Yzeron	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : V3015020	
Source : <b>DREAL ARA</b>	

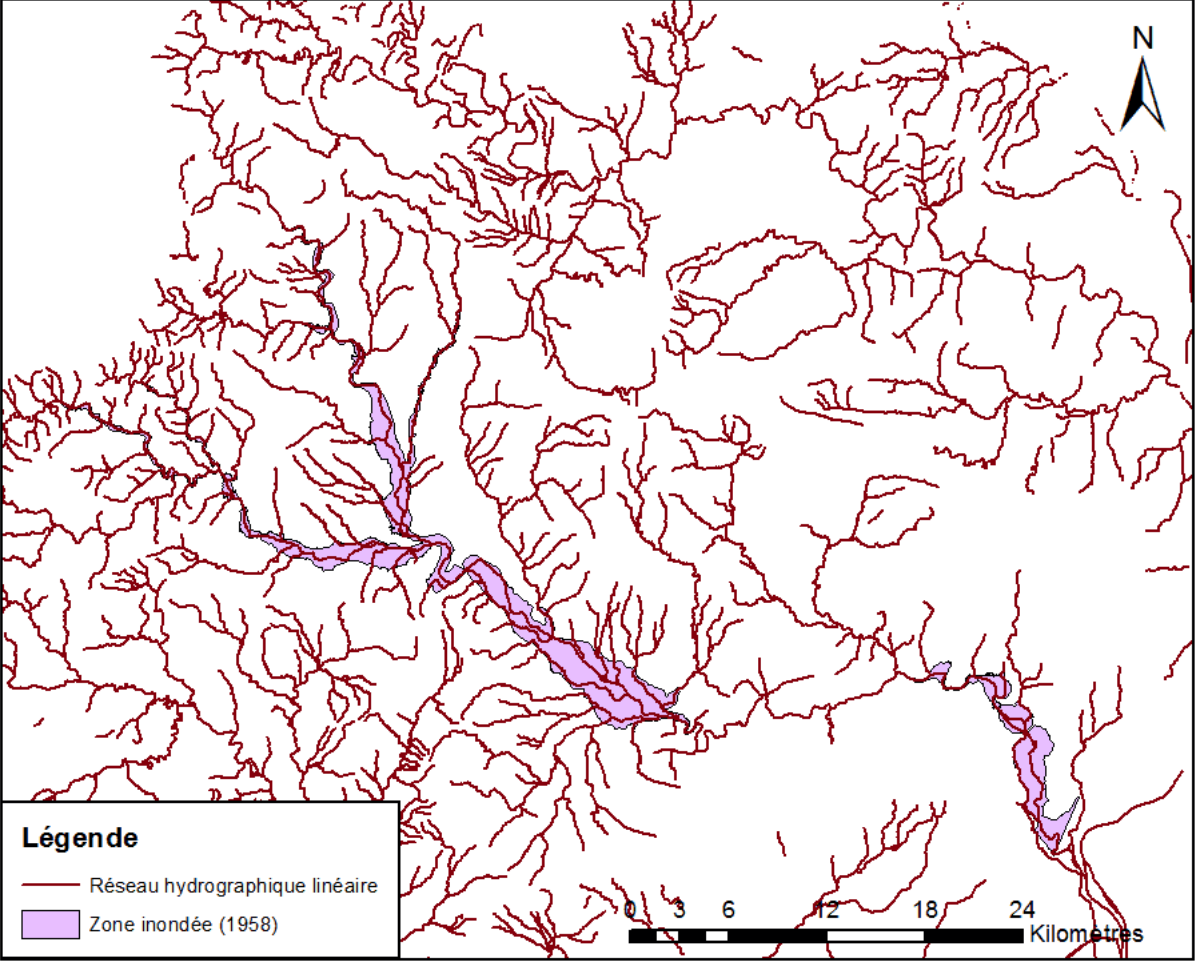


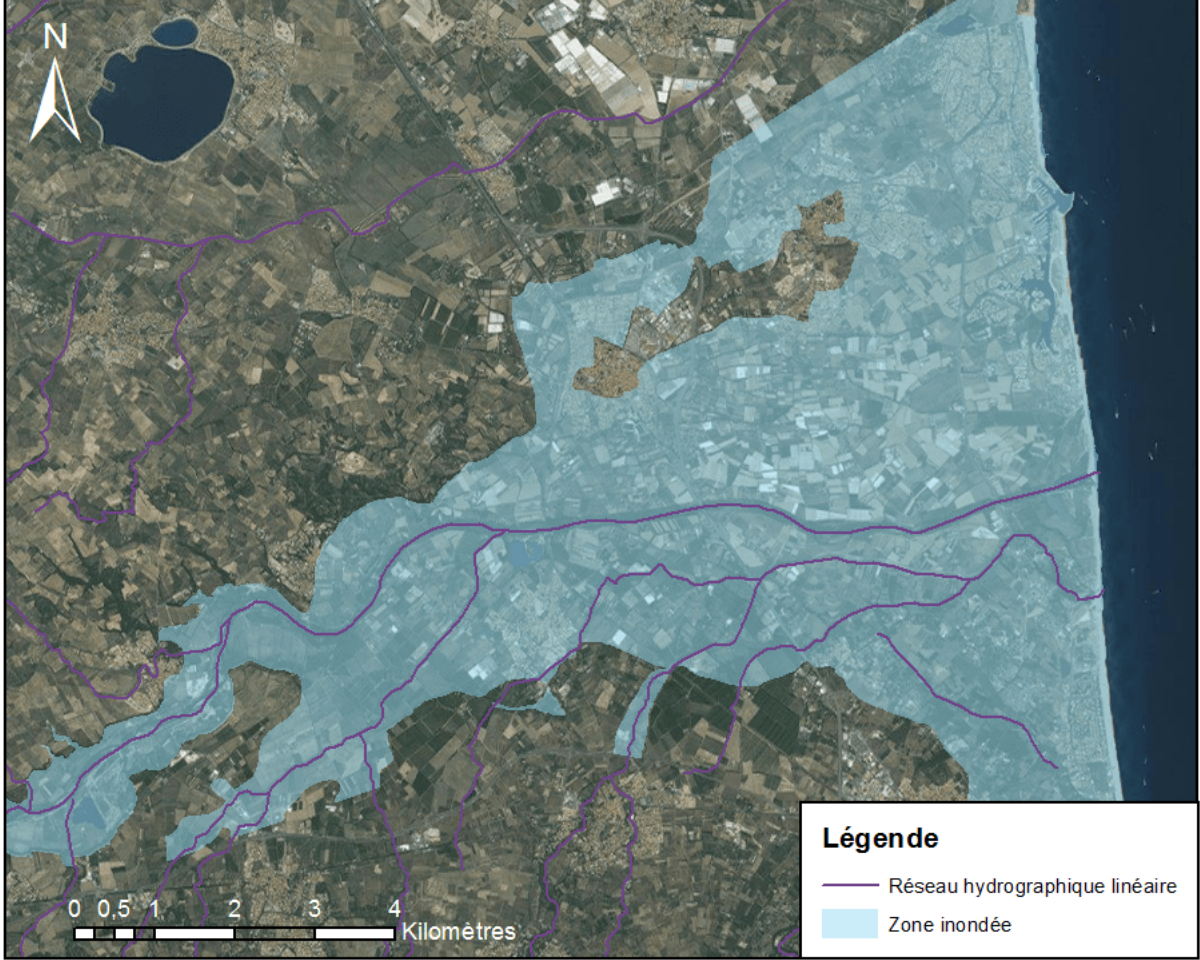
**Légende**

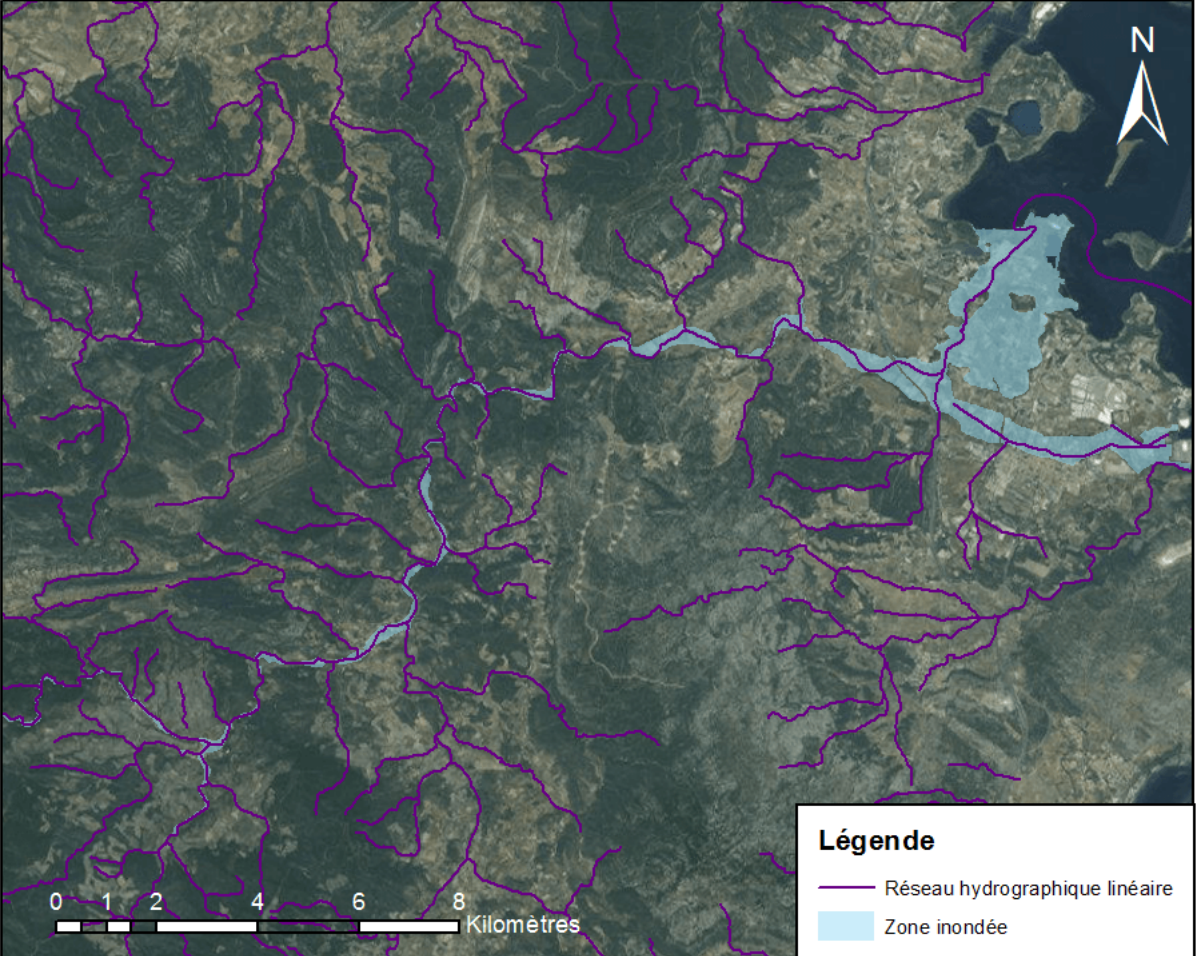
- Réseau hydrographique linéaire
- Zone inondée

0 0.45 0.9 1.8 2.7 3.6 Kilomètres



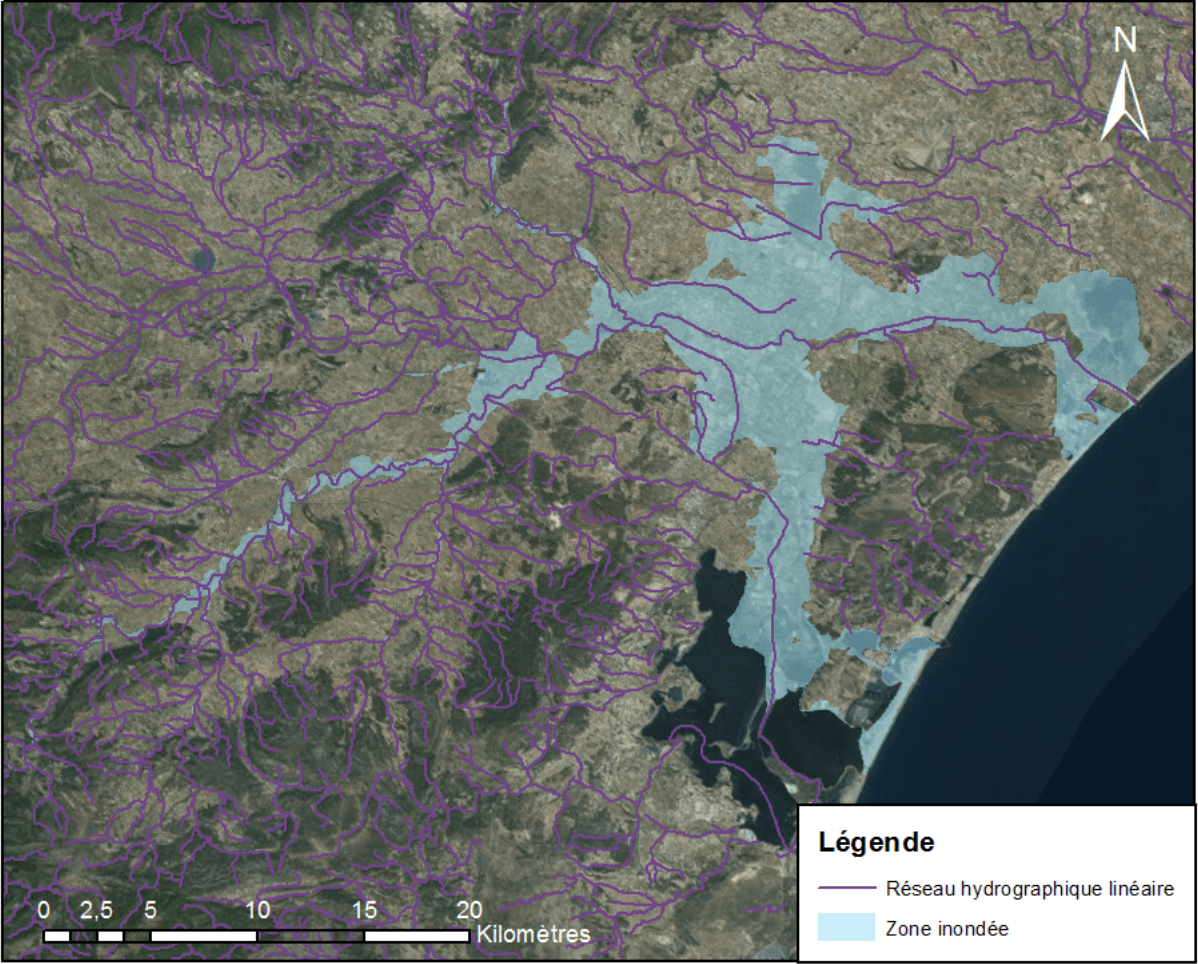
<b>Date de l'évènement</b>	
30/09/1958	
<b>Dépt (DEPT) - Rivière</b>	
Gard (30) - Le Gardon	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : V7184010 Limite relevée lors d'une enquête postérieure	
Source : <b>DREAL Occitanie</b>	

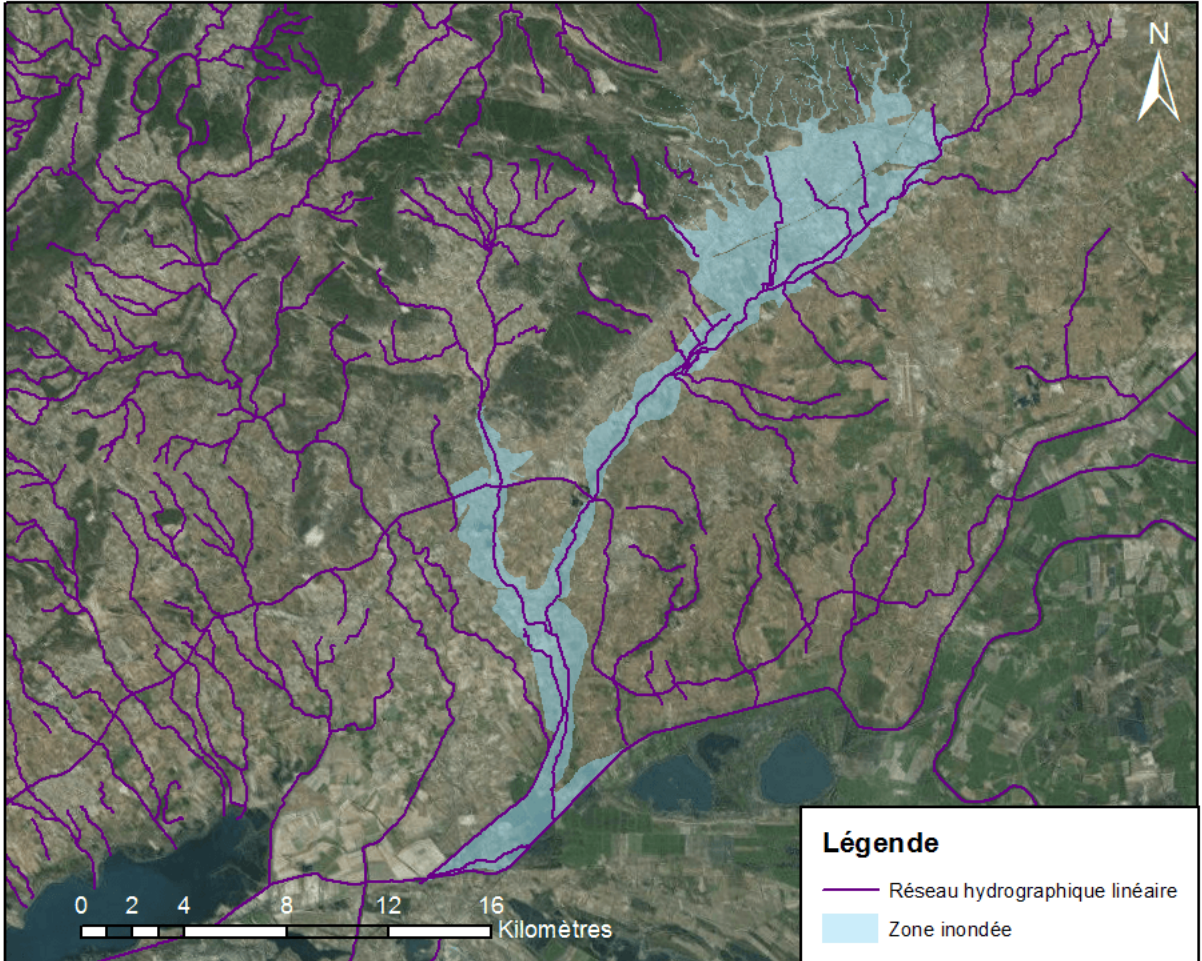
<p><b>Date de l'évènement</b></p>	
<p>16-19/10/1940</p>	
<p><b>Ville (DEPT) - Rivière</b></p>	
<p>Elne (66) - Le Tech</p>	
<p><b>Cartes disponibles</b></p>	
<p>Emprise max.</p>	
<p><b>Commentaires</b></p>	
<p>Station : Y0284060 Limite relevée lors d'une enquête postérieure</p>	
<p>Source : <b>DREAL Occitanie</b></p>	 <p><b>Légende</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— Réseau hydrographique linéaire</li> <li>■ Zone inondée</li> </ul>

<b>Date de l'évènement</b>	
12-13/11/1999	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Durban-Corbières (11) - La Berre	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : Y0824010 Limite observée	
Source : <b>DREAL Occitanie</b>	



<b>Date de l'évènement</b>	
12-13/11/1999	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Narbonne (11) - L'Aude	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : Y1612040 Limite observée	
Source : <b>DREAL Occitanie</b>	



<b>Date de l'évènement</b>	
03/10/1988	
<b>Ville (DEPT) - Rivière</b>	
Nîmes (30) - Le Vistre	
<b>Cartes disponibles</b>	
Emprise max.	
<b>Commentaires</b>	
Station : Y3534010 Limite observée complétée par modélisation	
Source : <b>DREAL Occitanie</b>	<b>Légende</b> — Réseau hydrographique linéaire Zone inondée



## Annexe E

# Inundation mapping based on reach-scale effective geometry

Cet article présente le concept de MHYST et son application sur le bassin versant du Loing pour simuler la crue de mai-juin 2016. Son contenu est en grande partie traduit et retranscrit au sein du Chapitre 6.





# Inundation mapping based on reach-scale effective geometry

Cédric Rebolho<sup>1</sup>, Vazken Andréassian<sup>1</sup>, and Nicolas Le Moine<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Irstea, UR HYCAR, 1 Rue Pierre-Gilles de Gennes, 92160 Antony, France

<sup>2</sup>Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, CNRS, EPHE, UMR 7619 Metis, 4 Place Jussieu, 75005 Paris, France

**Correspondence:** Cédric Rebolho (cedric.rebolho@irstea.fr)

Received: 21 March 2018 – Discussion started: 29 March 2018

Revised: 5 November 2018 – Accepted: 11 November 2018 – Published: 22 November 2018

**Abstract.** The production of spatially accurate representations of potential inundation is often limited by the lack of available data as well as model complexity. We present in this paper a new approach for rapid inundation mapping, MHYST, which is well adapted for data-scarce areas; it combines hydraulic geometry concepts for channels and DEM data for floodplains. Its originality lies in the fact that it does not work at the cross section scale but computes effective geometrical properties to describe the reach scale. Combining reach-scale geometrical properties with 1-D steady-state flow equations, MHYST computes a topographically coherent relation between the “height above nearest drainage” and streamflow. This relation can then be used on a past or future event to produce inundation maps. The MHYST approach is tested here on an extreme flood event that occurred in France in May–June 2016. The results indicate that it has a tendency to slightly underestimate inundation extents, although efficiency criteria values are clearly encouraging. The spatial distribution of model performance is discussed and it shows that the model can perform very well on most reaches, but has difficulties modelling the more complex, urbanised reaches. MHYST should not be seen as a rival to detailed inundation studies, but as a first approximation able to rapidly provide inundation maps in data-scarce areas.

scale flooding occurred over the Seine and Loire catchments, mainly affecting their tributaries and resulting in four deaths at a cost of EUR 1.4 billion. These are only examples which underline the value of flood inundation mapping to anticipate the impact of such events. Public authorities and insurance companies are showing a growing interest in the field of rapid inundation modelling, and for the development of simple methods, that would work for any river with easily available data.

Flood hazard assessment usually combines rainfall observations or simulations, a hydrological model, stream-flow simulations or observations, and an inundation model in order to generate inundation extents, height maps and sometimes other information (e.g. velocities). Traditionally, flood inundation models are derived from the shallow water equations (SWEs) in one or two dimensions (the so-called hydraulic models), with various simplifications that have proved to give satisfying results. For instance, the Regional Flood Model (RFM), probably one of the most comprehensive approaches published so far, is made of four parts (Falter et al., 2014): a daily distributed rainfall–runoff model, a 1-D hydraulic model for channel routing, a 2-D hydraulic model for floodplain mapping and a flood loss estimation model. Its application on the Mulde catchment in Germany (Falter et al., 2015) showed mixed results concerning inundation extents, correctly predicting only 50 % of the flooded area for the August 2002 event. This underestimation was explained by dike breaches that were not accounted for within the model. A lack of observed data did not allow validation on other events.

Not all hydraulic models need to have this degree of complexity. It is indeed possible to neglect specific parts of the SWEs depending on the situation. Usually, 2-D models use the complete Saint-Venant equations while 1-D models of-

## 1 Introduction

Floods are a recurring phenomenon in France: in September 2014, intense rainfall affected the south of the country, leading to several deaths and about EUR 0.6 billion worth of damage. The following year, in October, about 20 people died in the south-east due to massive flooding, which caused a loss of EUR 0.5 billion. Then, in June 2016, large-



ten disregard one or several terms, leading, for instance, to the diffusive wave or kinematic wave approximations (e.g. Moussa and Cheviron, 2015). Some methods choose to couple 1-D and 2-D models, the former for streamflow routing and the latter for overbank flow (Morales-Hernández et al., 2016). Despite the accuracy of such models, studies often try to further simplify them because of the large computing time to simulate small areas and the lack of precise data required to run these models.

LISFLOOD-FP (Bates and De Roo, 2000), a hydraulic model developed to simulate floodplain inundation, was used in several studies (Horritt and Bates, 2001; Hunter et al., 2005; Biancamaria et al., 2009). The model offers different possibilities: using 2-D equations or 1-D equations decoupled on a 2-D grid with kinematic, diffusive or inertial approximations (Bates et al., 2010). Horritt and Bates (2002) published a comparison between different models with gradually increasing complexities (1-D, 1-D on 2-D grid and 2-D) and, surprisingly, showed that the 1-D model had a better ability to reproduce the two events that were used in validation. The subsequent analysis concluded that the reach studied was relatively narrow and could easily be modelled using simple methods, and the authors argued that the other models would be more appropriate for more complex reaches.

However, these examples concern relatively small and well-instrumented reaches and assessing flood hazard at a larger scale may require different approaches. Alfieri et al. (2014) applied LISFLOOD-ACC, an inertial version of LISFLOOD-FP with decoupled 1-D equations on a 100 m resolution grid over Europe in order to map flood hazards for a 100-year return period, assuming a constant return period along the reaches. Broadly speaking, the model splits rivers into small reaches, to apply the hydraulic models independently and to merge simulated maps together, but only for rivers with a catchment larger than 500 km<sup>2</sup>. The model was then validated against regional and national hazard maps for six catchments in Germany and the United Kingdom and showed a general over-prediction. Another variation of LISFLOOD-FP for large-scale flood inundation modelling was introduced by Neal et al. (2012), including a new sub-grid representation of channel networks for improved model accuracy (Neal et al., 2012; Schumann et al., 2013).

Le Bihan et al. (2017) developed an approach aimed at the forecasting context, in order to cope with excessive computing times. The solution chosen was to run a simple 1-D hydraulic model during a “pre-analysis phase” and create a catalogue of inundation extents corresponding to various return periods. These maps are then used, in a forecasting context, to give an estimate of the level of flooding, depending on the forecast discharge.

The lack of precise data (especially for channel cross sections) and the computing time required by numerical methods for solving the SWE motivated the development of potentially alternative methods, mostly based on DEM analysis. For instance, the rapid flood spreading method (RFSM,

Gouldby et al., 2008) was chosen to divide floodplains into impact zones of different elevations in order to explore the effects of dike breaches using a spilling algorithm based on water depth. Other methods derive inundation maps from topographic information only: one can cite EXZECO (Pons et al., 2010), which introduces elevation noise in the DEM in order to create a single map of “maximum flow accumulation” that can be seen as a potential inundation area, and HAND (“height above nearest drainage”), a descriptor originally used for terrain classification (Rennó et al., 2008; Nobre et al., 2011), which has recently been adapted to static flood inundation mapping (Nobre et al., 2016) and is increasingly used to produce flood maps (e.g. Afshari et al., 2018; Speckhann et al., 2018; McGrath et al., 2018). HAND calculates the difference between river cells’ elevation and that of the connected floodplain cells, thus giving relative height information which can be compared to observed flood depths and the corresponding inundation extent.

MHYST, the method presented in this paper, is a simplified approach developed with the aim of rapidly producing inundation maps in data-scarce areas. It combines (i) concepts of hydraulic geometry to characterise channel geometry and (ii) DEM-derived relative elevations to characterise the floodplain; it does not work at the cross section scale but computes effective geometrical properties representative of the reach scale. Combining reach-scale geometrical properties with simplified steady-state hydraulic laws allows one to rapidly generate flood inundation maps while ensuring reach-scale coherence. After describing the method and the calibration dataset, MHYST is compared against the inundation extent observed for the major event that occurred in May–June 2016 in France. The last section discusses the spatial distribution of performance and the impact of uncertainties on the results obtained.

## 2 MHYST: a simplified steady-state hydraulic approach

The MHYST model stands for *Modélisation HYdraulique simplifiée en écoulement STationnaire*, i.e. Simplified Steady-state Hydraulic Modelling. It is a flood inundation model which aims to map inundation extents at the reach scale. Where classic hydraulic models use cross sections, this method is based on an effective geometry representative of each river reach. Since no detailed geometric data were available to describe the shape and roughness of the channel river bed for this study, a sub-grid representation of the channel was derived from hydraulic geometry relationships linking the drainage area with bankfull width and height (Leopold and Maddock, 1953). When discharge exceeds bankfull capacity, the model computes a reach-scale relation between streamflow and the HAND defined by Nobre et al. (2016). This relation can finally be used to assess which height cor-

responds to the given streamflow, and thus to derive the corresponding inundation map.

## 2.1 Processing of DEM: from elevations to height above nearest drainage

The initial step consists of processing the digital elevation model (DEM) in order (i) to obtain a flowing drainage direction map, (ii) to identify the subcatchments (corresponding to the river reaches), and (iii) to compute the height above nearest drainage (HAND) in each subcatchment. This initial processing is the basis of the floodplain analysis in MHYST. To compute the drainage direction map, we used the D8 method from the Flow Direction function provided by ArcGIS 10.3. It computes the drainage direction by calculating the steepest slope from the eight possible directions for a given cell.

Figure 1 shows the procedure used to compute HAND values: for a given floodplain cell, it is the difference between its elevation and that of the closest river cell in terms of drainage direction. For instance, the cell of elevation 25 at the top of the figure is linked to (i.e. flows towards) the most upstream red river cell which has an elevation of 18: thus, its HAND value is  $25 - 18 = 7$ . This relative height has been used as a proxy for inundation height by various studies (Nobre et al., 2016; Afshari et al., 2018). To derive an inundation map from HAND values, we must define a threshold height  $H_T$ : the flooded area corresponds to all the cells whose HAND value is strictly lower than  $H_T$  (Jafarzadegan and Merwade, 2017).

## 2.2 Model description

MHYST is mostly based on a DEM and its derivatives (drainage map and drainage areas) and on the hydraulic equations describing a steady uniform flow at the reach scale. This means that for a given time step (day in this case), at a given reach, we make the approximation that the flow is constant over time and space (this is obviously a strong simplification that we will discuss later). Table 1 sums up the variables used in the following equations as well as their respective units and interpretations. Table 2 describes the two free parameters of the model. The following equations show the path to build a reach-scale relation between  $H_T$  and the streamflow  $Q$  by calculating, with hydraulic formulas, the discharge value corresponding to a given  $H_T$ . Once this relation is known, the model can easily simulate a hydrological event by inverting the relation, and by searching for the  $H_T$  which corresponds to the given  $Q$  (Fig. 2).

Other variables can be directly calculated from the DEM (Fig. 4): for a given threshold height  $H_T$  at a reach of length  $L$  ( $L$  is a fixed parameter of the model),  $V(H_T)$  is the sum of volumes above all flooded pixels and  $S(H_T)$  is the area occupied by the flooded cells.  $A(H_T)$ , in Eq. (1), is the average cross section area of the flooded reach and it depends on  $V(H_T)$  and on the bankfull cross section area of the channel ( $A_b = h_b \cdot W_b$ , Fig. 3). This variable can also be defined as the

sum of the channel cross section area ( $A_{ch} = A_b + H_T \cdot W_b$ ) and the floodplain cross section area ( $A_{fp} = A(H_T) - A_{ch}$ ).  $B(H_T)$ , in Eq. (2), is the average surface width of the flooded reach, defined similarly from  $S(H_T)$  and  $L$ .

$$A(H_T) = \frac{1}{L} \cdot V(H_T) + A_b = A_{ch} + A_{fp} \quad (1)$$

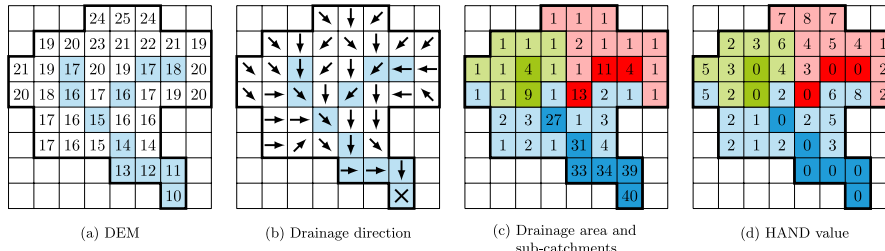
$$B(H_T) = \frac{1}{L} \cdot S(H_T) \quad (2)$$

The only unknown variables in these equations are sub-grid parameters  $h_b$  (bankfull water level) and  $W_b$  (bankfull width), i.e. the bankfull geometry, which cannot be obtained from usual DEMs and are only available from detailed surveys for a small number of rivers. Indeed, in situ bathymetric data are quite scarce and red lasers cannot penetrate the water surface more than a few centimetres, which means that the real elevation of the river bed is mostly not correctly represented in the DEMs. This is why we chose to use downstream hydraulic geometry equations to estimate these geometric parameters, assuming a rectangular channel, the size of which depends on the upstream drainage area (Eqs. 3 and 4). To assess the coefficients  $\alpha$  and  $\beta$ , we used satellite images from the French platform Géoportail in order to link observed bankfull widths and drainage areas. The values found for the Loing catchment are  $\alpha = 0.053$  and  $\beta = 0.822$ . The other coefficients,  $\delta$  and  $\omega$ , were taken from a study by Blackburn-Lynch et al. (2017), which attempted to regionalise these parameters in the US. We used the general values found for the whole set of catchments:  $\delta = 0.27$  and  $\omega = 0.21$ . Although these values probably add uncertainties in the model, they are an accessible way to assess bankfull channel geometry and could still be improved by local bankfull studies when available.

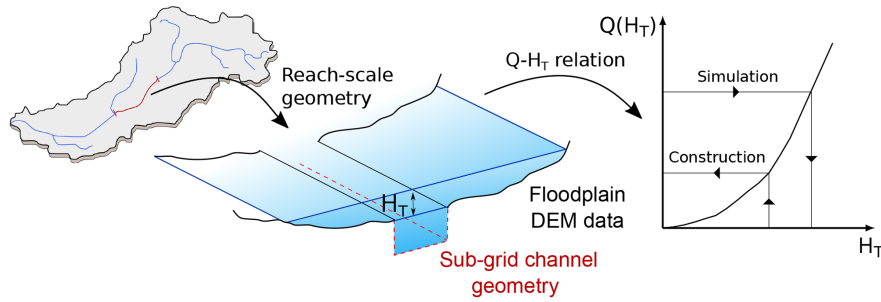
$$W_b = \alpha \cdot A_D^\beta \quad (3)$$

$$h_b = \delta \cdot A_D^\omega \quad (4)$$

The fundamental equations of the MHYST model come from an experimental study by Nicollet and Uan (1979) which defines the DEBORD formulation as in Eqs. (5) to (7). Building on the Manning–Strickler formula, these authors proposed an empirical parameterisation of turbulent momentum exchange between the channel and the floodplain. This formulation expresses the conveyance capacity depending on channel-related and floodplain-related variables. The coefficient  $C$  takes into account the interaction of flows between the fast-flowing channel and the slow-flowing floodplain, as well as the corresponding head losses.



**Figure 1.** Processing of DEM and calculation of the HAND value for a hypothetical catchment.



**Figure 2.** Representation of the model structure: the reach-scale geometry is derived from hydraulic geometry relationships and DEM data and is then used to compute a relation between the threshold height  $H_T$  and the discharge  $Q$ .  $L$  is a fixed characteristic of the reach.

$$D_e = K_{ch} \cdot C \cdot A_{ch} \cdot R_{ch}^{2/3} + K_{fp} \cdot \sqrt{A_{fp}^2 + A_{ch} \cdot A_{fp} \cdot (1 - C^2)} \cdot R_{fp}^{2/3} \quad (5)$$

$$C = \begin{cases} C_0 = 0.9 \cdot \left(\frac{K_{fp}}{K_{ch}}\right)^{1/6} & \text{if } r = \frac{R_{fp}}{R_{ch}} > 0.3 \\ \frac{1 - C_0}{2} \cdot \cos\left(\frac{\pi \cdot r}{0.3}\right) + \frac{1 + C_0}{2} & \text{if } 0 \leq r \leq 0.3 \end{cases} \quad (6)$$

$$Q = D_e \cdot \sqrt{I_f} \quad (7)$$

The streamflow  $Q$  is finally defined from the conveyance capacity and the channel slope, since we hypothesise a uniform flow.  $R_{ch}$  and  $R_{fp}$  can easily be calculated from the assumed reach geometry (Eqs. 8 and 9), which only leaves the Strickler coefficients as unknown variables.

$$R_{ch} = \frac{A_{ch}}{W_b + 2 \cdot h_b} \quad (8)$$

$$R_{fp} = \frac{A_{fp}}{B(H_T) - W_b} \quad (9)$$

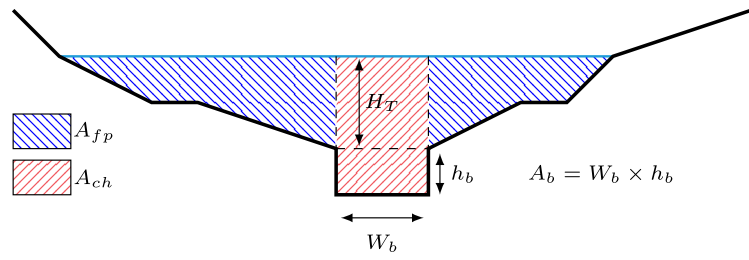
The two Strickler coefficients add 2 degrees of freedom, and  $K_{ch}$  is additionally used to calculate the bankfull flow from the Manning–Strickler formula (Eq. 10).

$$Q_b = K_{ch} \cdot \left(\frac{W_b \cdot h_b}{L_b + 2 \cdot h_b}\right)^{2/3} \cdot \sqrt{I_f} \cdot h_b \cdot W_b \quad (10)$$

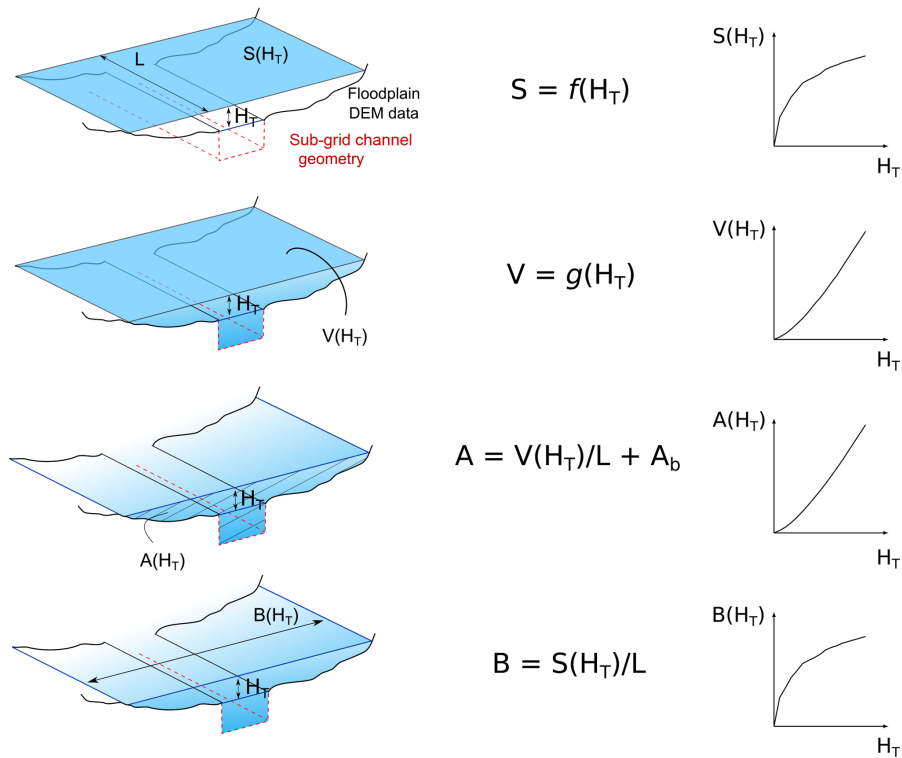
Here, we sum up the procedure, which operates at the reach scale:

1. For a given threshold height  $H_T$ , we use the DEBORD formulation to calculate the corresponding discharge  $Q$ .
2. By repeating the operation for all possible  $H_T$ , we obtain a reach-specific table matching values of  $H_T$  and  $Q$ .
3. When working on an event where only  $Q$  is known, when it is greater than  $Q_b$  (which means that the river overflowed), the model looks for the corresponding  $H_T$  value in the table, by calculating a linear interpolation between two values if necessary, and then assigns to each cell in the subcatchment a flooded height  $h_{\text{flood}} = \max(0; H_T - \text{HAND}_{\text{cell}})$ .

Although this method and that of Zheng et al. (2018) were developed independently, they share a lot of similarities, both using HAND to derive a reach-scale geometry which is used as input for a simplified hydraulic model. However, in addition to HAND, MHYST uses downstream hydraulic geometry relationships to evaluate a sub-grid representation of the channel geometry. The hydraulic model is also different: Zheng et al. (2018) use the Manning–Strickler formula, while MHYST computes streamflow values from the DEBORD formulation.



**Figure 3.** Typical cross section segmentation, with the cross section area of the channel ( $A_{ch}$ ), that of the floodplains ( $A_{fp}$ ) and the bankfull cross section area ( $A_b$ ) which is calculated from the average bankfull height ( $h_b$ ) and width ( $W_b$ ) computed from downstream hydraulic geometry relationships.



**Figure 4.** Representation of the reach-scale geometry derived from HAND and the DEM.  $A(H_T)$  and  $B(H_T)$  are derived from  $V(H_T)$  and  $S(H_T)$  respectively (Eqs. 1 and 2).

**2.3 Boundary conditions**

MHYST can work with either simulated or observed flows. In this paper, observed data from 12 measurement stations of the French HYDRO database (Leleu et al., 2014) were used to create an observed distributed streamflow map by interpolating flows based on drainage area (Eq. 11) for river pixels between outlets:

$$Q = Q_{up} + \frac{A_D - A_{D,up}}{A_{D,down} - A_{D,up}} \times (Q_{down} - Q_{up}), \quad (11)$$

where  $Q$  and  $A_D$  are the streamflow and drainage area of any river cell between two outlets,  $Q_{up}$ ,  $Q_{down}$ ,  $A_{D,up}$  and

$A_{D,down}$  are the direct upstream and downstream outlet discharges and drainage areas. This way, streamflow is coherently interpolated over the network, and then averaged at the reach scale.

**3 Material**

**3.1 Generic data**

In this study, we used a 5 m resolution DEM with a vertical resolution of 0.01 m covering the Loing catchment (Fig. 5) from IGN (the French national institute for geographic information), which was filled and corrected to avoid depressions

**Table 1.** Names, units and interpretations of the variables used in the geometric and hydraulic equations of the MHYST model.

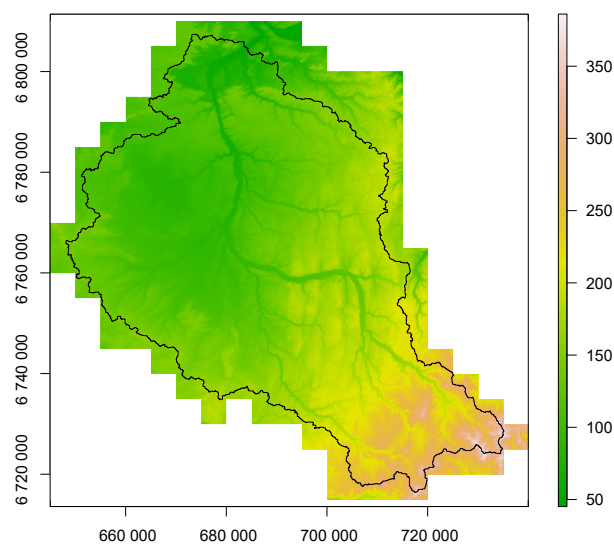
Variable	Unit	Interpretation
$H_T$	m	Threshold height
$V(H_T)$	$m^3$	Volume created by a height $H_T$ over a reach
$S(H_T)$	$m^2$	Flooded area created by a height $H_T$ over a reach
$A(H_T)$	$m^2$	Average cross section area created by a height $H_T$ over a reach
$B(H_T)$	m	Average surface width created by a height $H_T$ over a reach
$Q(H_T)$	$m^3 s^{-1}$	Mean discharge created by a height $H_T$ over a reach
$D_e$	$m^3 s^{-1}$	Conveyance capacity
$A_{ch}$	$m^2$	Cross section area of the channel
$A_{fp}$	$m^2$	Cross section area of the floodplain
$R_{ch}$	m	Hydraulic radius of the channel
$R_{fp}$	m	Hydraulic radius of the floodplain
$I_f$	$m m^{-1}$	Slope of the channel
$h_b$	m	Bankfull water level of the channel
$W_b$	m	Bankfull width of the channel
$A_b$	$m^2$	Bankfull cross section area of the channel
$Q_b$	$m^3 s^{-1}$	Bankfull discharge of the channel
$A_D$	$m^2$	Drainage area upstream a given cell
$L$	m	Target length of a reach (fixed)

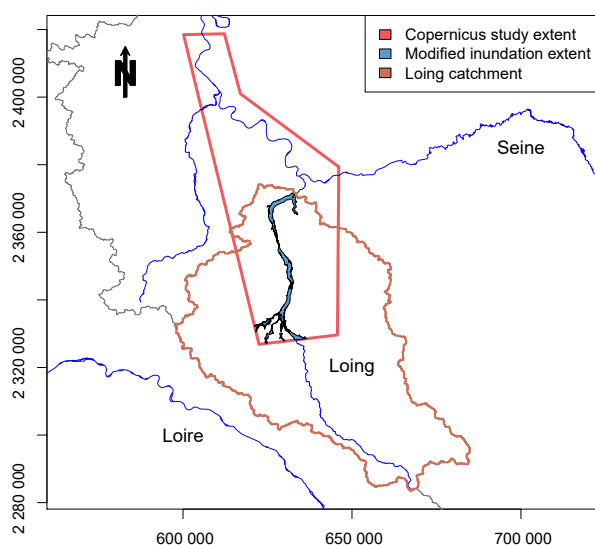
**Table 2.** Names, units and interpretations of the free parameters of MHYST's structure.

Parameter	Unit	Interpretation
$K_{ch}$	$m^{1/3} s^{-1}$	Strickler roughness coefficient for the channel
$K_{fp}$	$m^{1/3} s^{-1}$	Strickler roughness coefficient for the floodplain

and to allow a strict coherence of flow directions, meaning that every pixel flows to the sea. Drainage directions and areas were derived from this DEM and used as model inputs along with elevations. The adaptations and modifications of the DEM were conducted using ESRI ArcGIS 10.3.

Daily observed discharges were obtained from the French HYDRO database (Leleu et al., 2014) and the stations were used to delineate the hydrological network over the catchment. Calibration data for the Loing catchment were obtained from the activation EMSN028 of the Copernicus Emergency Management Service (© 2016 European Union). The original Copernicus study covered a small part of the River Seine and half of the Loing catchment (Fig. 6). However, since the study area and the defined river network were smaller, we cropped the inundation extent to match the study area (Fig. 6). These calibration data are post-processed observed data, meaning that the original maps came from satellite observations but they were then modified to build a more homogeneous inundation extent, i.e. nearby areas whose elevations were below the observed flood level were added to the inundation extent and merged with all the others. The maximum flood extent was then validated by the European Service against reported flood damage and hydrological measurements (SERTIT, 2016).

**Figure 5.** 5 m depressionless DEM used in this study. Elevations go from 45 to 390 m. Corrections have been applied so that each pixel flows to the sea.

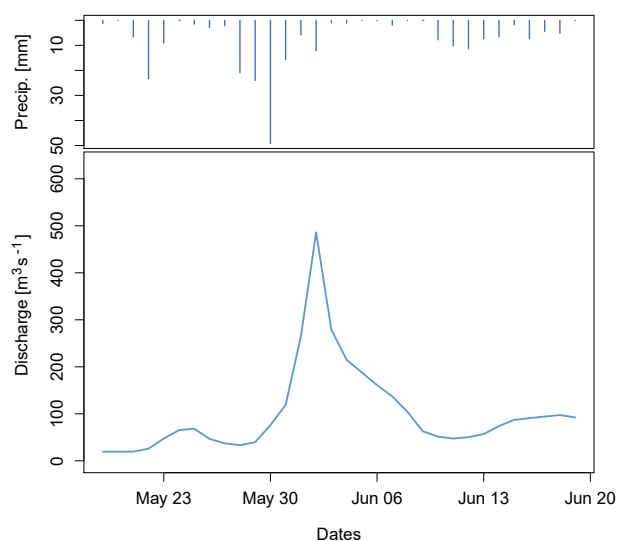


**Figure 6.** Maximum flood extent for the May–June 2016 event over the Loing catchment produced by the Copernicus Emergency Management Service.

### 3.2 Event of May–June 2016

Following an extremely wet month of May (namely the wettest on record for many stations), a heavy rainfall event started on 30 May 2016 over the centre of France, affecting the Upper and Middle Seine basin and the Middle Loire basin. This episode lasted until 6 June and, combined with highly saturated soils due to a series of preceding minor events, led to major flood inundations. Over this period, overall precipitation reached 180 mm in Paris and Orléans, while in some tributaries, such as the River Loing, peak flows largely exceeded those of the record 1910 flood event (Fig. 7). The flood resulted in 4 deaths, 24 people injured and EUR 1.4 billion worth of damage. A total of 1148 cities were declared to be in a state of natural disaster and insurance companies received about 182 000 claims (CCR, 2016).

Since calibration data were available for June 2016 event, we chose to use our model to simulate this episode and compare the results with observations. We conducted this study over the River Loing, tributary to the River Seine, with a catchment covering 3900 km<sup>2</sup>, a mean elevation of 148 m and a mean slope of 0.03 m m<sup>-1</sup>. This catchment was heavily impacted by the flood event and contains a significant proportion of the inundated area, making it a suitable area to carry out the study. Streamflow data were interpolated from measurements, so no hydrological model is involved in this paper.



**Figure 7.** Daily hydrograph of the River Loing at Épisy (3900 km<sup>2</sup>) during the event of June 2016. Overall precipitation reached 130 mm. The peak discharge was the largest ever observed on the catchment and reached about 500 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>.

## 4 Results

### 4.1 Calibration procedure

To assess the model's performance, we used several criteria based on the contingency table in Fig. 8. These scores are presented in detail by Jolliffe and Stephenson (2003) and are defined as a ratio between members of the table where  $n_1$  is the number of hits, i.e. the number of flooded cells correctly forecast;  $n_4$  is the number of pixels correctly forecast as dry;  $n_2$  is the number of false alarms; and  $n_3$  the number of observed flooded cells missed by the model. Table 3 summarises the formulas and the interpretations of each score used in this study.

The POD (probability of detection), which is also called Correct (Alfieri et al., 2014) or M1 (Teng et al., 2015), calculates the percentage of observed inundated pixels intersected by the simulation map. Its main drawback is that it does not take into account the false alarms and thus it can give good results for a clearly overestimating inundation extent. On the contrary, the FAR (false alarm ratio) or M2 (Teng et al., 2015) computes the proportion of cells wrongly flooded by the model. But similarly, if the model does not flood anything, the FAR can reach its optimal value. The critical success index (CSI), also known as Fit,  $F$  index or FAI (Alfieri et al., 2014; Bates and De Roo, 2000; Falter et al., 2015), is a criterion which tries to give an overall performance of the simulation by calculating the percentage of correctly flooded cells above the total number of flooded cells (observed and simulated). In this way, the score is penalised by the over- and underestimation. However, this criterion does not specify if

		Observed	
		Flood	Dry
Model	Flood	Hits ( $n_1$ )	False alarms ( $n_2$ )
	Dry	Misses ( $n_3$ )	Correct negative ( $n_4$ )

**Figure 8.** Contingency table gathering the different scenarios encountered during calibration (the numbers refer to pixels).

the model is over- or underestimating the observed extent. This is why we also looked at the BIAS, which computes the ratio between the number of simulated and observed flooded cells. If it is above 1, the model overestimates, and if it is below 1, it underestimates. However, a value of 1 does not equal a perfect simulation since there may be a balance between the misses and the false alarms.

These ratios are particularly reliable if they are used to compare simulations and exhaustive observations. This is almost the case with Copernicus calibration data, which represent a “maximum flood extent”. However, MHYST outputs are dated, which is not the case for the observed map. This is why all daily simulated inundation extents were merged into one maximum simulated extent, meaning that we did not try to validate the temporal dynamic of the flood, but only aimed to assess its largest area. Thus, the preceding scores will only evaluate MHYST’s ability to reproduce the maximum flood extent.

#### 4.2 Parameterisation

MHYST has two free parameters (Table 2):  $K_{ch}$  (the Strickler roughness coefficient for the channel) and  $K_{fp}$  (the Strickler roughness coefficient for the floodplains). Preliminary studies showed that, for the Loing catchment, a length of 1000 m was a good trade-off between accuracy and computation time; consequently  $L$  was fixed at 1000 m in the rest of this study.  $K_{ch}$  and  $K_{fp}$  values were tested in the range [0.1; 30] in order to explore a wide range of possibilities (121 combinations were tested).

To help make a decision on the optimal parametrisation of the model, we used the following graphs, on which each ( $K_{ch}$ ,  $K_{fp}$ ) couple is characterised by one overall value:

- two contour plots (Fig. 9) showing the impact of  $K_{ch}$  and  $K_{fp}$  for the two main scores (BIAS and CSI);
- a Pareto plot (Fig. 10a) showing the role played by the  $K_{fp}$  parameter in balancing the POD and the FAR;

- a Pareto plot (Fig. 10b) showing that the CSI identifies the best compromises between the POD and the FAR.

Last, to be able to analyse the variability of results between reaches (we have a total of 90 reaches affected by the inundation), we also computed the CSI and BIAS reach by reach, and produced two cumulative distribution plots showing these results (Fig. 11). We found the following:

- The fit criteria are very sensitive to the  $K_{fp}$  value and much less to the  $K_{ch}$  value (Fig. 9): this should not be a surprise given that we deal with the maximum flood extents for calibration, where  $K_{ch}$  only plays a minor role. Remember also that (i) we are modelling a very extreme event ( $T > 500$  years) with substantial overflowing, and (ii) that we are working with a channel geometry derived from hydraulic geometry relationships. All this contributes to making the estimation of the channel roughness coefficient more difficult.
- The CSI clearly shows an optimal zone around  $K_{fp} = 5$  and  $K_{ch} \leq 10 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . The best CSI values (greater than 0.66) correspond to combinations where  $0.1 \leq K_{ch} \leq 10$  with  $K_{fp} = 5$  or  $1 \leq K_{ch} \leq 10$  with  $K_{fp} = 4$ . Given the equifinality, a good way to choose a combination in this range could be to use the most physical one, which, in this case, would be  $K_{ch} = 10$  and  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Indeed, over the catchment, floodplains mainly consist of 44% non-irrigated arable land, 17% broad-leaved forest and 10% pastures with corresponding roughness coefficients reported in the literature of 8, 2 and  $4 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ , respectively (Grimaldi et al., 2010).
- Another way to confirm the validity of this choice ( $K_{ch} = 10$  and  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ ) is to look at how this parametrisation behaves at the reach scale. Given a total of 90 reaches, we can compute the CSI and BIAS criteria for each of them and draw a distribution (Fig. 11): we observe that the “optimal” distribution is unbiased and that it represents a solution among the best available for each percentile, we can thus trust this parametrisation as a relatively “all-terrain” one for the Loing catchment.

Last, Fig. 10 provides a good illustration of how parameter sets interact with the FAR, POD and CSI criteria: choosing from the parameter sets with the best CSI makes it possible to find a compromise between a high POD and a low FAR.

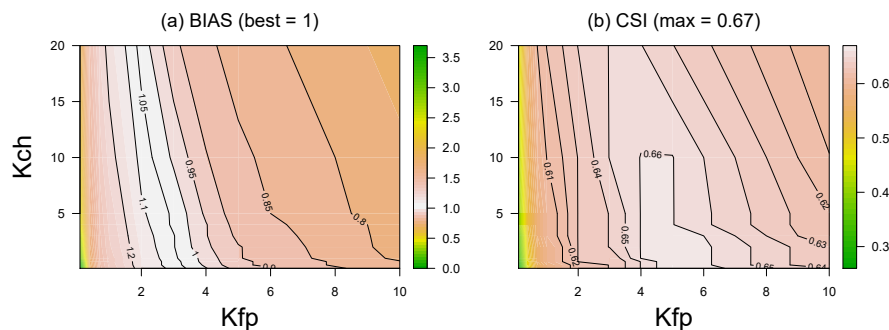
#### 4.3 Model behaviour

Figures 12 to 14 provide a further illustration with a coloured classification of each reach depending on its CSI and BIAS value. A total of 11 regions are highlighted and numbered because of their poor performance. The reasons of why MHYST was not able to reproduce the inundation extent in these regions are explained below.



**Table 3.** Table of forecast scores used to assess the performance of a flood simulation. All criteria are based on the contingency table (Fig. 8) and reflect one characteristic of the model. Taken together, they provide a comprehensive analysis of the model’s behaviour.

Score	Ratio	Range	Perfect score	Characteristics
Bias (BIAS)	$\frac{n_1+n_2}{n_1+n_3}$	$[0, +\infty)$	1	Measures the overestimation (BIAS > 1) and underestimation (BIAS < 1) of the model.
False alarm ratio (FAR)	$\frac{n_2}{n_1+n_2}$	$[0, 1]$	0	Fraction of flooded pixels that were actually observed to be dry. Ignores misses.
Probability of detection (POD)	$\frac{n_1}{n_1+n_3}$	$[0, 1]$	1	Proportion of flooded cells intersected by the model. Ignores false alarms.
Critical success index (CSI)	$\frac{n_1}{n_1+n_2+n_3}$	$[0, 1]$	1	Counts the number of correct flooded cells, while penalising overestimation (false alarms) and underestimation (misses).

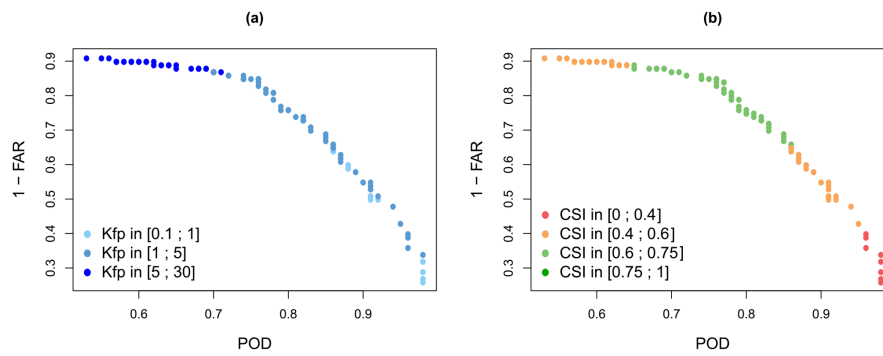


**Figure 9.** Forecast scores obtained by the model on the River Loing versus Copernicus data for all the parameter values tested, (a) BIAS contour lines and (b) CSI contour lines for various values of  $K_{ch}$  and  $K_{fp}$ .

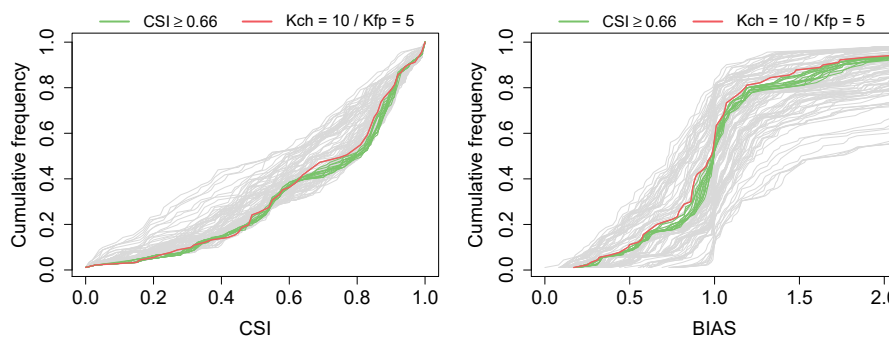
1. For the downstream-most part of the Loing (Fig. 12), the reaches are red or orange because this area is only partially covered by the observation, which stops just after the confluence with the small tributary.
2. The small tributary (Fig. 12) is mainly red or orange for various reasons: downstream, at the confluence, the DEM is full of small high-elevation zones (not corrected in the DEM) which the model cannot reach, thus degrading the simulation. Along the tributary, the reason can be either the observed discharge values which seem small compared to the rest of the catchment or simply the effective geometry defined by the model, which does not correspond to the actual one. Finally, the upstream part of the tributary is not covered by the observation, which stops in the middle of what MHYST simulated. However, the study zone defined by the Copernicus Emergency Management Service goes further, so we cannot know whether it was not flooded or whether the service did not map this part because it was too insignificant.
3. The orange part in the middle of the BIAS map (Fig. 12) is due to the railway tracks which act like a wall in

- the DEM, preventing the model from reaching the other side (from east to west), where a small tributary, which looks like a partly subterranean urban stream, overflowed in its open air part.
4. Finally, the red and orange zones in the south of the presented map (Fig. 12) correspond to a part of the river where the Loing man-made waterway plays a major role, running parallel with the main river. This configuration is difficult for MHYST because we only consider the main river, defined by the DEM, with an effective reach-scale geometry and we cannot take into account such specificities, which would require a 2-D hydraulic model.
5. The area identified (Fig. 13) shows a slight underestimation leading to a moderate CSI. This issue can be explained by a motorway which is represented in the DEM by a more elevated area. This motorway separates the reach into two parts linked by artificial openings made by the producers of the DEM. This and the Loing waterway and another road act as dikes that prevent the model from reaching a further part of the reach. The pa-





**Figure 10.** Pareto diagram for two forecast scores, POD and FAR.  $1 - \text{FAR}$  is used so that each criterion evolves in the same way, (a) distribution of  $K_{fp}$  values and (b) distribution of CSI values according to POD and  $1 - \text{FAR}$ .



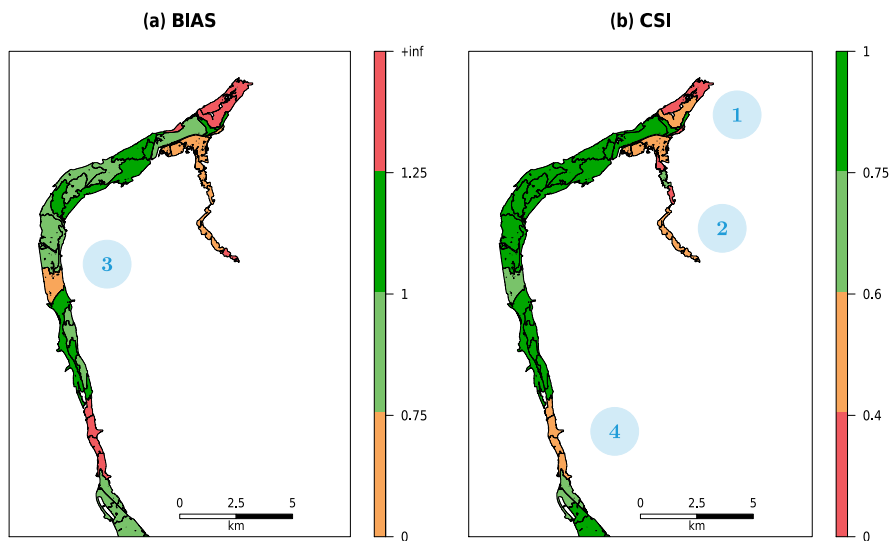
**Figure 11.** Cumulative frequency of CSI and BIAS values for all combinations of parameters and for the 90 affected reaches. Green lines correspond to the best combinations identified in Fig. 9 while the red line refers to the physical parametrisation. The other parameters are displayed in grey.

parameterisation of the model is not suitable to address this difficulty.

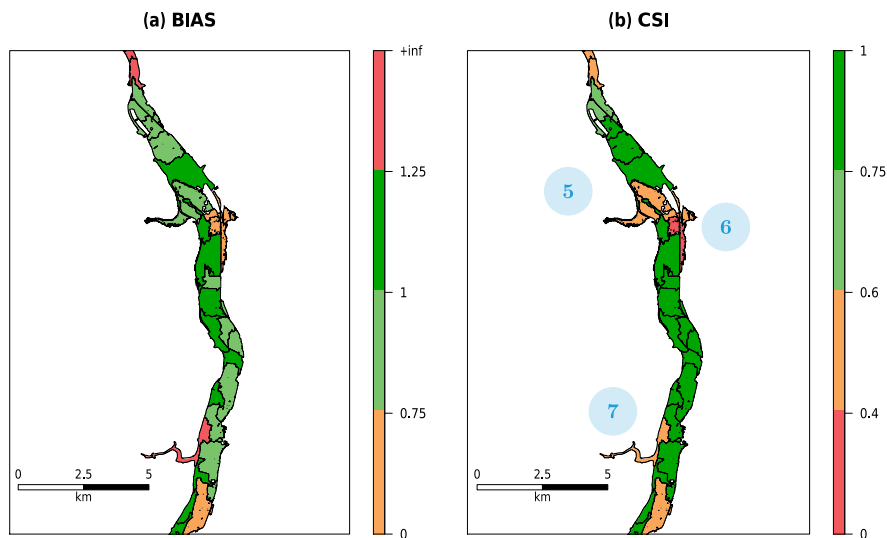
6. Similarly to the previous area (Fig. 13), a railway crosses the DEM from north to south with only one opening for the water. Given the parameterisation of the model, it is not possible to go over the railway to flood the missed area.
7. In that case (Fig. 13), the model clearly overestimates the flood. The water fills a depression which looks like a tributary but is only a thalweg. Once more, the parameterisation of the model does not provide an adequate representation of this reach.
8. In this area (Fig. 14), MHYST underestimates the inundation extent due to a road that works like a dike. However, with another parameterisation, the model would be able to provide enough water to go over the road.
9. In the western part of the upstream area (Fig. 14), MHYST overestimates the flood because it is a relatively flat zone. The exceeding water, still due to the parameterisation, is thus spread over the area.

10. This area (Fig. 14) is special because the overestimation of MHYST is due to a non-continuous observation map, creating large parts of reaches that are observed to be dry. However, since MHYST works at the reach scale, it necessarily floods the whole river reach. Moreover, one tributary, the Solin, is not defined in the hydrographic network used by the model, because no observed discharges were available, whereas it appears in the observed map, leading to an underestimation of the flooded area.
11. The most upstream part of the simulated area (Fig. 14) suffers from an excess of water and a non-continuous observation, leading to similar effects. Moreover, several elevated roads appear in the DEM and force the model to flood the area using artificial openings across the roads.

In order to complete our interpretation of MHYST behaviour, we conducted two sensitivity analyses, one with the Morris method (Morris, 1991) and the other with the Sobol method (Sobol, 2001, details can be found in Appendix A). We chose to assess the effect of six potential parameters,  $K_{ch}$ ,  $K_{fp}$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\delta$  and  $\omega$ , that may play a major role in the com-



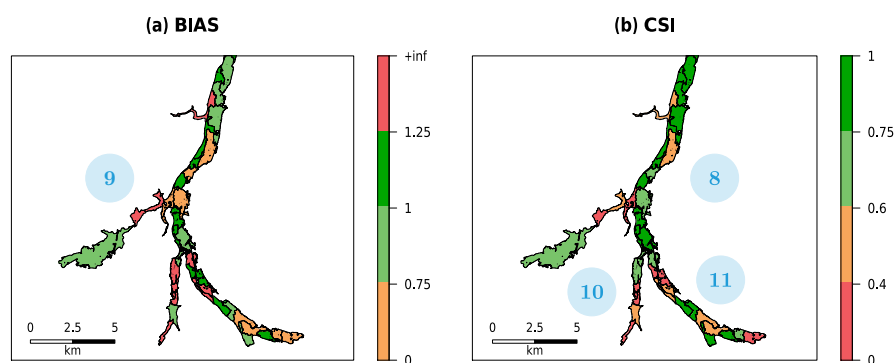
**Figure 12.** Reach-scale performance of (a) BIAS and (b) CSI for the physical combination of parameters,  $K_{ch} = 10$  and  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ , for the downstream part of the catchment. Criteria values have been categorised as follows: excellent (dark green), good (green), average (orange) and poor (red). The black lines delineate the reaches. Locations 1 to 4 correspond to areas where the model struggles to reproduce the observation (orange and/or red zones).



**Figure 13.** Reach-scale performance of (a) BIAS and (b) CSI for the physical combination of parameters,  $K_{ch} = 10$  and  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ , for the centre part of the catchment. Criteria values have been categorised as follows: excellent (dark green), good (green), average (orange) and poor (red). The black lines delineate the reaches. Locations 5 to 7 correspond to areas where the model struggles to reproduce the observation (orange and/or red zones).

putation of  $H_T-Q$  relationships. In both analyses, we found that  $\omega$ , which parameterises the regionalisation of bankfull heights, has the most substantial effect on the performance and that, surprisingly,  $K_{fp}$  has no influence at all. As a matter of fact, when we conducted the Sobol analysis with fixed hydraulic geometry parameters, we showed that  $K_{fp}$  is con-

siderably more influential than  $K_{ch}$ . We concluded that the previous results were due to the fact that these sensitivity analyses explore the parameter space in detail, and even with reasonable boundaries, they can reach values that may not be consistent with the characteristics of the catchment studied.



**Figure 14.** Reach-scale performance of (a) BIAS and (b) CSI for the physical combination of parameters,  $K_{ch} = 10$  and  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ , for the upstream part of the catchment. Criteria values have been categorised as follows: excellent (dark green), good (green), average (orange) and poor (red). The black lines delineate the reaches. Locations 8 to 11 correspond to areas where the model struggles to reproduce the observation (orange and/or red zones).

#### 4.4 Influence of the DEM resolution

It is possible to assess the sensitivity to the DEM in two ways: first by aggregating our DEM from 5 m to various resolutions (10, 25, 50 and 100 m) and then by changing the source of the DEM. Figure 15 provides the CSI scores obtained by the model while changing the resolution. It shows that the resolution has relatively little effect on the optimal value, which varies between 0.65 and 0.69. However, the position of this optimal, i.e. the combination of parameters ( $K_{ch}$  and  $K_{fp}$ ) leading to it, changes. We can also see that for some resolutions, such as 25 or 50 m, the equifinality zone is much smaller than the one for the 100 m resolution, for example. If we also look at the “physical” set of parameters we previously identified ( $K_{ch} = 10$  and  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ ), we can see that the CSI reached by the model for this combination varies between the resolutions. Nevertheless, the result still seems satisfying, so it could be used as a “default” parameterisation, for instance for ungauged catchments. But this should be tested on other catchments with observed data to lead to a more comprehensive conclusion.

Before using the RGE 5 m DEM from IGN, we tried to use the 25 m EU-DEM from the European Environment Agency, and it showed poorer results, because it was not precise enough. Figure 16 shows the evolution of CSI for the same combinations of parameters as before. We see that the best combinations of parameters only lead to a 0.53 maximal CSI, which is more than 10 points below what we can obtain with the RGE DEM. There is also strictly no connection between the best values of BIAS and those of CSI, the latter being obtained for a clear overestimation of the flood extent (BIAS  $\sim 1.5$ ). These results are due to the lack of precision of the EU-DEM, which does not distinguish the channel from the floodplain, leading to a 2 km wide channel in some parts of the river.

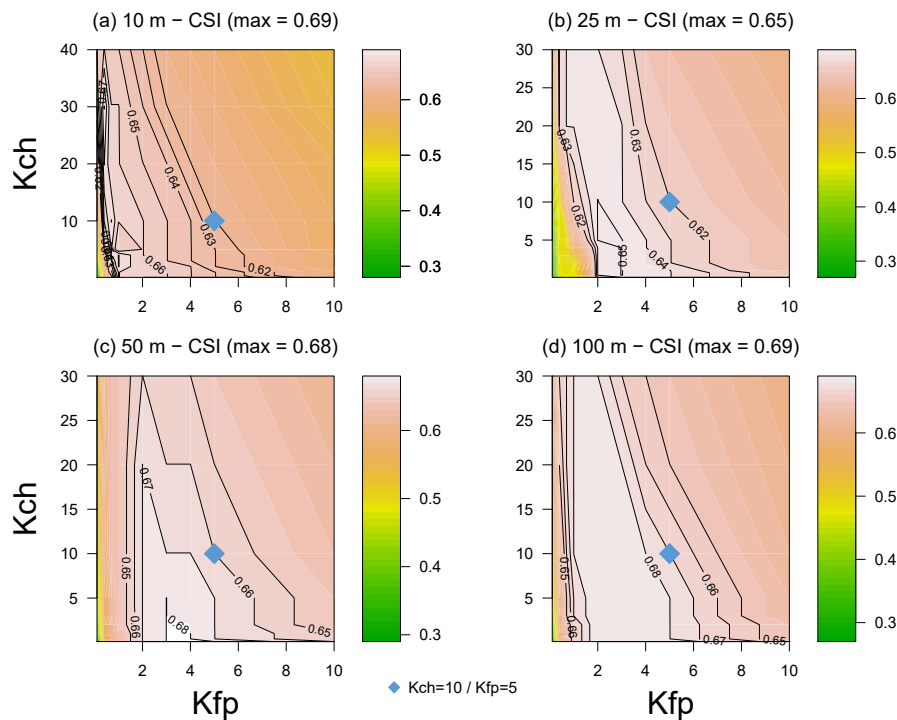
#### 5 Conclusions and outlooks

The objective of this paper was to present and validate a simple hydraulic model for rapid inundation mapping in data-scarce areas. MHYST is based on DEM analyses and simple hydraulic equations, creating a reach-scale relation between the average discharge and the average “height above nearest drainage” which can then be used to simulate any event, past or future, as long as streamflow information (observed or simulated) is available. This model was calibrated against an observed exceptional flood which occurred in 2016 on the Loing River near Paris and showed results that are certainly not perfect, but from our point of view and for our objectives quite encouraging. Furthermore, we compared our methodology with the traditional HAND approach, using a single threshold height of 4 m (measured height at the outlet) for the whole catchment. The simple HAND model reached CSI = 0.49, BIAS = 1.55, POD = 0.84 and FAR = 0.46. It is clearly penalised by the overestimation (almost 50% of false alarms), which is not surprising according to other studies (Nobre et al., 2016).

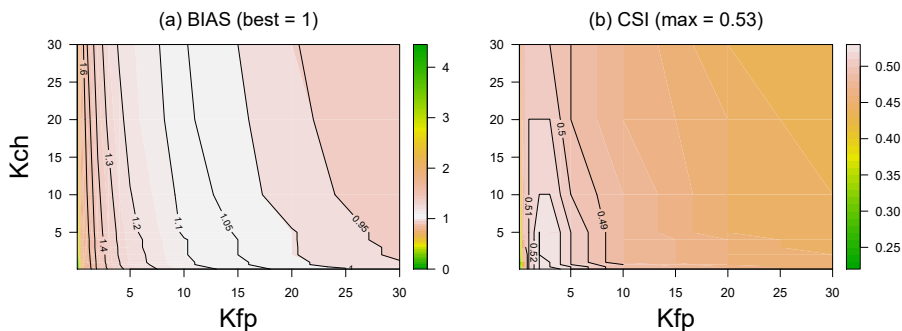
The simple structure of MHYST allows it to be used almost anywhere with few data and only two parameters. The model can, however, be used in first approximation, when a lack of time and data restrains the use of a more complex method.

For the sake of honesty, we would like to specify the theoretical limits of the MHYST approach:

- The model equations were solved by using the hypothesis of a reach-scale steady uniform flow (probably one of the most simplifying assumptions one can make). This simplification is probably too extreme for highly complex situations, especially in the presence of dikes and bridges. Indeed, on the one hand, the DEM resolution is too coarse to precisely take into account hydraulic structures, and on the other hand, the DEBORD



**Figure 15.** CSI scores obtained by the model on the River Loing versus Copernicus data for all the parameter values tested and for various resolutions of the DEM, aggregated from the 5 m resolution DEM: (a) 10 m, (b) 25 m, (c) 50 m and (d) 100 m.



**Figure 16.** (a) BIAS and (b) CSI scores obtained by the model on the River Loing versus Copernicus data for all the parameter values tested and for another source of data: EU-DEM.

formulation is not sufficient to describe the interaction between the flow and these structures.

- The DEM is a critical part of the model, because geometrical relationships and variables are directly related to the shape and distribution of elevations. Another DEM was actually tested as model input and showed much poorer results.
- Moreover, since the channel geometry was unknown, hydraulic geometry equations were used to assess bankfull height and width, with fixed parameters from another study in the case of height, which may not be the

optimum for this catchment, adding its share of uncertainty.

- Finally, there is at this point no continuity equation between reaches, since the calculations were made for each reach separately. Uncertainties may therefore be higher in areas around connection points between reaches, especially if it is a confluence of rivers. One way to address this issue could be to add a continuity equation between the reaches, which might increase the overall coherence of the flood. However, at this point of the development of the model, we have not included this specificity.

Thus, the maps produced by MHYST should be seen as a maximum extent of the flood which can be used as a first and rapid estimation. To further test this approach, we consider that attention should first be given to the following: assessing the impact of the DEM choice, resolution and quality; testing the approach on a range of (less extreme) events and catchments, to better assess the range and stability of its parameters and performance; and improving the treatment of possible discontinuities between reaches.

*Data availability.* The IGN DEM cannot be freely downloaded. Copernicus Emergency Management Service data and the corresponding report can be downloaded at <http://emergency.copernicus.eu/mapping/list-of-components/EMSN028> (last access: 20 November 2018). French observed discharges can be downloaded at <http://hydro.eaufrance.fr/indexd.php> (last access: 20 November 2018).

## Appendix A: Sensitivity analysis

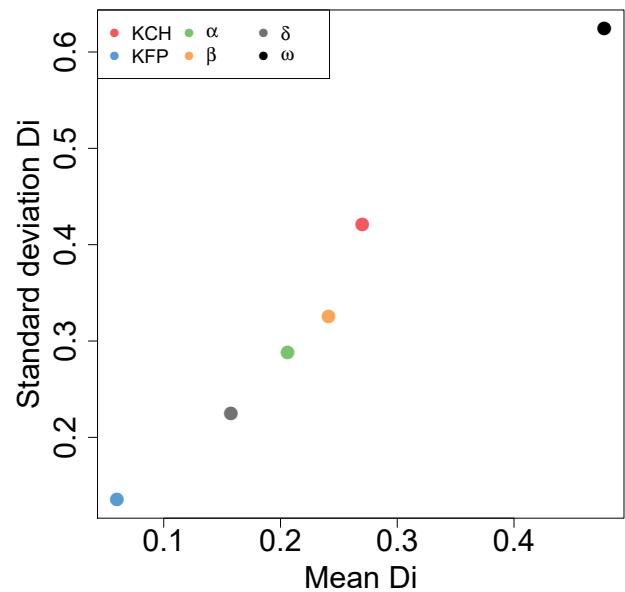
In order to assess the sensitivity of the model to its main parameters ( $K_{fp}$ ,  $K_{ch}$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\omega$ ,  $\delta$ ), we conducted two sensitivity analyses, using different but complementary well-known methods: Morris (Morris, 1991) and Sobol (Sobol, 2001).

### A1 Morris method

The Morris method (Morris, 1991) provides a qualification of the effect a parameter can have on the outputs. It is a OAT (one-at-a-time) methodology, which means that the effect of a parameter is measured by changing its value by adding  $\pm\Delta$  without modifying the other parameters and by comparing the outputs. In order to provide a relevant analysis, we generated 160 sets of parameters, using the Latin hypercube sampling method, which acts as starting points from where the Morris method can assess the significance of parameters by changing their values one-at-a-time. Thus, more than 1000 simulations are needed to conduct the analysis. By using the 5 m resolution DEM we used in this paper, this study would take several days, if not weeks, to complete. But since we showed that the performance of MHYST did not really change with the resolution, we chose to use a coarser version of our DEM, which was aggregated at a 50 m resolution, by simply averaging the elevations, allowing us to complete this sensitivity analysis in only a few hours. For each permutation and for each parameter,  $D_i$ , the difference in CSI divided by the computing step, is calculated. The results in terms of means and standard deviations are presented in Fig. A1. The analysis shows that the model is very sensitive to changes of  $\omega$ , the exponent in the calculation of the regionalised bankfull width ( $W_b$ ). The most surprising part of the analysis is the fact that  $K_{fp}$  has little or no effect on the model, while  $K_{ch}$  has a moderate effect. This is contradicted by Fig. 9, which clearly shows that for a given value of  $K_{fp}$ , the CSI value varies only slightly for a  $K_{ch}$  between 0.1 and 20.  $K_{fp}$  is, contrary to what the Morris analysis shows, a significant parameter of the model, particularly in a major overflowing event such as the one studied here, where the channel only represents a fraction of the water.

The problem might be that despite the use of a Latin hypercube sampling method, the “good” values of the parameters never meet, i.e. when  $\omega$  has a sensible value,  $K_{fp}$  has not and vice versa. And of course, if the  $\omega$  value does not coherently represent the channel, the model is not able to conduct a correct simulation (i.e. little or no flooding), leading to little or no influence of the  $K_{fp}$  parameter.

Moreover, the issue with sensitivity analyses such as the Morris method is that the results can be very different depending on the catchment or the event modelled. Indeed, if the water is concentrated in the channel part for a very steep catchment, a very flat one will on the contrary rely on the floodplains, and so the parameterisation of the model will add more value to  $K_{ch}$  or  $K_{fp}$ . Thus, the conclusions one can



**Figure A1.** Results of the Morris method applied to MHYST with a 50 m resolution DEM on the Loing catchment for the six parameters ( $K_{fp}$ ,  $K_{ch}$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\omega$ ,  $\delta$ ).

make by interpreting one analysis of an example do not necessarily reflect the global behaviour of the model.

### A2 Sobol method

The Sobol method (Sobol, 2001) is a variance-based sensitivity analysis which aims to compute the fraction of the variance that can be attributed to each parameter. For this study,  $2 \times 500$  sets of parameters were randomly chosen with a Latin hypercube sampling method, thus creating two  $500 \times 6$  matrices,  $\mathbf{X}_A$  and  $\mathbf{X}_B$ . Each column of  $\mathbf{X}_A$  has sequentially been substituted by a column of  $\mathbf{X}_B$ , corresponding to one of the six parameters, leading to six other matrices. In order to limit the computation time, the interaction of several parameters (i.e. substituting two or more columns of  $\mathbf{X}_A$  by those of  $\mathbf{X}_B$ ) has not been assessed. Indeed, MHYST has been launched with the 4000 sets of parameters, with a resolution of 50 m, which takes longer than the Morris method that only needed about a thousand simulations. The first-order Sobol indices  $S_i$ , which indicate the contribution of one parameter to the total variance, and the total-effect indices  $S_{-i}$ , which calculate the total contribution of one parameter to the variance, including the possible interactions between parameters, have been computed. Then, with a bootstrap re-sampling method, the distributions of  $S_i$  and  $S_{-i}$  have been assessed, allowing several characteristics such as the bias to be computed, the standard deviation and the confidence intervals.

The results of this analysis are presented in Table A1 for  $S_i$  and Table A2 for  $S_{-i}$ . The first-order indices confirm parts of what was concluded from the Morris analysis, interpreting

$\omega$  as the most influential parameter,  $K_{ch}$  and  $\alpha$  as moderately influential and  $K_{fp}$  as not influential, despite the observations we made in the article when we calibrated the parameters. The total-effect indices complete the analysis and confirm the conclusions we made with the Morris method, adding  $\beta$  to the list of influential parameters.

The distributions of  $S_i$  and  $S_{-i}$  show that the values calculated are not biased, but the 95 % confidence interval is rather large, which means that in some cases, the interpretation may differ. This might explain why when we set values for all downstream hydraulic geometry equations parameters ( $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\delta$ ,  $\omega$ ) from regionalised studies or observations,  $K_{fp}$  has a greater influence which is not highlighted by the sensitivity analyses. These methodologies (Morris, Sobol) indeed explore the parameter space in detail, and even with reasonable boundaries, they can reach values that may not be consistent with the characteristics of the catchment studied. Another limitation is the fact that these analyses are only valid for this particular example (the Loing catchment and the event of May–June 2016). They should ideally be used with a larger set of catchments and events to be reliably trusted.

In order to understand why Morris and Sobol give, contrary to our initial expectation, so little importance to  $K_{fp}$ , we conducted a quick Sobol analysis with fixed hydraulic geometry parameters, i.e. we considered the  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\delta$  and  $\omega$  values used in the original study and only made  $K_{ch}$  and  $K_{fp}$  vary. This time, the results confirm what we observed:  $S_{K_{ch}} = 0.15$  and  $S_{K_{fp}} = 0.85$ , which means that  $K_{fp}$  is a major parameter in our situation, and that  $K_{ch}$  has a smaller role.

The hydraulic geometry parameters are clearly important, but if they are fixed to legitimate values estimated by observations or tables of regionalised values, their impact becomes minor in front of the Strickler coefficients.

**Table A1.** Sobol first-order indices for the six parameters of MHYST. Confidence interval is denoted as conf. int. here.

Parameter	$S_i$ value	Bias	Standard error	Min. conf. int.	Max. conf. int.
$K_{ch}$	0.121	0.004	0.193	-0.149	0.392
$K_{fp}$	0.043	-0.004	0.065	-0.071	0.156
$\alpha$	0.158	0.013	0.205	-0.200	0.517
$\beta$	0.077	0.013	0.166	-0.187	0.341
$\delta$	0.015	-0.0001	0.082	-0.116	0.146
$\omega$	0.417	0.044	0.238	0.009	0.825

**Table A2.** Sobol total-effect index for the six parameters of MHYST. Confidence interval is denoted as conf. int. here.

Parameter	$S_{-i}$ value	Bias	Standard error	Min. conf. int.	Max. conf. int.
$K_{ch}$	0.201	0.013	0.135	-0.007	0.410
$K_{fp}$	0.009	-0.00007	0.085	-0.139	0.157
$\alpha$	0.238	-0.002	0.156	-0.038	0.514
$\beta$	0.167	0.001	0.128	-0.054	0.389
$\delta$	0.047	-0.001	0.068	-0.060	0.156
$\omega$	0.476	-0.003	0.22	0.120	0.832



*Author contributions.* The model presented in this paper was developed and analysed by CR during his PhD work. He also wrote the paper, which was corrected by VA and NLM.

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

*Acknowledgements.* The first author was funded by a grant from the AXA Research Fund. Thanks are extended to Rafal Zielinski, who helped us access data from the Copernicus Emergency Management Service. We would also like to thank the AXA Global P&C research team for their advice and our discussions on the development of simple conceptual inundation models. The MHYST model was developed using R (R Core Team, 2015) and GFortran, Gnu compiler collection (gcc) Version 4.9.2.

Edited by: Roger Moussa

Reviewed by: Renata Romanowicz and one anonymous referee

## References

- Afshari, S., Tavakoly, A. A., Rajib, M. A., Zheng, X., Folum, M. L., Omranian, E., and Fekete, B. M.: Comparison of new generation low-complexity flood inundation mapping tools with a hydrodynamic model, *J. Hydrol.*, 556, 539–556, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.11.036>, 2018.
- Alfieri, L., Salamon, P., Bianchi, A., Neal, J., Bates, P., and Feyen, L.: Advances in pan-European flood hazard mapping, *Hydrol. Process.*, 28, 4067–4077, <https://doi.org/10.1002/hyp.9947>, 2014.
- Bates, P. D. and De Roo, A. P. J.: A simple raster-based model for flood inundation simulation, *J. Hydrol.*, 236, 54–77, [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00278-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00278-X), 2000.
- Bates, P. D., Horritt, M. S., and Fewtrell, T. J.: A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modelling, *J. Hydrol.*, 387, 33–45, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.027>, 2010.
- Biancamaria, S., Bates, P. D., Boone, A., and Mognard, N. M.: Large-scale coupled hydrologic and hydraulic modelling of the Ob river in Siberia, *J. Hydrol.*, 379, 136–150, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.09.054>, 2009.
- Blackburn-Lynch, W., Agouridis, C. T., and Barton, C. D.: Development of Regional Curves for Hydrologic Landscape Regions (HLR) in the Contiguous United States, *J. Am. Water Resour. As.*, 53, 903–928, <https://doi.org/10.1111/1752-1688.12540>, 2017.
- CCR: Inondations de mai-juin 2016 en France – Modélisation de l'aléa et des dommages, Tech. rep., Service R&D modélisation – Direction des Réassurances & Fonds Publics, 2016.
- Falter, D., Dung, N., Vorogushyn, S., Schröter, K., Hundedcha, Y., Kreibich, H., Apel, H., Theisselmann, F., and Merz, B.: Continuous, large-scale simulation model for flood risk assessments: proof-of-concept: Large-scale flood risk assessment model, *J. Flood Risk Manag.*, 9, 3–21, <https://doi.org/10.1111/jfr3.12105>, 2014.
- Falter, D., Schröter, K., Dung, N. V., Vorogushyn, S., Kreibich, H., Hundedcha, Y., Apel, H., and Merz, B.: Spatially coherent flood risk assessment based on long-term continuous simulation with a coupled model chain, *J. Hydrol.*, 524, 182–193, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.02.021>, 2015.
- Gouldby, B., Sayers, P., Mulet-Marti, J., Hassan, M. A. A. M., and Benwell, D.: A methodology for regional-scale flood risk assessment, *Water Management*, 161, 169–182, <https://doi.org/10.1680/wama.2008.161.3.169>, 2008.
- Grimaldi, S., Petroselli, A., Alonso, G., and Nardi, F.: Flow time estimation with spatially variable hillslope velocity in ungauged basins, *Adv. Water Res.*, 33, 1216–1223, <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2010.06.003>, 2010.
- Horritt, M. S. and Bates, P. D.: Effects of spatial resolution on a raster based model of flood flow, *J. Hydrol.*, 253, 239–249, [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00490-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00490-5), 2001.
- Horritt, M. S. and Bates, P. D.: Evaluation of 1D and 2D numerical models for predicting river flood inundation, *J. Hydrol.*, 268, 87–99, [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00121-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00121-X), 2002.
- Hunter, N. M., Horritt, M. S., Bates, P. D., Wilson, M. D., and Werner, M. G. F.: An adaptive time step solution for raster-based storage cell modelling of floodplain inundation, *Adv. Water Res.*, 28, 975–991, <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.03.007>, 2005.
- Jafarzadegan, K. and Merwade, V.: A DEM-based approach for large-scale floodplain mapping in ungauged watersheds, *J. Hydrol.*, 550, 650–662, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.04.053>, 2017.
- Jolliffe, I. T. and Stephenson, D. B.: *Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science*, John Wiley & Sons, Chichester, 2003.
- Le Bihan, G., Payrastré, O., Gaume, E., Moncoulon, D., and Pons, F.: The challenge of forecasting impacts of flash floods: test of a simplified hydraulic approach and validation based on insurance claim data, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 5911–5928, <https://doi.org/10.5194/hess-21-5911-2017>, 2017.
- Leleu, I., Tonnelier, I., Puechberty, R., Gouin, P., Viquendi, I., Cobos, L., Foray, A., Baillon, M., and Ndimba, P.-O.: La re-fonte du système d'information national pour la gestion et la mise à disposition des données, *La Houille Blanche*, 1, 25–32, <https://doi.org/10.1051/lhb/2014004>, 2014.
- Leopold, L. B. and Maddock, T.: *The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications*, Tech. Rep., 252, Washington, 1953.
- McGrath, H., Bourgon, J.-F., Proulx-Bourque, J.-S., Nastev, M., and Abo El Ezz, A.: A comparison of simplified conceptual models for rapid web-based flood inundation mapping, *Nat. Hazards*, 93, 905–920, <https://doi.org/10.1007/s11069-018-3331-y>, 2018.
- Morales-Hernández, M., Petaccia, G., Brufau, P., and García-Navarro, P.: Conservative 1D–2D coupled numerical strategies applied to river flooding: The Tiber (Rome), *Appl. Math. Model.*, 40, 2087–2105, <https://doi.org/10.1016/j.apm.2015.08.016>, 2016.
- Morris, M. D.: Factorial Sampling Plans for Preliminary Computational Experiments, *Technometrics*, 33, 161–174, <https://doi.org/10.2307/1269043>, 1991.
- Moussa, R. and Cheviron, B.: Modeling of Floods – State of the Art and Research Challenges, in: *Rivers – Physical, Fluvial and Environmental Processes*, edited by: Rowiński, P. and Radecki-

- Pawlik, A., 169–192, Springer International Publishing, Cham, [https://doi.org/10.1007/978-3-319-17719-9\\_7](https://doi.org/10.1007/978-3-319-17719-9_7), 2015.
- Neal, J., Schumann, G., and Bates, P.: A subgrid channel model for simulating river hydraulics and floodplain inundation over large and data sparse areas, *Water Resour. Res.*, 48, W11506, <https://doi.org/10.1029/2012WR012514>, 2012.
- Nicollet, G. and Uan, M.: Écoulements permanents à surface libre en lits composés, *La Houille Blanche*, 1, 21–30, <https://doi.org/10.1051/lhb/1979002>, 1979.
- Nobre, A. D., Cuartas, L. A., Hodnett, M., Rennó, C. D., Rodrigues, G., Silveira, A., Waterloo, M., and Saleska, S.: Height Above the Nearest Drainage – a hydrologically relevant new terrain model, *J. Hydrol.*, 404, 13–29, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.03.051>, 2011.
- Nobre, A. D., Cuartas, L. A., Momo, M. R., Severo, D. L., Pinheiro, A., and Nobre, C. A.: HAND contour: a new proxy predictor of inundation extent: Mapping Flood Hazard Potential Using Topography, *Hydrol. Process.*, 30, 320–333, <https://doi.org/10.1002/hyp.10581>, 2016.
- Pons, F., Delgado, J.-L., Guero, P., and Berthier, E.: EXZECO: A GIS and DEM based method for pre-determination of flood risk related to direct runoff and flash floods, in: 9th International Conference on Hydroinformatics, 7–11 September, Tianjin, China, 2010.
- Rennó, C. D., Nobre, A. D., Cuartas, L. A., Soares, J. V., Hodnett, M. G., Tomasella, J., and Waterloo, M. J.: HAND, a new terrain descriptor using SRTM-DEM: Mapping terra-firme rain-forest environments in Amazonia, *Remote Sens. Environ.*, 112, 3469–3481, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.03.018>, 2008.
- Schumann, G. J.-P., Neal, J. C., Voisin, N., Andreadis, K. M., Pappenberger, F., Phanthuwongpakdee, N., Hall, A. C., and Bates, P. D.: A first large-scale flood inundation forecasting model: Large-Scale Flood Inundation Forecasting, *Water Resour. Res.*, 49, 6248–6257, <https://doi.org/10.1002/wrcr.20521>, 2013.
- SERTIT: EMSN-028 Flood delineation and damage assessment, France, Technical Report, 2016.
- Sobol, I. M.: Global sensitivity indices for nonlinear mathematical models and their Monte Carlo estimates, *Math. Comput. Simulat.*, 55, 271–280, 2001.
- Speckhann, G. A., Borges Chaffe, P. L., Fabris Goerl, R., Abreu, J. J. d., and Altamirano Flores, J. A.: Flood hazard mapping in Southern Brazil: a combination of flow frequency analysis and the HAND model, *Hydrol. Sci. J.*, 63, 87–100, <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1409896>, 2018.
- Teng, J., Vaze, J., Dutta, D., and Marvanek, S.: Rapid Inundation Modelling in Large Floodplains Using LiDAR DEM, *Water Resour. Manage.*, 29, 2619–2636, <https://doi.org/10.1007/s11269-015-0960-8>, 2015.
- Zheng, X., Tarboton, D. G., Maidment, D. R., Liu, Y. Y., and Passalacqua, P.: River channel geometry and rating curve estimation using height above the nearest drainage, *J. Am. Water Resour. As.*, 54, 785–806, <https://doi.org/10.1111/1752-1688.12661>, 2018.

## Annexe F

# Application de MHYST à l'évènement de novembre 1994 sur le bassin de l'Hérault

L'application de MHYST aux cas de la crue du Loing de juin 2016 et celle de la Seine de janvier 1910 a donné des résultats particulièrement encourageants. En effet, malgré sa simplicité, le modèle s'est montré capable de reproduire en grande partie les surfaces inondées observées, mais il nécessite encore d'être appliqué à une plus grande variété de situations. Il sera ici utilisé sur le bassin versant de l'Hérault, qui présente des caractéristiques topographiques et hydroclimatiques très différentes des bassins précédents.

### F.1 Description de l'évènement

La crue étudiée ici fait suite à un début d'automne 1994 particulièrement pluvieux sur le bassin de l'Hérault, avec près de 480 mm de précipitations cumulées entre mi-septembre et mi-octobre, laissant des sols et des nappes saturés en eau. Un premier évènement vient submerger le lit majeur fin octobre, et est suivi par un second épisode début novembre, cumulant 450 mm en cinq jours au Mont Aigoual et entraînant le débordement de l'Hérault. La période de retour de la crue a par la suite été estimée entre 10 et 15 ans (Raclot, 2003).

### F.2 Données disponibles

#### F.2.1 Données topographiques

Tout comme pour la modélisation du bassin de la Seine, les données topographiques utilisées pour cette simulation sont extraites de la BD ALTI de l'IGN de résolution 25 m (Figure F.1). De la même manière, les directions d'écoulement (D8) et les surfaces amont drainées ont été calculées à partir du logiciel ArcGIS 10.3.

Le bassin versant de l'Hérault est particulièrement complexe de par la présence d'un grand nombre d'aménagements hydrauliques de protection contre les inondations (Raclot, 2003). On compte notamment deux barrages (Salagou et Olivettes) en amont de la zone étudiée, qui n'influencent donc pas sur la simulation, ainsi qu'un certain nombre de seuils, notamment celui de Saint-Thibéry, qui se trouve en plein milieu de la zone d'étude. Il existe également un grand réseau de digues récentes qui viennent protéger les agglomérations (dimensionnées pour des crues centennales) et de digues plus anciennes (du Moyen-Âge à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle) autour des terres agricoles (pour des périodes de retour allant de 5 à 15 ans).

Ces obstacles ne sont pas pris en compte explicitement dans la géométrie équivalente calculée par MHYST. S'ils apparaissent dans le MNT, ce qui est rarement le cas étant donné la

résolution de ce dernier, ils seront pris en compte. Sinon, MHYST fera l'impasse sur ce type d'aménagements.

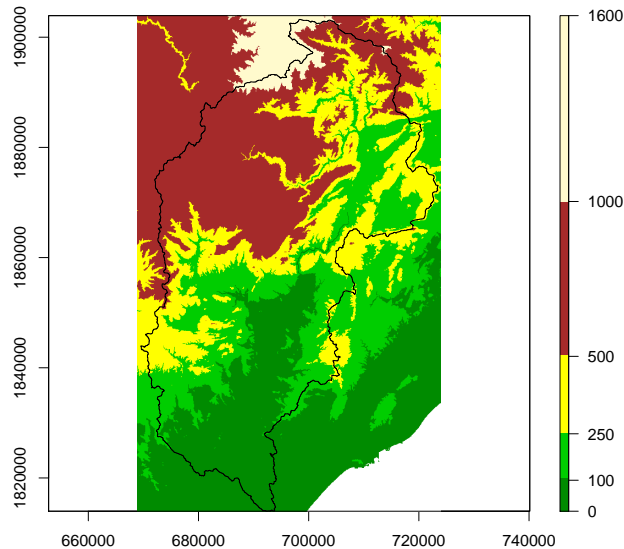


Figure F.1 – Modèle numérique de terrain de l'IGN (BD ALTI) de résolution 25 m utilisé pour l'étude du bassin de l'Hérault. Les altitudes sont en mètres.

### F.2.2 Données hydrologiques

Les données de débits utilisées dans cette application ont été extraites de la thèse de Raclot (2003). Quatre hydrogrammes sont ainsi disponibles (Figure F.2) : l'Hérault à Montagnac, en amont de la zone d'étude, à Pézenas, à la limite nord des données observées d'inondation, à Agde en aval de l'Hérault et la Thongue à Saint-Thibéry, affluent de l'Hérault dont la confluence se situe au milieu de la zone étudiée.

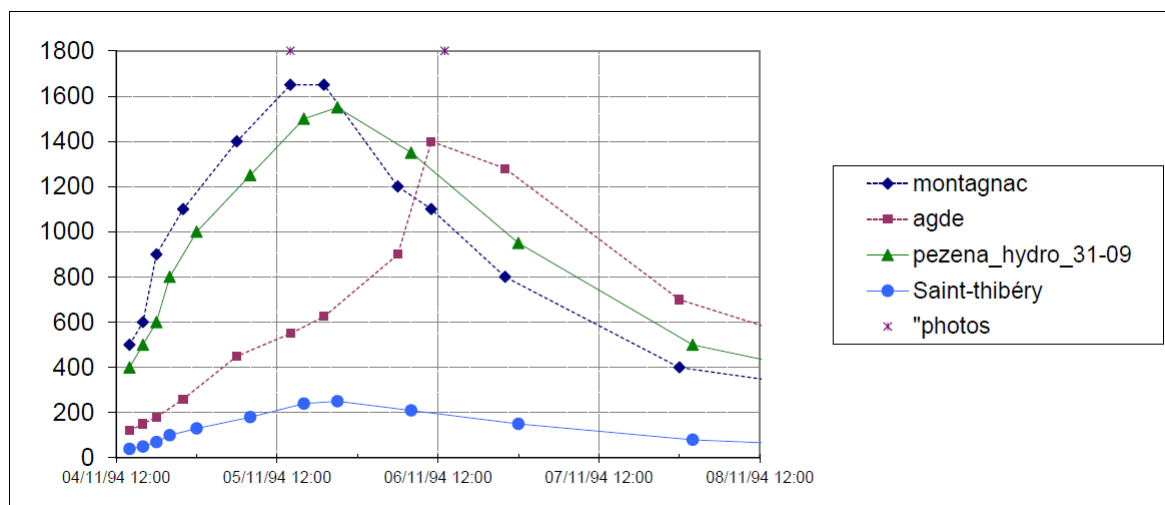


Figure F.2 – Hydrogrammes de la crue de novembre 1994 pour les quatre points utilisés pour reconstituer un débit distribué sur le réseau hydrographique (Raclot, 2003).

Ainsi, comme pour les précédentes études, les débits de pointe de chaque station disponible ont été replacés sur le réseau hydrographique avant d'être distribués proportionnellement à la

surface amont de chaque pixel rivière. Il est cependant intéressant de noter, figure F.2, que le débit de pointe décroît de l'amont vers l'aval. Cela s'explique par le débordement du cours d'eau et le phénomène de laminage qui répartit le volume de la crue dans le temps. En revanche, la conservation des volumes ne semble pas totalement respectée entre Montagnac et Agde, l'hydrogramme de ce dernier point présentant un volume plus faible qu'en amont. Il est possible que l'effet de laminage soit suffisamment fort pour répartir le volume sur une longue période à Agde, mais le manque de données observées ne permet pas de confirmer (ou d'infirmer) cette hypothèse.

### F.2.3 Données cartographiques

Afin de caler les paramètres de MHYST, il est nécessaire de posséder une cartographie de l'inondation observée. Celle-ci, comparée aux sorties de MHYST, permet de calculer des fonctions objectifs dont les valeurs permettent de juger de la performance du modèle. Dans le cas de la crue de l'Hérault de 1994, il existe un certain nombre de photographies aériennes prises à différents moments de la crue. Raclot (2003), dans sa thèse, a développé une méthodologie capable de reconstituer une cartographie de l'inondation à partir de telles photographies. Il traite ainsi le bassin versant de l'Hérault, dont la zone d'étude est découpée en « compartiments » qui sont déclarés actifs ou non à partir des photographies. La figure F.3 présente la cartographie des compartiments actifs lors de la crue de novembre 1994 calculée par Raclot (2003) d'après les photographies aériennes qu'il a rassemblées. Il a, par la suite, validé l'emprise obtenue en la comparant à celle produite par un modèle hydraulique 2D à éléments finis appliqué sur un MNT à résolution très fine, les deux cartes montrant très peu de différences. La carte reconstituée servira donc de référence pour le calage de MHYST.

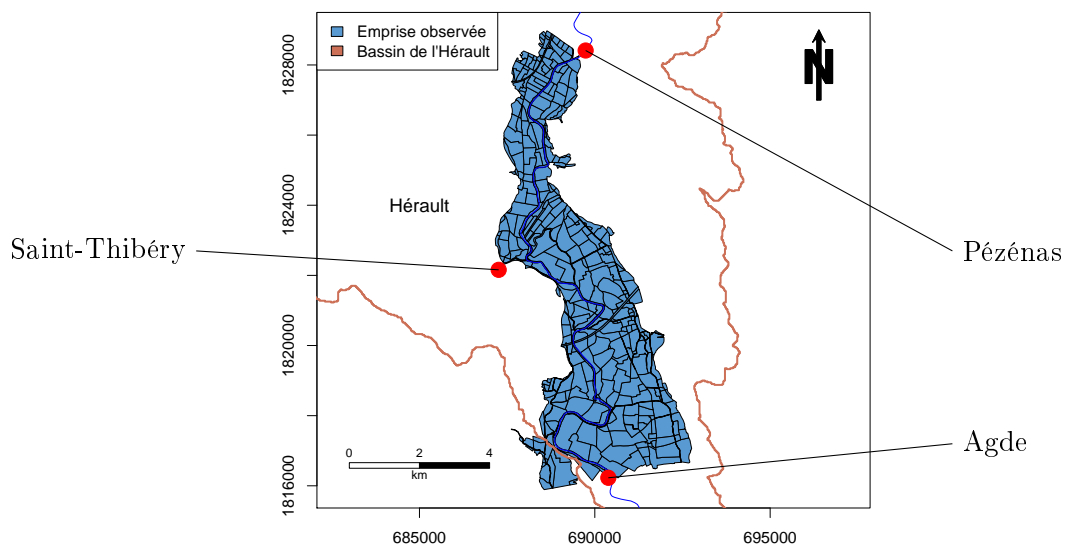


Figure F.3 – Champs d'inondation « observé » calculée par Raclot (2003) avec sa méthode des compartiments.

## F.3 Calage du modèle

Les données observées issues de la thèse de Raclot (2003) fournissent une zone couvrant une vingtaine de kilomètres en aval du bassin de l'Hérault. Cette zone a par la suite été découpée en 50 tronçons de 500 m de long par MHYST afin de calculer les géométries équivalentes. Le

calcul de la géométrie de plein bord ( $W_b$  et  $h_b$ ) a été réalisé à partir des coefficients de géométrie hydraulique issus de l'étude de Blackburn-Lynch et al. (2017). Concernant le choix des coefficients de rugosité, différentes manières de caler ces paramètres ont été testées :

- déterminer un unique couple de paramètres pour tout le bassin versant en comparant la simulation entière à l'observation entière (calage global à l'échelle du bassin) ;
- déterminer un unique couple de paramètres pour tout le bassin versant en comparant la simulation à l'observation tronçon par tronçon, en cherchant à maximiser le nombre de tronçons dont le  $CSI$  est supérieur à un certain seuil (calage global à l'échelle du tronçon) ;
- déterminer un couple de paramètre pour chaque tronçon en comparant la simulation à l'observation tronçon par tronçon (paramétrisation distribuée).

### F.3.1 Calage global à l'échelle du bassin

Afin de choisir un unique couple de coefficients de rugosité à appliquer sur l'ensemble du bassin, il est nécessaire de faire plusieurs essais. La figure F.4 présente l'espace des paramètres dans les intervalles testés et les performances obtenues en termes de  $BIAS$  et  $CSI$ . Comme pour les autres bassins testés, le  $BIAS$  présente une crête optimale tandis que le  $CSI$  montre deux sommets (un au centre et un en bas à gauche). Ici, les zones optimales des deux critères ne coïncident pas parfaitement, mais restent très proches. Il est donc possible de choisir un couple de paramètres maximisant (ou presque) le  $CSI$  en faisant le moins de concession possible sur le  $BIAS$ . Le couple retenu,  $K_{ch} = 50$  et  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$  respecte l'ordre des coefficients ( $K_{ch} > K_{fp}$ ) même si l'écart entre les deux demeure important et peut paraître étonnant d'un point de vue purement hydraulique. Les performances obtenues sont  $CSI = 0,72$  et  $BIAS = 1,04$  et sont particulièrement satisfaisantes sachant que MHYST ne prend pas explicitement en compte la géométrie particulièrement complexe du bassin (seuils et digues) qui régule généralement l'expansion de l'inondation. Le MNT n'étant pas non plus particulièrement précis, il peut sembler presque étonnant que le modèle s'en sorte aussi bien.

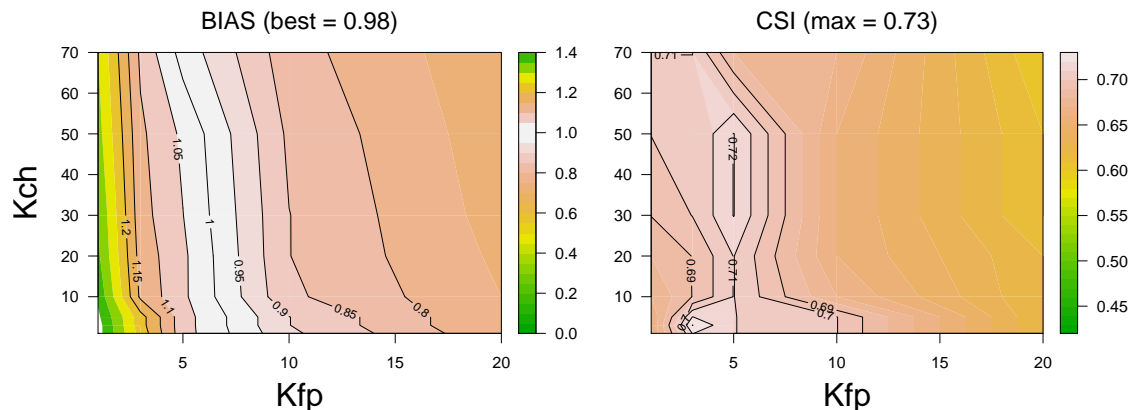


Figure F.4 – Valeurs des critères obtenus pour le modèle MHYST sur le bassin versant de l'Hérault pour une sélection de couples de paramètres.

La figure F.5 illustre la cartographie obtenue pour le couple optimal avec un code couleur séparant en classes les critères de performance. On observe que c'est le nord de la zone qui présente le plus de difficultés, notamment en termes de  $BIAS$ , ce qui signifie que le modèle surestime l'inondation dans cette zone. Au sud, au contraire, le modèle sous-estime sur un tronçon en particulier, l'inondation étant censée remonter beaucoup plus haut. La partie centrale est quant à elle bien modélisée et ne présente pas de problèmes majeurs, excepté peut-être au niveau de l'affluent en rive droite, mais cela s'explique par la taille des tronçons (500 m) : le tronçon représentant l'affluent dépasse de la zone où les données cartographiques sont disponibles.

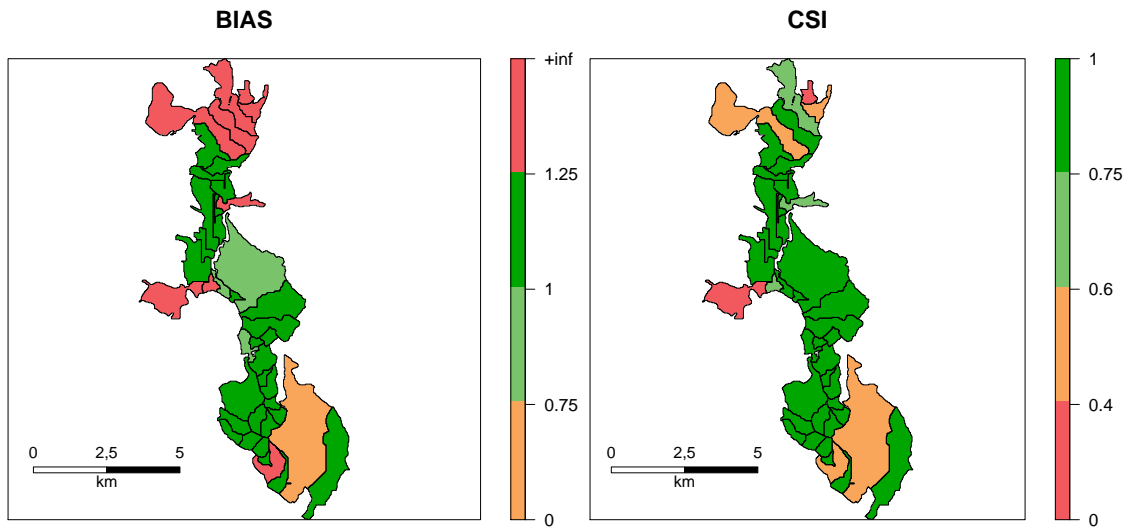


Figure F.5 – Valeurs de  $CSI$  au tronçon pour le couple « optimal » de paramètres  $K_{ch} = 50$  et  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Les valeurs de critères ont été catégorisées comme suit : excellent (vert foncé), bon (vert), moyen (orange) et mauvais (rouge). Les lignes noires délimitent les 50 tronçons impactés par les inondations.

### F.3.2 Calage global à l'échelle du tronçon

Il est aussi possible de caler les paramètres à l'échelle globale (un couple pour le bassin entier) en cherchant à maximiser le nombre de bons tronçons. Ici, nous chercherons donc à obtenir le maximum de tronçons dont le  $CSI$  est supérieur à 0,6 (valeur arbitraire délimitant les bons tronçons).

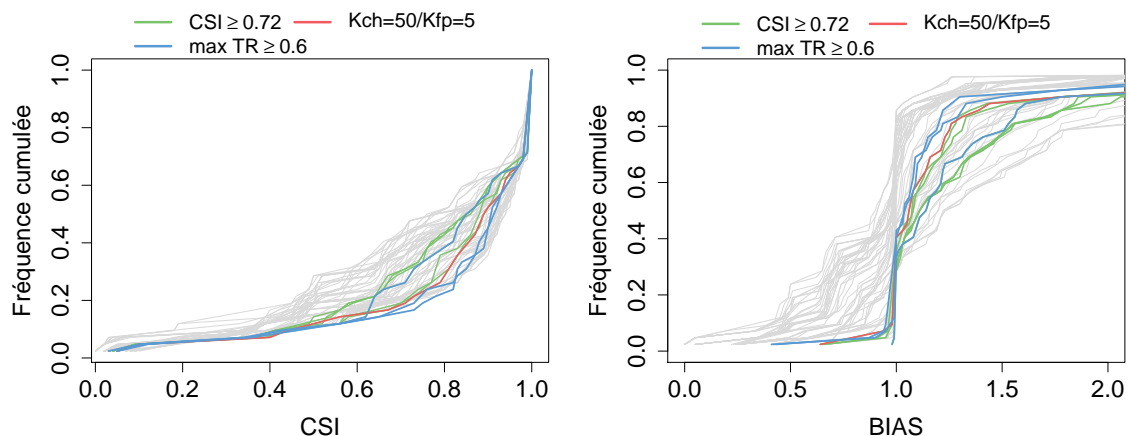


Figure F.6 – Fréquences cumulées pour le  $CSI$  et le  $BIAS$  pour toutes les combinaisons de paramètres testées et pour les 50 tronçons affectés par l'inondation. Les lignes vertes correspondent aux couples de la zone d'équifinalité de la figure F.4, la ligne rouge correspond au couple « physique » et les lignes bleues aux couples maximisant le nombre de tronçons au dessus de  $CSI = 0,6$ .

La figure F.6 présente l'ensemble des distributions de performances que l'on obtient pour les couples de paramètres testés. En vert sont surlignées les distributions correspondant à la zone d'équifinalité de la figure F.4, en rouge le couple « optimal » identifié précédemment et en bleu les couples maximisant les bons tronçons. Parmi les trois courbes identifiées au niveau du  $CSI$ ,

une se détache des autres car ses performances sont moins bonnes. Il reste donc à choisir entre deux couples :  $K_{ch} = 1$  et  $K_{fp} = 10 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$  ou  $K_{ch} = 100$  et  $K_{fp} = 5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ . Dans le premier cas, on obtient  $BIAS = 0,91$  et  $CSI = 0,70$  tandis que dans l'autre on a  $BIAS = 0,93$  et  $CSI = 0,71$ . Les résultats sont très proches, mais d'un point de vue hydraulique, il est préférable de garder le second couple pour assurer une certaine cohérence physique.

### F.3.3 Paramétrisation distribuée

La dernière méthode cherche à distribuer les paramètres : chaque tronçon possède ainsi son propre couple de paramètres. Cette configuration, bien que donnant les meilleurs résultats du modèle, est rarement idéale, car elle incite les paramètres à compenser les défauts du modèle ou des données (topographiques ou hydrologiques) pour coller à la cartographie observée. On observe cela assez facilement à la figure F.7 qui présente les distributions des valeurs de paramètres, le coefficient de Strickler du lit mineur étant baissé à  $1 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ , ce qui est trop bas pour présenter une cohérence hydraulique.

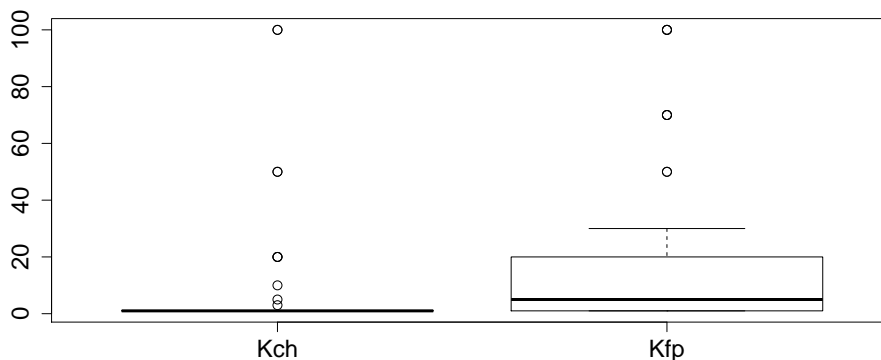


Figure F.7 – Répartition des valeurs de coefficients de rugosité pour la paramétrisation distribuée dans le cas de la crue de l'Hérault de novembre 1994.

Néanmoins, comme on peut l'observer aux figures F.8 et F.9, les performances du modèle sont maximisées, celui-ci obtenant un  $CSI$  de 0,86 et un  $BIAS$  de 1,04, avec une probabilité de détection ( $POD$ ) de 0,94 et un taux de fausses alertes ( $FAR$ ) de 0,09. Concernant les fréquences cumulées, le modèle atteint plus de 90% des 50 tronçons supérieurs à 0,6 et une majorité de  $BIAS$  autour de 1.

Encore une fois, cette version du modèle peut s'apparenter à du « sur-calage » et ne doit pas être privilégiée. Cela ne signifie pas qu'il ne faut pas distribuer les paramètres du modèle, car il est possible d'attribuer des valeurs locales, mais cohérentes d'un point de vue hydraulique et s'appuyant sur d'autres caractéristiques comme l'occupation du sol, à condition que cela ne dégrade pas les performances par rapport à un calage global.



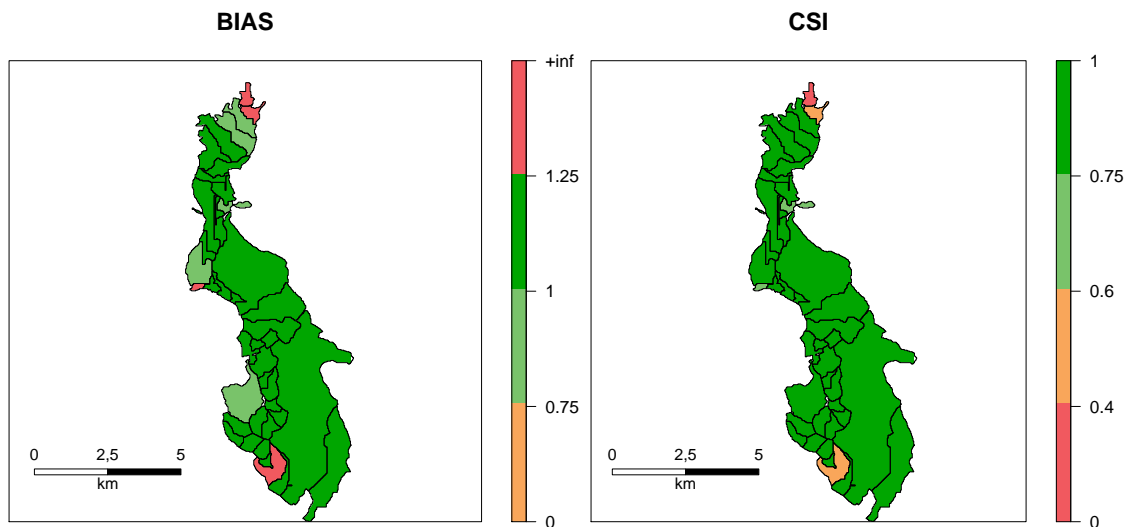


Figure F.8 – Valeurs de  $CSI$  au tronçon pour une paramétrisation distribuée du modèle dans le cas de la crue de l’Hérault de 1994.

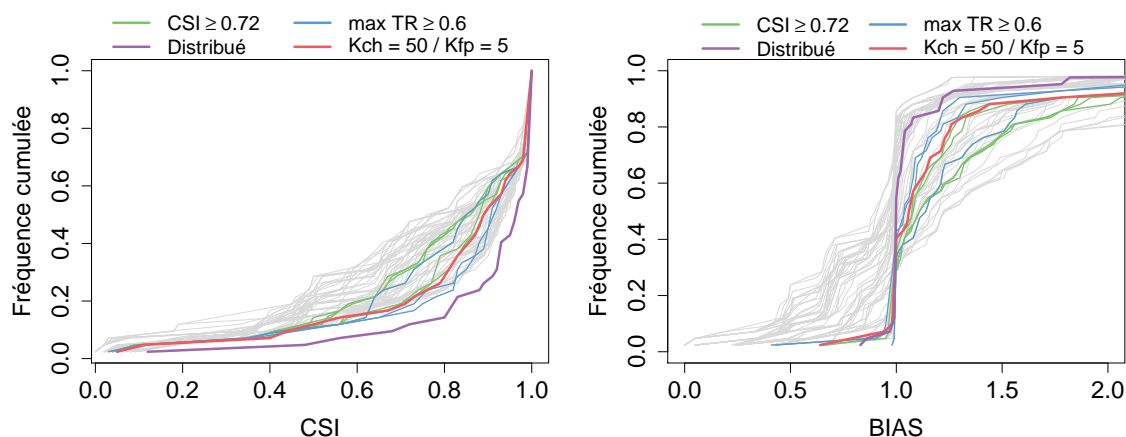


Figure F.9 – Fréquences cumulées pour le  $CSI$  et le  $BIAS$  pour toutes les combinaisons de paramètres testées et pour les 50 tronçons affectés par l’inondation. Les lignes vertes correspondent aux couples de la zone d’équifinalité de la figure F.4, la ligne rouge correspond au couple « physique », les lignes bleues aux couples maximisant le nombre de tronçons au dessus de  $CSI = 0,6$  et la courbe violette à une paramétrisation distribuée des coefficients de rugosité.

## F.4 Bilan

Malgré l’apparente difficulté que représentait le bassin versant de l’Hérault et ses nombreux aménagements, MHYST fournit une simulation de bonne qualité, avec des scores supérieurs à ceux obtenus sur les autres cas d’étude. La zone étudiée est cependant plus petite que les précédentes, avec un linéaire d’une vingtaine de kilomètres contre environ 100 km et 200 km pour le Loing et la Seine respectivement. Ces résultats encouragent le développement futur du modèle et le traitement de nouveaux cas d’étude afin d’étoffer les analyses du comportement de MHYST. Si celui-ci n’est pas parfait, il semble néanmoins capable de s’intégrer dans une chaîne de prévision afin de fournir une première approximation du champs d’inondation avant de pouvoir réaliser des calculs plus précis.



**Title :** Conceptual modelling of inundation extents at the catchment scale

**Keywords :** Hydrology – Inundations – Models – Coupling

**Abstract :**

Flood modelling has become an essential issue in today's society, due to the expansion of urban areas into the floodplains. It is now necessary, for the safety of people, to be able to forecast the position of inundated zones produced by a flood event. Flood forecasting already exists but it only deals with discharge estimations in order to alert public authorities in case of an overflowing event. The delimitation of inundated areas is still a work in progress, and it needs several approaches to provide relevant information to crisis managers.

This PhD aims to develop and test a methodology applicable anywhere in France with easily available data, able to provide a large-scale and meso-scale assessment of inundated territories while still being usable in a forecasting context. Two models have been developed: first, a conceptual water spreading algorithm that estimates the overflowing water volume and spreads it along the river network and then a more physical method which computes reach-scale relationships between the discharge and the height above nearest drainage (HAND) from simplified hydraulic equations. If the former has rapidly reached its limits, the latter, called MHYST, has shown a real potential by correctly modelling up to 80% of the inundation extent resulting from the May-June event on the Loing catchment.

This work showed that it was possible to generate inundation maps from limited data and, above all, easily available data, thanks to simple conceptual methodologies based on a simplified representation of the river beds. The models developed in this PhD satisfied the objectives of this project, even if some interrogations remain, in particular about the estimation of bankfull discharge, which is still a problematic issue, the production of spatially accurate observations of inundated areas which are used to calibrate and validate inundation models, or the handling of complex situations such as flash floods and heavily urbanised areas.

**Titre :** Modélisation conceptuelle de l'aléa inondation à l'échelle du bassin versant

**Mots clés :** Hydrologie – Inondations – Modélisation – Couplage

**Résumé :**

La modélisation des inondations – c'est-à-dire la production de cartes synthétiques à partir de méthodes numériques – est un enjeu primordial dans notre société. L'urbanisation des lits majeurs a en effet multiplié les enjeux, et il est aujourd'hui indispensable, pour la sécurité des populations, d'être capable de prévoir les zones inondées consécutives à un événement de crue. Si la prévision des débits permet déjà de lancer l'alerte en cas de crue débordante, la détermination précise des zones inondées qui en résultent est encore en développement, diverses approches ayant été proposées afin de fournir des données pertinentes aux gestionnaires de crise.

Ce travail de thèse a cherché à développer des outils numériques – des modèles – complémentaires aux modèles hydrauliques classiques, limités par le manque de données géométriques précises des lits des rivières. L'objectif de ce travail est de développer une approche applicable sur l'ensemble du territoire avec des données facilement accessibles afin de fournir une vision à grande, moyenne et petite échelle tout en étant adaptable à un contexte de prévision opérationnelle, en se nourrissant par exemple des débits prévus par un modèle hydrologique. Deux méthodes ont ainsi été étudiées : tout d'abord un algorithme conceptuel de répartition des volumes débordés le long du réseau hydrographique, puis une méthodologie plus physique, liant des équations d'hydraulique simplifiée à un modèle conceptuel (HAND) dans le but de créer des relations débit-hauteur débordée à l'échelle du tronçon. Si la première méthode a finalement montré ses limites, la seconde, baptisée MHYST, a montré un fort potentiel en modélisant correctement jusqu'à 80% de l'évènement débordant de mai-juin 2016 sur le Loing.

Ces travaux ont permis de montrer qu'il était possible de simuler des inondations à partir d'une quantité de données restreintes, et par-dessus tout, avec des données facilement accessibles, grâce à des méthodologies simplifiées qui partent d'une représentation équivalente des lits de rivières. Si les modèles développés ont permis de répondre aux principaux objectifs de la thèse, certaines questions restent en suspens, notamment en ce qui concerne l'estimation du débit de plein bord, la centralisation de cartes d'inondations observées de qualité ou encore le traitement des situations les plus complexes telles que les crues « éclair » et les zones fortement urbanisées.