



HAL
open science

MNT et observations multi-locales du réseau de drainage d'un petit bassin versant rural dans une perspective d'aide à la modélisation spatialisée

Benoit Sarrazin

► **To cite this version:**

Benoit Sarrazin. MNT et observations multi-locales du réseau de drainage d'un petit bassin versant rural dans une perspective d'aide à la modélisation spatialisée. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2012. Français. NNT: 2012GRENU042 . tel-01548105

HAL Id: tel-01548105

<https://theses.hal.science/tel-01548105>

Submitted on 27 Jun 2017

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Terre Univers Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Benoit SARRAZIN

Thèse codirigée par **Isabelle BRAUD** et par **Christian PUECH**

préparée au sein de l'UR Hydrologie-Hydraulique de l'IRSTEA, de
l'UMR TETIS et à l'ISARA-Lyon

dans l'École Doctorale Sciences de la Terre, de l'Univers et de
l'Environnement

MNT et observations multi- locales du réseau de drainage d'un petit bassin versant rural dans une perspective d'aide à la modélisation spatialisée.

Thèse soutenue publiquement le « 27 mars 2012 »,
devant le jury composé de :

M. Christophe, CUDENNEC

Professeur, ENSA Rennes, (Rapporteur)

M. Christophe, BOUVIER

Directeur de recherche, IRD Montpellier, (Rapporteur)

M. Frances, GALLART

Directeur de recherche, Barcelone, (Examinateur)

M. Michel, ESTEVES

Directeur de recherche, LTHE Grenoble, (Examinateur)

M^{me}. Isabelle, BRAUD

Directeur de recherche, IRSTEA, (Co-Directeur)

M. Christian, PUECH

Directeur de recherche, Emérite, IRSTEA, (Co-Directeur)



Résumé

Le fonctionnement hydrologique des petits bassins versants ruraux de quelques km² à régime intermittent est complexe car de nombreux processus affectent le cheminement des eaux de surface. Il en résulte une variabilité de la densité de drainage et de la dynamique de l'écoulement au sein du réseau hydrographique. Cette dynamique de fonctionnement est peu prise en considération du fait des difficultés d'ordres techniques et économiques pour observer les mouvements de l'eau à la surface. Or, c'est une information essentielle pour décrire la connectivité hydrologique du bassin qui représente la distribution spatiale et temporelle des surfaces contributives à l'écoulement par leur connexion au réseau de drainage. De telles connaissances seraient utiles pour traiter la question de la séparation entre production et transfert effectuée dans les modèles hydrologiques spatialisés.

L'objectif de la thèse est de proposer des approches spatiales pour décrire la dynamique de fonctionnement du réseau de drainage en lien avec la réponse hydrologique du bassin. Le Mercier (7 km²) est le site expérimental situé en tête du bassin versant de l'Yzeron (142 km²) localisé à l'ouest de l'agglomération lyonnaise. Ce bassin sur socle cristallin est composé essentiellement de surfaces agricoles et de forêts. Un réseau de routes et de fossés agricoles s'ajoute aux talwegs naturels. Les méthodes développées relèvent de deux approches : (1) la microtopographie issue d'un MNT LiDAR (Light Detection and Ranging) permet d'identifier et décrire des extensions du réseau de drainage par des drains artificiels avec un apport minimal de données externes, et par des talwegs naturels en distinguant la présence ou l'absence d'un chenal de drainage, signe d'un potentiel d'écoulement concentré. (2) Un dispositif de 18 capteurs limnimétriques est mis en œuvre pour assurer un suivi permanent de la réponse hydrologique par emboîtement de stations au sein du réseau hydrographique. Cette observation « multi-locale » permet d'estimer l'évolution annuelle de la densité de drainage, d'identifier localement la hiérarchie des facteurs qui affectent la réponse et de distinguer différentes dynamiques de transfert dans le réseau de drainage en temps de pluie.

L'ensemble des résultats permet de proposer des tendances d'organisation spatiale et temporelle des écoulements tout en limitant le recours au terrain. Ces informations nouvelles valident l'intérêt du capteur LiDAR et celui d'un dispositif métrologique in situ souple et adaptable pour mieux comprendre les interrelations entre occupation du sol, géomorphologie et processus hydrologiques. Enfin, une fonction de transfert géomorphologique est paramétrée à partir d'un « pattern » de drainage simplifié. Il s'agit d'une ébauche d'outil qui témoigne de l'intérêt d'intégrer la dynamique d'évolution du réseau de drainage pour paramétrer des modèles spatialisés plus complexes, avec la perspective d'améliorer leurs capacités prédictives à l'échelle du petit bassin versant rural.

Summary

Hydrological functioning of small temporary catchments depends on several processes governing transfer from surface water paths. As a result flow dynamics and drainage density are highly variable in space and time. But this complex dynamic is not enough taken into account because of technical and economical limitations. However, it is essential to describe hydrological connectivity as a spatial and temporal pattern of contributive areas to the drainage network. Get this pattern may facilitate the conceptual distinction between production and transfer functions to improve spatially distributed models. The aim of the study is to develop methods to describe spatial and temporal patterns of the drainage network in relation to catchment hydrological responses. The Mercier headwater catchment (7 km²) is located into the Yzeron catchment near Lyon (France). The land use is principally composed of agricultural plots and forested areas. The hydrographical network consists of natural thalwegs and many roadside ditches and agrarian ditches. Both approaches are developed for this purpose: first, the micro-topography from a LiDAR DEM helps to describe potential flow lengths from drainage network extensions during rainfall events. On the one hand, main artificial ditches are mapped from the DEM with minimal corrections from ancillary data. On the other hand, channelized or unchannelized reaches are located from the DEM into the natural thalwegs. Second, a water level sensor device is set up to record hydrological response from 18 stations located in nested sub-catchments into the hydrological network. These synoptic measurements are used to estimate temporal changes in drainage density, to analyze local hydrological functioning, or to describe flood propagation to the outlet. Results from both approaches lead to the identification of specific behaviors inside the hydrological network controlled by functional thresholds. These patterns help to better understand the relationship between land use and hydrological processes. The results also show the interest of LiDAR DEM and the suitability of adaptable distributed measurements as a substitute to heavy in situ studies for the identification of drainage patterns. Finally, to test the assumption of a gradual drainage network extension during a rainfall event, a simplified drainage pattern is processed into a geomorphological transfer function. This tool is fairly easy to set and is used to initiate an association between local hydrological knowledge and global catchment response. Both approaches lead to conclude that various drainage pattern must be integrated into spatially distributed models according to hydrological conditions, rather than a single hydrological network.

Introduction générale	1
Partie I : Synthèse bibliographique sur la complexité et l'enjeu de connaissance du cheminement des eaux de surface	3
1 Introduction	4
2 Variabilité du transfert dans le réseau hydrographique	5
2.1 Genèse du ruissellement et du drainage dans le réseau	5
2.1.1 Processus hydrologiques préalables à l'apparition du drainage	5
2.1.2 Complexité des processus de production.	5
2.1.3 Poids important des facteurs topographiques dans la production.	6
2.1.4 Complexité également du côté des processus de transfert	7
2.2 Dynamique de drainage dans le réseau hydrographique : les métriques	8
2.2.1 Approche globale par la densité de drainage	8
2.2.2 Partition des réseaux hydrographiques selon la fréquence d'activation	10
2.2.3 Volumétrie des réseaux hydrographiques temporaires	12
2.2.4 Les mesures de distance à l'exutoire	13
2.3 Variabilité du transfert dans le réseau : quels facteurs de contrôle ?	14
2.3.1 Une structure et un fonctionnement variables	14
2.3.2 Contrôle exercé par le facteur d'échelle	16
2.3.3 Contrôle exercé par des descripteurs de l'espace	18
2.3.4 Déficit d'informations pour relier les niveaux d'échelle	19
2.4 Conclusions sur le réseau hydrographique	20
3 Apports du concept de connectivité hydrologique	21
3.1 Une notion d'organisation de l'espace du bassin versant	21
3.1.1 Un ensemble organisé spatialement.	21
3.1.2 Identification de la connectivité hydrologique	23
3.1.3 Focus sur les interactions entre des aspects structurels et fonctionnels	24
3.1.4 Connectivité hydrologique et réseau hydrographique	26
3.2 Une exigence de dispositifs spatialisés d'observation in situ	27
3.2.1 Recherche de « pattern » de connectivité	27
3.2.2 Stratégie d'échantillonnage du « pattern » de connectivité	27
3.2.3 Compromis entre qualité et quantité des observations spatialisées	28
3.2.4 Bref regard sur les réseaux de capteurs sans fils	29
3.3 Conclusions sur le concept de connectivité hydrologique	30
3.3.1 Une contribution pour dénouer le problème de l'hétérogénéité des milieux	30
3.3.2 Le réseau de drainage est un élément majeur de connectivité	31
4 Information géographique et MNT pour décrire les réseaux.	33
4.1 Limites d'usage des MNT standard	33
4.1.1 Support pour décrire le cheminement de l'eau	33
4.1.2 Limites causées par les algorithmes et la précision des MNT raster	34
4.1.3 Recours à des données spatiales additionnelles	35
4.2 Quelques traitements avancés des MNT par « réingénierie ».	36
4.2.1 Traitement de la connectivité des parcelles agricoles	36
4.2.2 Traitement de l'influence des routes sur la connectivité de surface	37
4.2.3 Développements des MNT par la triangulation	38
4.3 Apports des MNT LiDAR (Light Detection And Ranging)	39
4.3.1 Haute résolution	39

4.3.2	Enjeu de la microtopographie : progrès ou détails inutiles ? _____	39
4.4	Conclusion et perspectives des MNT _____	40
4.4.1	Deux voies de développement pour décrire les réseaux transitoires _____	40
4.4.2	Prudence concernant la voie portée par la haute résolution spatiale _____	41
5	Réseaux transitoires dans la modélisation spatialisée : regard sur les attentes et les sources de progrès. _____	43
5.1	Difficultés des modèles et recours aux observations « spatialisées » _____	43
5.1.1	Modélisation spatialement distribuée : définition et ambition _____	43
5.1.2	La question de la prédictibilité des modèles _____	44
5.1.3	Un exemple de validation à partir d'observations spatialisées sur un réseau _____	45
5.2	Focus sur la fonction transitoire du réseau dans les modèles _____	46
5.2.1	Une prise en compte peu développée en général _____	46
5.2.2	Une approche de modélisation à très haute résolution spatiale _____	47
5.3	Usages des concepts fondés sur la distance d'écoulement _____	48
5.3.1	Outils bâtis pour l'étude du transfert _____	48
5.3.2	Hypothèses simplificatrices mais simplicité d'usage. _____	50
5.3.3	Diagnostiques appuyés par les MNT pour le tracé du réseau _____	51
5.4	Conclusion _____	53
6	Conclusions sur la complexité et les enjeux du cheminement de l'eau _____	55
Partie II : Contexte géographique, enjeux et objectifs de recherche _____		57
1	Introduction _____	58
2	Contexte géographique et site expérimental du Mercier _____	60
2.1	Enjeux à l'échelle du bassin versant de l'Yzeron (142 km ²) _____	60
2.1.1	Urbanisation en aval, déprise rurale en amont : quel impact sur la dynamique de l'eau ? _____	60
2.1.2	Développement du projet AVuPUR _____	61
2.2	Description du bassin versant expérimental _____	62
2.2.1	Géographie et occupation du sol du Mercier _____	62
2.2.2	Principes connus du fonctionnement hydrogéologique sur socle _____	63
2.3	Connaissances acquises sur le Mercier _____	65
2.3.1	Infiltrabilité des sols et observations du sous sol _____	65
2.3.2	Caractérisation géomorphologique _____	65
2.3.3	Observations du fonctionnement hydrologique _____	66
3	Enjeux et objectifs de la thèse _____	69
3.1	Mieux comprendre le fonctionnement hydrologique de surface dans une perspective d'aide à la modélisation. _____	69
3.1.1	Equilibrer les connaissances géomatiques et in situ du réseau de drainage _____	69
3.1.2	Développer les connaissances locales du réseau de drainage pour envisager la réponse globale du bassin. _____	70
3.2	Détail des axes de recherche et applications sur le Mercier _____	72
3.2.1	Quelle dynamique du réseau de drainage et comment l'observer ? _____	72
3.2.2	Quel apport de la haute résolution ? _____	74
4	Conclusion et présentation des travaux effectués _____	77
Partie III : Description des tronçons du réseau hydrographique à l'aide de la microtopographie selon des critères fonctionnels. _____		79

1	Introduction	80
2	Propriétés et qualité du MNT LiDAR exploité	81
2.1	Levé LiDAR et production du MNT	81
2.1.1	Echantillonnage altimétrique LiDAR	81
2.1.2	Production d'un MNT à haute résolution	82
2.1.3	Précision des MNT haute résolution produits	83
2.2	Eléments de comparaisons entre des réseaux hydrographiques extraits de MNT LiDAR et de MNT « standard ».	83
2.2.1	Comparaison des topologies de réseaux	83
2.2.2	Comparaison d'un tracé de réseau avec une référence terrain	85
2.2.3	Extension potentielle du bassin versant révélée par le MNT LiDAR	86
2.3	Conclusion sur les propriétés du MNT LiDAR	87
3	Microtopographie et aspects fonctionnels du réseau hydrographique	88
3.1	Hypothèses et objectifs	88
3.1.1	Le réseau hydrographique est un objet multi-fonctionnel majeur	88
3.1.2	Objectif : décrire et exploiter la diversité fonctionnelle du réseau hydrographique	89
3.2	Appréhender la diversité fonctionnelle du réseau hydrographique	90
3.2.1	Typologie fonctionnelle des drains anthropiques	90
3.2.2	Typologie fonctionnelle des drains naturels	90
3.3	Description locale et fonctionnelle des drains via le MNT LiDAR	91
3.3.1	Bénéfices et limites de la haute résolution avec la technique standard D8	93
3.3.2	Approche fonctionnelle des drains naturels par un indice indépendant des directions d'écoulement : la rugosité altimétrique	95
3.3.3	Association directe entre localisation et fonctionnement des drains naturels	99
3.3.4	Cartographie de l'environnement topographique des drains	101
3.4	Synthèse et perspectives	103
3.4.1	Bénéfices du MNT LiDAR pour appréhender le fonctionnement du réseau de drainage	103
3.4.2	Perspectives : apport de cette connaissance fonctionnelle pour l'hydrologie du petit bassin versant rural	104
4	On the use of high resolution LiDAR DEM to study drainage network extension from a functional typology of headwater channels	106
4.1	INTRODUCTION	106
4.2	MATERIALS AND METHODS	108
4.2.1	Catchment description	108
4.2.2	Field survey	109
4.2.3	LiDAR data acquisition and processing	110
4.2.4	Comparison of LiDAR DEM extractions against field survey delineations	112
4.2.5	LiDAR DEM processing to assess channelization	114
4.2.6	Definition and validation of a channel "stability index"	114
4.2.7	Assumptions drainage network extensions	115
4.3	RESULTS	116
4.3.1	Artificial channels detection from LiDAR DEM	116
4.3.2	Analysis of channelization in natural thalwegs from the stability index	117
4.3.3	Validation of the channel typology against field survey	121
4.3.4	Drainage network extensions from the different channel types	122
4.4	DISCUSSION	123
4.4.1	Does Lidar DEM incorporate drainage network expansion from artificial channels?	123
4.4.2	Is Lidar DEM appropriate to detect channelization of upstream reaches?	124

4.4.3	What could we learn from network extensibility for hydrological applications	125
4.5	CONCLUSION	126
4.6	ACKNOWLEDGMENT	127
4.7	REFERENCES	127
5	Conclusions	131
Partie IV : Mise en œuvre et exploitation d'observations hydrologiques multi-locales du réseau hydrographique		
		133
1	Introduction	134
2	Mise en œuvre d'un dispositif de mesures limnimétriques multi-locales	135
2.1	Implantation du dispositif multi-local	135
2.1.1	Stratégie d'échantillonnage dans le réseau hydrographique	135
2.1.2	Contraintes techniques lors de l'implantation des stations de mesure	136
2.1.3	Description du dispositif mis en place	137
2.2	Caractéristiques du capteur limnimétrique utilisé	139
2.2.1	Capteur et principe de mesure	139
2.2.2	Sources de dérive de la mesure de niveau d'eau	141
2.2.3	Evaluation de la qualité des mesures limnimétriques in situ.	142
2.3	Fonctionnement du dispositif limnimétrique et potentiel d'analyse	143
2.3.1	Mise en œuvre de l'expérimentation	143
2.3.2	Paramétrage et exemple de données brutes produites	144
2.3.3	Potentiel d'exploitation des chroniques limnimétriques spatialisées	145
2.4	Conclusions sur la mise en œuvre du dispositif multi-local.	146
3	Exploitation des données de l'expérimentation multi-locale	148
3.1	Approche et objectifs	148
3.1.1	Fonctionnement du réseau de drainage : simplicité ou complexité ?	148
3.1.2	Quelles approches pour exploiter le dispositif multi-local ?	149
3.1.3	Objectifs et contraintes	150
3.2	Sélection des séries et des variables pluviométriques pour l'étude des réponses hydrologiques multi-locales	152
3.2.1	Variabilité spatiale de la pluie lors de l'expérimentation	152
3.2.2	Sélection d'épisodes pluvieux « exploitables » pour l'analyse multi-locale	153
3.2.3	Définition des variables pluviométriques utilisées	154
3.2.4	Description des épisodes pluvieux sélectionnés	155
3.3	Méthodes pour l'analyse multi-locale de la réponse hydrologique	156
3.3.1	Analyse du caractère intermittent du réseau hydrographique	156
3.3.2	Caractérisation de la réponse hydrologique multi-locale	157
3.3.3	Techniques d'analyse des liens entre réponses multi-locales et facteurs pluviométriques explicatifs	160
3.3.4	Observations et analyses complémentaires	162
3.4	Méthodes pour l'analyse de la dynamique de crue	164
3.4.1	Caractérisation de la dynamique de drainage	164
3.4.2	Adaptation et usage de temps caractéristiques de l'hydrogramme	164
3.4.3	Sélection d'évènements pour décrire des patterns de drainage	166
3.4.4	Tendances du pattern de drainage dans la topologie de réseau	166
3.5	Conclusion sur les méthodes d'exploitation des données multi-locales	168

4	Résultats d'exploitation du dispositif multi-local et discussion dans le contexte du Mercier	169
4.1	Analyses de la réponse hydrologique multi-locale du réseau	169
4.1.1	Extension du drainage à l'échelle annuelle	169
4.1.2	Liaisons entre les caractéristiques des pluies et des réponses multi-locales.	174
4.1.3	Débits mesurés dans les stations	176
4.1.4	Explication des coefficients de ruissellement à l'exutoire	177
4.2	Résultats et cartographies de la dynamique de drainage	178
4.2.1	Crue automnale	179
4.2.2	Orage estival	181
4.2.3	Giboulée	183
4.2.4	Averses printanières	185
4.2.5	Tendances du pattern de drainage dans la topologie du réseau	187
4.3	Interprétation du fonctionnement du réseau de drainage	190
4.3.1	Quatre tendances de réponses des tronçons	190
4.3.2	Deux tendances dans la dynamique de drainage	193
4.3.3	Synthèse sur le fonctionnement du réseau de drainage	197
4.4	Impact de l'occupation du sol sur le pattern de drainage	198
4.4.1	Lien entre la géomorphologie dynamique et le fonctionnement à seuil	198
4.4.2	Précisions sur le rôle majeur de l'espace agricole	199
4.4.3	Pourquoi l'impact des surfaces imperméabilisées reste local ?	200
5	Conclusions sur les apports du dispositif multi-local expérimenté	202
Partie V : Couplage entre connaissances locales du réseau de drainage et réponse globale du bassin versant.		205
1	Introduction	206
2	Vers un « Pattern » de drainage du réseau hydrographique.	207
2.1	Bilan des connaissances locales acquises sur le réseau	207
2.1.1	Synthèse des dynamiques de drainage observées en temps de pluie.	207
2.1.2	Etat fonctionnel du réseau et impact sur la dynamique de drainage.	209
2.1.3	Potentiel de drainage indiqué par la microtopographie des drains	211
2.2	Identification d'un pattern de drainage	212
2.2.1	Définition du pattern à partir de 3 tendances fonctionnelles de drainage	212
2.2.2	Impact des longueurs drainées et de la morphologie des sous bassins	216
2.3	Conclusion	219
3	Couplage entre pattern de drainage et réponse du bassin	221
3.1	Outils mis en œuvre	221
3.1.1	Hypothèses, objectifs et contraintes	221
3.1.2	Description de l'hydrogramme unitaire géomorphologique (HUG)	222
3.1.3	Evaluation des simulations HUG	223
3.2	Démarche de calibration de l'outil HUG sur le Mercier	224
3.2.1	Démarche générale	224
3.2.2	Trois étapes de calibration pour une complexification progressive	225
3.2.3	Episodes pluvieux utilisés pour la calibration du HUG	227
3.3	Résultats et interprétations	228
3.3.1	Stabilisation progressive des paramètres de transfert	228
3.3.2	Améliorations suite au paramétrage d'un pattern de drainage	233

3.4	Synthèse et perspectives	237
3.4.1	Le HUG confirme le rôle majeur d'une extension du drainage	237
3.4.2	Perspectives d'utilisation du HUG	238
4	Conclusions	239
	<i>Conclusions générales</i>	243
	<i>Références bibliographiques</i>	247
	<i>Liste des Figures</i>	259
	<i>Liste des Tableaux</i>	267

Remerciements

Ce travail est le fruit d'un cheminement à l'ISARA-Lyon où l'opportunité m'a été offerte tout d'abord de collaborer à des travaux d'ingénierie et de recherche sur l'eau et les milieux aquatiques à l'interface des systèmes de productions.

Par la suite j'ai pu me lancer dans une dynamique d'enseignement et de recherche en travaillant au développement des enseignements faisant appel à la géomatique, et parallèlement en bénéficiant du processus de formation à la recherche.

Je remercie toutes celles et ceux qui m'ont appuyé dans cette dynamique.

Mes remerciements vont tout d'abord à mes directeurs de thèse :

Christian Puech, sans qui cette thèse n'aurait pu voir le jour, et qui m'a encouragé à développer goût et curiosité pour les méthodes et approches spatiales suite à mon premier passage dans l'unité TETIS à Montpellier.

Isabelle Braud, sans qui cette thèse n'aurait pu se concrétiser dans le cadre du projet ANR « Avupur » et qui m'a ainsi permis de participer à un projet admirablement piloté et enthousiasmant, où mettre en débat mes travaux. Je remercie d'ailleurs tous les membres de ce projet pour leur convivialité et les échanges fructueux lors des séminaires.

Je tiens à remercier les collègues du Cemagref de Lyon et en particulier Mickael Lagouy pour son travail précieux sur le terrain, ainsi que les autres membres de l'équipe ou stagiaires et doctorants qui ont participé aux manips de terrain.

Je remercie les membres du comité de pilotage de la thèse : Jean-Stéphane Bailly, Michel Estèves, Jean-Michel Gresillon, Pierre-Alain Ayrat, Pascal Breil, Erwan Bocher.

Merci également à Cédric Oehler et Guillaume Principato qui m'ont accompagné sur cette thèse en effectuant leur stage de Master II.

Je remercie mes collègues de l'ISARA-Lyon :

En particulier mes différents responsables Dominique, Christophe et Alexander qui m'ont toujours soutenu dans ce projet de thèse. Merci aux autres membres de l'équipe ERA avec lesquels nous avons conduit plusieurs projets de recherche durant la thèse : Mathieu, Thomas, Joel. Plus largement je remercie tous les collègues du département AGE qui m'ont parfois préservé de quelques tâches supplémentaires d'enseignement durant la thèse. Merci aux autres doctorants de l'ISARA pour les échanges sur les outils stat, SIG et autres : Florent, David, Jean-Baptiste... Idem pour mes collègues Profs en physique, stat, info, SIG : Jean-Marc, David, Vincent, ... et tous les autres, car l'ISARA-Lyon est un terreau pluridisciplinaire et convivial, environnement de travail qu'il est important de perpétuer.

Enfin je remercie mes proches et surtout ma compagne qui, alors que la famille s'agrandissait avec la naissance de notre fille, a fait preuve d'indulgence et de soutien notamment dans les moments les plus ardues de ce travail...

Introduction générale

Un bassin versant est une portion d'espace où s'organise un système hydrologique. On parle également d'hydrosystème, composé d'éléments géographiques qui interagissent entre eux par l'intermédiaire du cycle de l'eau : un réseau hydrographique, un climat, un socle géologique, un modelé géomorphologique, une couverture pédologique, une couverture végétale et enfin, une artificialisation liée à l'activité humaine, en particulier l'agriculture et l'urbanisation. L'interaction de ces éléments génère un fonctionnement complexe car le système est dynamique. Le mouvement de l'eau à la surface de la terre prend des formes variées et variables dans l'espace et le temps (Lambert, 2006). Pour simplifier l'analyse des processus hydrologiques et proposer des modèles, deux mécanismes conjoints sont généralement présentés :

- ⇒ La **production** qui recouvre l'ensemble des processus aboutissant à la genèse des écoulements. Ce mécanisme vise à estimer les quantités d'eau et les volumes écoulés à la surface, en résolvant le bilan de masse du système.
- ⇒ Le **transfert** qui s'intéresse à la dynamique, aux mouvements et aux cheminements des eaux. Ce mécanisme vise à estimer les flux d'eau.

La séparation entre transfert et production est une notion soumise à hypothèses. Parmi ces hypothèses, les relations entre structure des bassins et processus hydrologiques sont majeures car spécifiques à chaque niveau d'échelle spatiale et temporelle. Dans le cadre de la modélisation hydrologique spatialisée de telles hypothèses sont avancées pour identifier une fonction de production et une fonction de transfert, de manière à proposer des simulations du fonctionnement hydrologique. L'enjeu est important car ces outils peuvent avoir une finalité de prévision, de prévention, ou d'aide à la décision pour les gestionnaires des territoires et des milieux aquatiques.

Dans ce contexte de développement des modèles, les mécanismes de production ont été les plus approfondis par de nombreux auteurs pour être intégrés dans divers outils de simulation, et progresser vers une meilleure connaissance du fonctionnement des hydrosystèmes. Ce développement a été notamment induit par l'essor des informations géographiques provenant de capteurs de télédétection traitées par des outils géomatiques.

Parallèlement, **le transfert a souvent été écarté des analyses car jusqu'à présent, peu de données sur les flux internes au bassin versant sont facilement accessibles** (Ambroise, 1999 ; Puech, 2000). Les problématiques liées à la question du transfert hydrologique sont pourtant très nombreuses : ruissellement intense, érosion, transfert de polluants de la parcelle agricole au bassin versant, formation des crues... voire dynamique écologique de certaines espèces. Ces phénomènes proviennent d'interactions non linéaires et fortes, contrôlées par des seuils fonctionnels qu'il est nécessaire de mieux identifier car de nombreux processus sont en jeu. **Le développement des approches spatiales permettant désormais de mieux décrire ces processus, nous avons choisi de nous focaliser dans cette thèse sur le transfert qui prend la forme d'un réseau de drainage à la surface des bassins.** L'échelle spatiale étudiée est le petit bassin versant rural de quelques km² où la variabilité du drainage dans le réseau est une information essentielle pour mieux comprendre la réponse hydrologique.

La **Partie I** de ce rapport de thèse aborde la complexité et les enjeux du cheminement des eaux à la surface des bassins versants. Cette revue bibliographique établit le constat d'un déficit de connaissances de la dynamique spatiale et temporelle des liaisons hydrauliques à l'intérieur des bassins et de l'enjeu que cela représente en termes d'observation du milieu et de représentation géomatique du réseau hydrographique.

La **Partie II** est consacrée à la déclinaison des objectifs et des axes méthodologiques choisis. Les adaptations des hypothèses de travail au contexte géographique du bassin versant expérimental sont également traitées. L'hypothèse centrale est que le réseau hydrographique est le support d'un drainage dont le fonctionnement et l'extension sont variables dans l'espace et le temps. Cela pousse à reconsidérer la fonction de transfert et le rôle donné au réseau hydrographique dans les modèles spatialisés.

Les techniques développées pour tenter de caractériser cette variabilité du transfert sont développées dans les parties III et IV. L'analyse de la microtopographie du réseau hydrographique à travers un modèle numérique de terrain à haute résolution spatiale est développée dans la **Partie III**. Cette approche a pour but de décrire une typologie des drains non permanents à partir de critères fonctionnels.

La mise en œuvre et l'exploitation d'un dispositif d'observations de la réponse hydrologique distribuées dans le réseau hydrographique est l'objet de la **Partie IV** du mémoire. Les données enregistrées sont ensuite analysées pour montrer les connaissances nouvelles des processus hydrologiques amenées par de nombreuses observations « multi-locales » du drainage.

Enfin la **Partie V** établit une synthèse des connaissances acquises par les deux approches spatiales du réseau de drainage. Sur cette base une première tentative de couplage entre les connaissances multi-locales de la dynamique de drainage et la réponse globale du bassin versant est évaluée par le biais d'une fonction de transfert géomorphologique.

**Partie I : Synthèse bibliographique sur la complexité et
l'enjeu de connaissance du cheminement des eaux de
surface**

1 Introduction

Au cœur de la problématique du déficit de connaissances des modalités de cheminement de l'eau de surface, le réseau hydrographique est l'objet majeur de la thèse. Il s'agit de l'organe privilégié de transfert au sein du bassin versant. On peut dire que c'est un « sous-système hydrologique » qui a sa propre complexité de fonctionnement. Il est au cœur de la dynamique du bassin car c'est à la fois un agent et un produit de cette dynamique (Lambert, 2006). Il est incontournable car son fonctionnement intègre tout ce qui se passe à son amont. Cette propriété dynamique particulière est souvent négligée faute de moyens pour la mesurer. Pourtant les enjeux de cette connaissance sont importants : mieux comprendre le fonctionnement interne du bassin versant et mieux représenter la complexité des interactions entre facteurs physiques et processus hydrologiques. La gestion de l'eau dans les territoires en dépend lorsqu'il s'agit de maîtriser des flux quantitativement et qualitativement pour un développement durable.

Dans cette partie bibliographique le premier chapitre aborde la complexité du cheminement de l'eau dans le réseau hydrographique. Le second chapitre a pour objet de présenter cette complexité sous l'angle du concept de connectivité hydrologique mis en avant actuellement pour tenter de mieux appréhender les mouvements de l'eau. Le troisième chapitre présente quelques approches géomatiques en développement pour décrire le cheminement de l'eau en intégrant les difficultés de représentation spatiale des réseaux hydrographiques. Le dernier chapitre expose des évolutions dans la manière de prendre en compte le cheminement de l'eau et la dynamique du réseau de drainage et de sa fonction de transfert dans les modèles hydrologiques spatialisés.

2 Variabilité du transfert dans le réseau hydrographique

Ce chapitre a pour but essentiel d'analyser la variabilité voire l'intermittence de l'activité de transfert dont les réseaux hydrographiques sont le support. Cet aspect du fonctionnement hydrologique reste relativement peu pris en considération du fait des difficultés inhérentes à son appréhension. Les principaux processus de production qui participent à l'alimentation des réseaux hydrographiques sont brièvement abordés en préalable.

2.1 Genèse du ruissellement et du drainage dans le réseau

2.1.1 Processus hydrologiques préalables à l'apparition du drainage

Le modèle hortonien (Horton, 1933) classique est basé sur un refus d'infiltration de la pluie lié au dépassement de la capacité d'infiltration du sol par le flux de précipitations. Exploiter ce principe nécessite de distinguer physiquement la part infiltrée de la part ruisselée. Le processus hortonien peut concerner la totalité de la surface d'un bassin uniquement dans des configurations particulières de faible couverture végétale et épaisseur de sol, lors d'épisodes pluvieux intenses, voire extrêmes, et sur des périodes très limitées.

Le principe de la saturation du sol en eau infiltrée est un autre mécanisme pour expliquer la réponse hydrologique de surface. Le ruissellement est produit par excès d'eau dans les horizons pédologiques. L'eau produite en surface émane d'un processus d'écoulement sub-surfacique parallèlement à la surface topographique, qui par un effet de chasse produit du ruissellement. Dans ces conditions de saturation du sol par le bas, le temps de transfert des volumes d'eau augmente lorsque la pente décroît.

Le modèle Hortonien génère une extension rapide du réseau hydrographique suite à la concentration des masses d'eau ruisselées dans le sens de la pente. Ce processus ne peut être extrapolé qu'à des bassins peu perméables à forts coefficients de ruissellement mais pas à l'ensemble des situations rencontrées.

Dans le modèle de ruissellement par excès de saturation, la réponse rapide du bassin ne se localise plus dans le seul réseau hydrographique pérenne récepteur mais également au niveau des surfaces saturées en eau qui se connectent et forment progressivement des extensions du réseau hydrographique (Crave, 1995). L'avènement de ce concept est notamment lié aux travaux de Hewlett et Hibbert (1963) qui parlent de « sources à surface variable » sur des bassins versants ruraux. Lorsque le flux de subsurface excède la capacité de transfert du sol, le réseau de drainage superficiel s'étend. Selon les auteurs, ce processus serait la principale voie d'acheminement de l'eau dans les drains temporaires et éphémères.

2.1.2 Complexité des processus de production.

En s'appuyant sur le concept de source à surface variable pour interpréter des résultats expérimentaux, Hewlett et Hibbert (1963) proposent une hiérarchisation des facteurs qui gouvernent la réponse de petits bassins versants humides aux Etats Unis. Le premier concerne les propriétés physiques du sol : épaisseur, perméabilité et ruptures de perméabilité. Le second est la topographie qui contrôle les gradients de charge hydraulique sur le chemin de l'écoulement. Le troisième est la fréquence des épisodes pluvieux conséquents, car ce sont évidemment ces derniers qui génèrent les plus grands coefficients d'écoulement. Les enchainements d'épisodes entretiennent également les transferts de

subsurface contrôlant les sources à surface variable. Le dernier facteur est l'occupation du sol car son effet a priori évident sur la réponse du bassin se superpose à ceux des autres facteurs ce qui le rend difficile à isoler. Les auteurs précisent que ce classement relève d'une tendance et qu'il n'est pas systématiquement généralisable.

Au sein du bassin versant, les processus hortonien et sur surfaces saturées contributives se produisent et génèrent des écoulements. La dynamique de réponse du bassin en est affectée. S'appuyant sur des simulations à l'exutoire à l'aide d'un hydrogramme unitaire¹, Gresillon (1996) a montré que les paramètres de la fonction de transfert sont plutôt stables quand le mécanisme est majoritairement hortonien. Mais lorsque le mécanisme par excès de saturation domine, les paramètres de transfert sont plus instables et le transfert est ralenti. Parallèlement, à l'échelle du versant, des mesures tensiométriques ont mis en évidence la formation de zones saturées suite à l'enchaînement d'épisodes pluvieux. L'état d'humidité antérieur du bassin est par conséquent indispensable à connaître pour prévoir la réponse à de futurs événements. Gresillon (1996) conclut que la fonction de transfert sera grandement influencée par l'état hydrologique du bassin avant l'évènement pluvieux. Cet état peut être estimé par des indices de pluie antérieure ou plus simplement selon Mérot (1988) par le débit de base précédent l'évènement. A l'échelle parcellaire, des tests de perméabilité ont révélé que la végétation favorise une infiltration rapide et peut donc induire la formation de zones saturées lorsque l'eau rencontre un horizon moins perméable (Gresillon, 1996).

Dans la grande majorité des bassins et notamment en milieux tempérés, les processus de production hortonien et par excès de saturation coexistent (parmi d'autres) dans l'espace du bassin versant et en fonction de l'enchaînement des événements pluvieux. Ces processus peuvent se côtoyer et se succéder en un même point de l'espace. Leur répartition est sensible à l'intensité de la pluie. Il existe de ce point de vue, dans la plupart des cas, une « non unicité de lieu et d'action » (Beven, 2000). Le choix d'un processus unique pour expliquer l'alimentation d'un réseau hydrographique représente donc un choix très simplificateur d'un point de vue physique. Les combinaisons sont multiples car les facteurs qui agissent sont nombreux. Ce constat représente une difficulté majeure pour expliquer la réponse observée.

2.1.3 Poids important des facteurs topographiques dans la production.

La théorie de « sources à surface variable » pour laquelle l'infiltration est majoritairement supérieure à l'intensité de la pluie met donc en défaut celle de ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration. Malgré cette différenciation, de nombreux travaux ont cherché à donner plus de poids aux zones de « source à surface variable » qui contrôlent l'émergence de la réponse rapide du bassin versant. La théorie de source à surface variable a conduit à la mise au point et à l'usage très étendu de Topmodel (Beven & Kirkby, 1979) qui se base essentiellement sur un indice topographique. Dans ce modèle, on considère que l'eau s'exfiltre et ruisselle indépendamment de l'intensité des précipitations sur des zones d'emplacement prédéfinies mais variables dans le temps. L'affectation des zones de ruissellement est contrôlée par un indice topographique permettant de localiser les zones préférentielles de saturation. La formule suivante du TWI (Topographical Wetness Index) est une présentation

¹ Pour des détails sur ce type de modèle se référer au chapitre 4 de cette partie.

simplifiée de l'indice qui ne tient pas compte du terme T de transmissivité : ce terme est souvent omis de la présentation car il est supposé uniforme sur le bassin par manque d'information ou impossibilité de le cartographier.

$$TWI = \ln \frac{A}{\tan \alpha} \quad (\text{Equ.1.1})$$

Avec A : aire drainée en amont du point

α : inclinaison locale

Les modèles numériques de terrain (MNT) vont donner une représentation de la géomorphologie plus souple et adaptée que les métriques classiques décrites par les pionniers de l'hydrologie. A l'échelle du paysage il est apparu assez rapidement grâce à l'avènement des MNT que les zones saturées calculées par le TWI (Equ.1.1) correspondent à des formes géométriques du paysage. Le recours à la télédétection a alors été encouragé pour généraliser et valider ce concept à différentes échelles, même si plusieurs limites existent (Mérot, 1988 ; Beven & al, 1988 ; Musy, 2004) :

- ⇒ L'intensité de la pluie qui au-delà d'un seuil accroît la linéarité de réponse du bassin en favorisant des processus plutôt hortonien.
- ⇒ La faible connaissance spatialisée des sols en termes d'épaisseur et de conductivité hydraulique.
- ⇒ Les effets anthropiques comme par exemple les pratiques agronomiques pouvant modifier brutalement les états de surface des sols dans les bassins agricoles cultivés et favoriser le ruissellement au détriment de l'infiltration qui est naturellement largement majoritaire.
- ⇒ La validité du fonctionnement à une échelle parcellaire où la morphologie est généralement trop complexe car la micro-topographie naturelle comme l'encaissement des cours d'eau ou les aménagements anthropiques créent des sinuosités dans les limites des zones saturées. Ces informations sont inaccessibles avec les levés topographiques classiques trop grossiers.

L'exemple de Topmodel montre donc qu'un facteur comme l'indice topographique permet de contrôler une part des phénomènes physiques de production dans certaines limites de validité. En dehors de ces limites d'autres facteurs peuvent devenir significatifs voire dominants. Les zones de source à surface variable ou zones saturées contributives sont donc difficiles à localiser pour différents états hydrologiques du bassin versant. Mérot (1988) note que la superficie relative des zones saturées n'est pas uniquement liée à l'indice topographique (Equ.1.1) mais à d'autres indices caractérisant les réseaux hydrographiques comme la densité de drainage.

2.1.4 Complexité également du côté des processus de transfert

Les réseaux hydrographiques sont responsables d'une accélération des transferts d'eau vers l'exutoire des bassins versants grâce à la force gravitaire. Par conséquent ils permettent de contrôler l'état d'humidité des bassins versants (Crave, 1995) et en particulier des zones les plus contributives. Cette fonction de drainage assurée par le réseau a rendu nécessaire son identification qui est devenue systématique dans toute application hydrologique. Ceci a été motivé par la formulation d'une fonction de transfert dans les modèles, dans laquelle le réseau prend en charge les écoulements émanant des différents processus de production. La disponibilité d'outils informatiques a permis de progresser vers des modèles physiques intégrant de nombreuses informations géographiques

dont le réseau hydrographique. Mais puisque les mécanismes de production varient dans l'espace et le temps, l'initiation du drainage dans le réseau hydrographique, résultant de ces mécanismes, est soumise également à cette variabilité (Figure I.1).

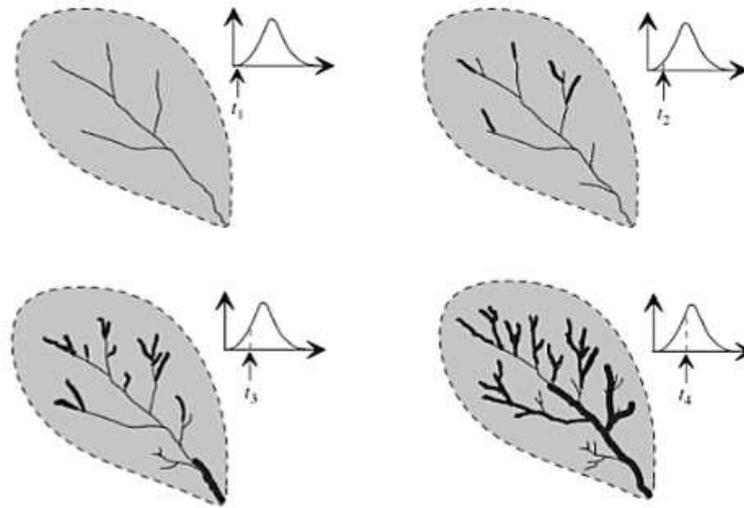


Figure I.1 : Extension du réseau hydrographique (trait fin) et des zones saturées (trait épais) durant une crue. D'après Chorley (1978) cité par Musy (2004).

Dans le chapitre qui suit, on ne s'interroge plus sur la production de l'écoulement mais sur le transfert de cet écoulement. Plusieurs auteurs se sont intéressés au fonctionnement interne du bassin versant en se focalisant sur un des mécanismes les plus évidents à observer directement sur le terrain : le cheminement de l'eau en surface. Selon Mérot (1988) la densité de drainage explique bien la différence de rendement hydrologique entre différents bassins. Les coefficients de ruissellement semblent par conséquent expliqués en partie par la densité de drainage, et pas uniquement par l'extension spatiale des zones saturées mesurables par l'indice topographique (Equ.1.1) (Fig.1). De son côté, Day (1983) souligne que de nombreuses données comme la topographie sont disponibles pour étudier la relation pluie, débit et concentration en solutés à l'exutoire des bassins versants, mais très peu de connaissances sur les phases « d'extension et contraction » du réseau hydrographique existent en lien avec ces données. Désormais, peut-on envisager techniquement de prendre en compte ce type d'information dynamique sur le réseau ? Qu'entend-t-on alors par réseau hydrographique ? Quelle est sa réalité géographique ? Quelles métriques pour mieux caractériser cette géographie et quel en est l'intérêt ?

2.2 Dynamique de drainage dans le réseau hydrographique : les métriques

2.2.1 Approche globale par la densité de drainage

Les formulations empiriques utilisant la densité de drainage comme indice majeur du fonctionnement du bassin versant ont permis d'avancer dans la compréhension du fonctionnement hydrologique. La densité de drainage représente la longueur du réseau hydrographique par unité de surface du bassin versant (Equ.1.2).

$$D_d = \frac{R}{A} \quad (\text{Equ.1.2})$$

Avec D_d : densité de drainage en km/km²
 R : longueur du réseau hydrographique en km
 A : superficie du bassin versant en km².

L'utilité de la densité de drainage (D_d) pour comprendre la réponse hydrologique des bassins versants a été proposée et évaluée expérimentalement pratiquement depuis le début du 20^{ème} siècle. A l'échelle régionale, la D_d au sens géomorphologique, est la « mémoire » des processus passés liés au climat (Moglen & al, 1998), au relief et à la géologie qui conditionnent l'efficacité hydrologique des bassins versants (Tucker & al, 2001). La D_d calculée classiquement et utilisée pour les travaux mentionnés ci-dessus est fixe car théorique, issue de l'extension habituelle du réseau sur des cartes. C'est un indice numérique de référence qui peut servir pour comparer les bassins entre eux à condition d'être calculé sur des cartographies similaires (même échelle notamment). En fait, pour un bassin particulier, la D_d réelle issue de l'activité de drainage effective à un instant donné est variable dans le temps selon les conditions hydrologiques.

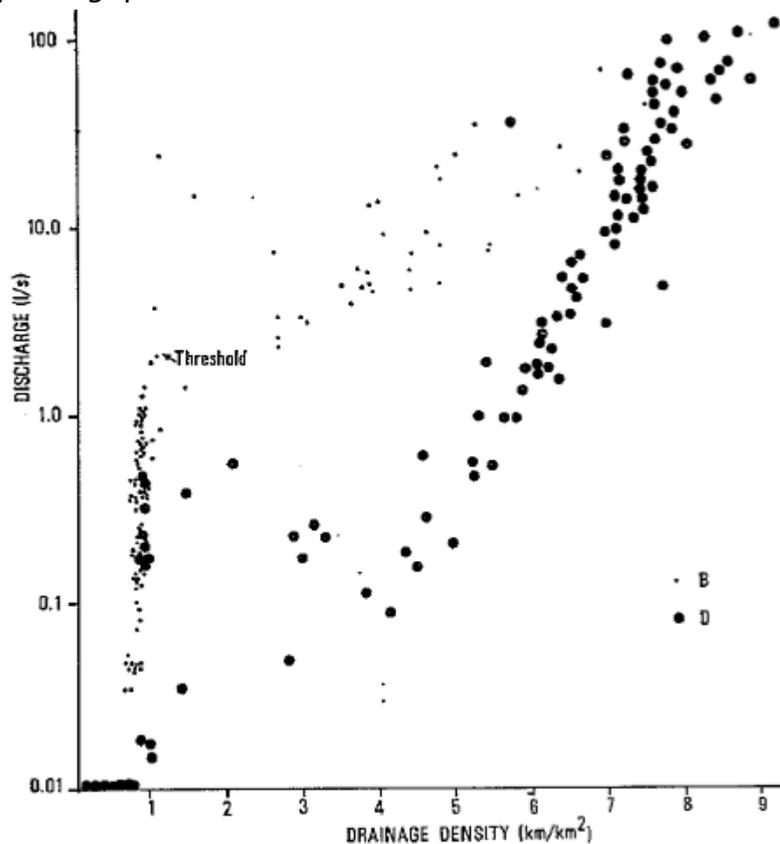


Figure I.2 : Débits en fonction de la densité de drainage mesurés en cours d'épisodes pluvieux sur deux petits bassin versants australiens : B (0,2 km²) et D (0,09 km²), d'après Day (1983).

A l'échelle du petit bassin versant de quelques km², lors d'un épisode pluvieux l'accroissement de la D_d entraîne celle des débits (Figure I.2) et réduit systématiquement le temps de concentration du bassin versant (Black, 1972). Dans la plupart des études effectuées (Day, 1983 ; Gregory & Walling, 1968 ; Gurnell, 1978) la D_d calculée sur la portion de réseau qui participe à l'écoulement

est bien corrélée au débit du bassin versant. Par exemple, Gregory & Walling (1968) ont proposé une relation empirique pour traduire le lien entre débit et D_d .

$$Q = kD_d^n \quad (\text{Equ.1.3})$$

Avec Q : débit à l'exutoire du bassin versant

D_d : densité de drainage

K et n : coefficients ajustés par bassin versant et selon les conditions hydrologiques

Ce type de relation est valable pour le débit de pointe comme pour le débit de base. Les auteurs précisent par conséquent que l'usage d'une carte représentant un réseau hydrographique ne sera valable que pour une certaine gamme de débits. Ils posent par conséquent le problème de l'information spatiale pertinente pour délimiter le réseau. Les données disponibles alors ne permettaient pas de produire aisément la géographie du réseau hydrographique.

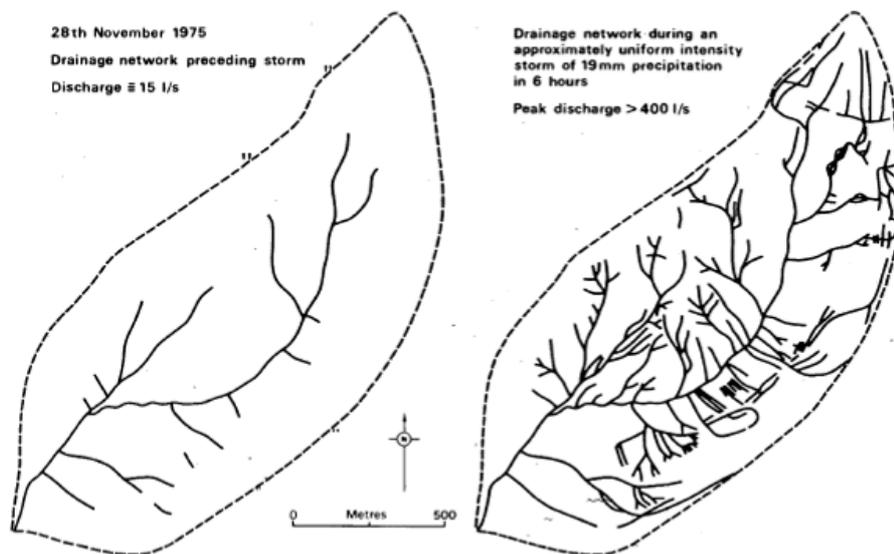


Figure 1.3 : Extension du réseau hydrographique lors d'un épisode pluvieux. Extrait de Gurnell (1978).

De la même façon, Gurnell (1978), a décrit les modifications du réseau hydrographique sur un petit bassin versant de Norvège (Figure 1.3). La D_d est bien corrélée à un indice de pluie antérieure surtout pendant la période hivernale où le déficit d'humidité du sol est limité. A l'aide d'une analyse comparée de six épisodes pluvieux Gurnell (1978) montre également que la D_d précédant un épisode est liée :

- ⇒ positivement au pic de débit, et au coefficient d'écoulement.
- ⇒ négativement au temps de montée de crue et au temps de base.

Donc l'extension spatiale du réseau actif avant un épisode pluvieux est liée au coefficient de ruissellement du bassin versant et à sa dynamique de réponse pour cet épisode.

2.2.2 Partition des réseaux hydrographiques selon la fréquence d'activation

Après une extension assez rapide du réseau hydrographique en début d'épisode pluvieux, une certaine stabilité de la D_d est généralement atteinte (Gurnell,

1978 ; Day, 1983). Cet équilibre est d'autant plus rapide que le déficit de saturation du sol était faible. Cet équilibre traduit une géographie de réseau assez fréquemment atteinte. Différents niveaux d'extension des réseaux peuvent donc être envisagés. Au voisinage des pics de crue et donc durant des périodes extrêmement limitées à l'échelle annuelle, la densité de drainage mobilise des tronçons de réseau au fonctionnement éphémère mais importants pour expliquer la réponse globale du bassin versant. Day (1983) a remarqué également l'instabilité importante de la réponse sur les têtes de réseau durant les périodes de pluies. Le contrôle exercé par le réseau sur la dynamique du bassin est très important notamment pour expliquer des changements soudains dans la réponse qui sont l'expression de phénomènes à seuil. Day (1983) précise que cette tendance générale sur les bassins étudiés doit être nuancée lorsque sont comparés différents bassins. La morphologie et la lithologie propres à chaque bassin et héritées de nombreux processus naturels et/ou anthropiques n'offrent pas le même potentiel d'extension du réseau hydrographique.

Gurnell (1978) parle de fonctionnements pérennes, intermittents et éphémères. Les drains intermittents sont facilement reconnaissables sur le terrain mais les drains éphémères forment des échancrures très légères à la surface du sol. L'auteur propose d'étudier, sur un petit bassin versant Norvégien, les segments de réseau actif au-delà d'un seuil de débit de 10 l/s à l'exutoire du bassin versant, ce qui représente au mieux 15 % du temps. L'activation des drains éphémères est délicate à analyser à cause de cette faible fréquence mais en se concentrant sur les périodes humides et les épisodes importants Gurnell (1978) a pu montrer sous forme de tendances que la densité de drainage des chenaux éphémères est non seulement contrôlée par la pluie, mais peut être sensible aux caractéristiques locales du sous sol et de la végétation.

Plus récemment, Humbert (1990) a cherché à hiérarchiser les facteurs affectant l'écoulement sur de nombreux bassins versants des Hautes Vosges, à l'aide de modèles de régressions multiples. Les résultats montrent assurément le rôle prédominant des facteurs climatiques sur la variabilité des caractéristiques de l'écoulement. Néanmoins, parmi les facteurs physiques propres aux bassins versants, seuls les paramètres de D_d , éventuellement associés à la lithologie se sont montrés particulièrement significatifs. L'auteur identifie 5 indices de D_d à partir d'une interprétation cartographique relativement arbitraire complétée par des observations de terrain :

- ⇒ DDM : Densité de drainage en extension maximale
- ⇒ DDP : Densité de drainage du réseau permanent
- ⇒ DDT : Densité de drainage du réseau temporaire
- ⇒ DDM12 : Densité de drainage des drains d'ordre de Strahler² 1 et 2 en extension maximale
- ⇒ Ratio DDP/DDM

² Dans la classification de Strahler, tout drain qui n'a pas d'affluent se voit attribuer la valeur 1. Puis, le calcul de la valeur de chaque drain se fait selon la méthode suivante : un drain d'ordre n+1 est issu de la confluence de deux drains d'ordre n (http://fr.wikipedia.org/wiki/Classification_des_réseaux_hydrographiques consulté le 28/06/11).

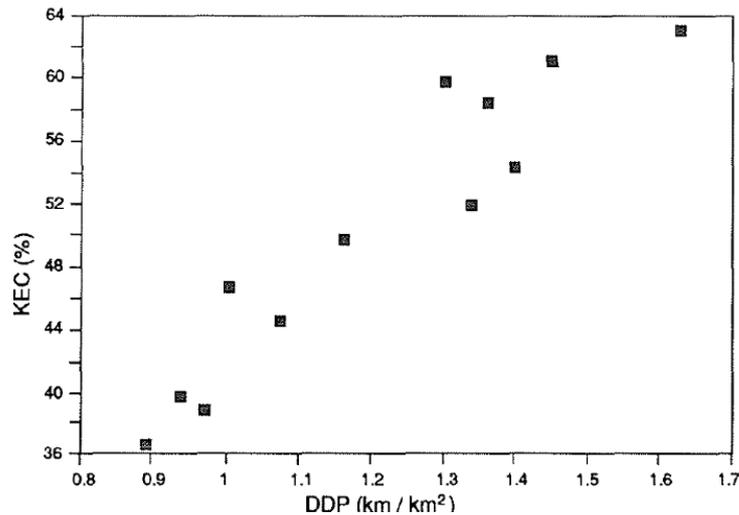


Figure I.4 : Relation entre la moyenne des coefficients d'écoulement de crue (KEC) obtenus pour différents bassins et la densité de drainage du réseau permanent (DDP), d'après Humbert (1990).

Au niveau événementiel, Humbert (1990) a démontré sur 12 bassins que la moyenne des coefficients d'écoulement est très bien corrélée à la DDP (Figure I.4). Plus le rapport DDP/DDM est élevé et plus la réponse du bassin versant est importante. La DDM12 s'est montrée très significative lors d'épisodes de crue uniquement. Au niveau saisonnier, la DDM prédomine pour expliquer les débits moyens mensuels. Ces résultats confirment que des hypothèses d'extension ou de contraction des réseaux hydrographiques selon la fréquence d'activation du drainage sont pertinentes pour expliquer la réponse du bassin versant à différentes échelles spatiales et temporelles.

2.2.3 Volumétrie des réseaux hydrographiques temporaires

Parmi les recherches portant sur le lien entre l'extension spatiale des réseaux de drainage et la réponse des bassins, Gregory & Ovenden (1980) ont montré que la taille du drain devait être prise en compte pour affiner cette relation. Ils ont établi une relation entre les mesures des sections à plein bord des cours d'eau et la densité de drainage pour estimer le volume du réseau hydrographique. Sur un des bassins étudiés, le volume correspondant à la densité de drainage maximale observée était de 1,3 fois le volume du réseau hydrographique pérenne extrait de la cartographie disponible. Sur les 8 bassins versants étudiés, cet indice s'est montré plus pertinent que la densité de drainage en relation avec les débits maximums observés car le débit est supérieur dans les drains à volumes élevés que dans les drains à faible volume.

Ce concept trouve ses limites dans les situations où le stockage et la diffusion deviennent des processus importants. Par ailleurs, cet indice est valable pour des réseaux naturels et devient discutable pour des réseaux présentant des drains d'origine anthropique dont la capacité peut être volontairement surdimensionnée. Néanmoins, ce résultat montre que l'accroissement de la densité de drainage relative à l'extension géographique du réseau hydrographique n'est pas une information suffisante pour expliquer physiquement le rendement hydrologique du bassin versant. On peut concevoir en effet que taille et forme du drain possèdent une distribution spatiale spécifique au sein du réseau. Par conséquent le degré de liaison entre D_d et volume de drainage est propre à chaque bassin versant, voire sous bassin versant.

2.2.4 Les mesures de distance à l'exutoire

Parmi les outils permettant d'interpréter la relation entre le réseau hydrographique, les précipitations et le débit, les fonctions exprimées par rapport à la distance de cheminement à l'exutoire, calculées en suivant le réseau hydrographique, sont pertinentes car elles permettent de raisonner sur les temps de parcours de l'eau dans le bassin.

Tout d'abord la « fonction aire » décrit la distribution des surfaces amont en fonction des distances à l'exutoire calculées en suivant le cheminement de l'eau. Cette fonction est souvent approchée par la « fonction largeur » qui exprime la distribution du nombre de biefs en fonction des distances à l'exutoire (Cudennec, 2000). Elle peut être utilisée pour exprimer la relation qui existe entre les versants et le réseau hydrographique à tous niveaux d'échelles (Rodriguez-Iturbe & Rinaldo, 1997). De nombreux travaux depuis ceux de Strahler ont démontré les propriétés d'autosimilarité du relief et des réseaux hydrographiques, quelle que soit l'échelle d'observation (Moussa et Bocquillon, 1993 ; Cudennec, 2000). Ces propriétés d'autosimilarités du réseau ont cependant pu être mises en défaut à l'échelle du drain élémentaire (Hoover, 1991).

La D_d est rarement uniformément distribuée dans l'espace du bassin versant, elle dépend de la forme géométrique de ce dernier, en particulier de sa plus grande largeur qui correspond à la distance entre les limites du bassin versant perpendiculairement à l'axe majeur d'éloignement de l'exutoire (Cudennec, 2000). La fonction largeur dépend de la forme générale du bassin versant. Elle permet donc de relier la géomorphologie à l'hydrologie (Rodriguez-Iturbe & Rinaldo, 1997).

L'avantage de la fonction largeur par rapport à la D_d est de pouvoir décrire le bassin versant en terme de temps de parcours de l'eau jusqu'à l'exutoire, moyennant une hypothèse sur la vitesse de transfert. Les fonctions de distance peuvent donc être facilement transformées en une fonction de densité de probabilités des temps de parcours de la pluie qui atteint le réseau de drainage. Le choix d'un réseau hydrographique peut être expertisé à l'aide de sa fonction largeur car cette fonction se rapproche de la réponse unitaire géomorphologique du bassin versant suite à une impulsion de pluie (Rodriguez-Iturbe & Rinaldo, 1997). Cette approche a représenté un développement majeur pour la prise en compte des réseaux comme objets essentiels lorsque l'on considère la relation pluie-débit du bassin versant d'un point de vue dynamique. Le concept d'hydrogramme unitaire géomorphologique³ a permis d'étudier la fonction de transfert dans de grands bassins versants où la stabilité géographique de la D_d est une hypothèse largement acceptable. Pour Bloeshl & Sivapalan (1995) cette analyse du transfert n'a pas de sens dans les petits bassins versants au comportement fortement non-linéaire. Pour d'autres auteurs, c'est au contraire un outil pour se confronter au problème du passage versant – réseau où se côtoient des écoulements lents et rapides (Mesa & Mifflin, 1986). Toutefois les fonctions de distance à l'exutoire n'intègrent pas explicitement la variabilité de la D_d . Il existe donc une variabilité temporelle de ces fonctions. Les travaux qui utilisent la fonction largeur comme une fonction de densité de probabilité des distances à l'exutoire tiennent peu compte de ce caractère dynamique (Wharton, 1994).

³ Pour plus de détail sur ce concept se reporter au Chapitre 4, section 4.3

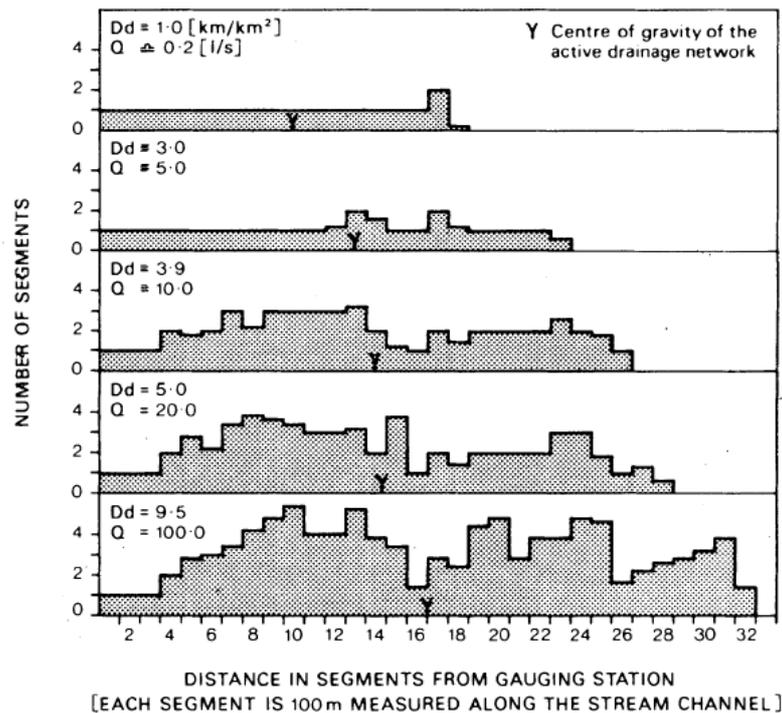


Figure I.5 : Distributions du nombre de segments actifs du réseau hydrographique en fonction de leur distance à l'exutoire. Observations effectuées sur un petit bassin versant norvégien pour cinq couples de débit et de densité de drainage. D'après Gurnell (1978).

On peut néanmoins citer à nouveau le travail expérimental de Gurnell (1978) qui montre comment le réseau hydrographique se déploie dans le bassin (Figure I.5) :

- ⇒ en « longueur » car la distance maximale à l'exutoire augmente
- ⇒ en « largeur » car le nombre de segment actif par classe de distance augmente en particulier au centre du bassin vers lequel se déplace progressivement le centre de gravité du réseau.

2.3 Variabilité du transfert dans le réseau : quels facteurs de contrôle ?

2.3.1 Une structure et un fonctionnement variables

Le transfert dans le réseau hydrographique est présenté comme un processus dynamique à l'aide d'un outil de mesure qui est la densité de drainage. Cette variable est utilisée soit globalement comme indice pour comparer des bassins, soit en fonction de la distance à l'exutoire pour caractériser sa variabilité spatiale au sein d'un bassin. La densité de drainage maximale n'est qu'un potentiel de drainage rarement atteint. Pour adapter le réseau de drainage à l'état hydrologique du bassin une partition du réseau est souvent présentée par les géographes pour distinguer les éléments pérennes, temporaires et éphémères du réseau (Lambert, 2006). On distingue d'une part le réseau permanent alimenté par des réservoirs souterrains ou des transferts retardés subsurfaciques et d'autre part le réseau extensible dont l'activation et le comportement dépendent des caractéristiques des épisodes pluvieux dont l'intensité ou les antécédents de pluie. La densité de drainage est alors une manifestation dynamique qui résulte de l'effet de nombreux facteurs affectant la genèse des écoulements de surface et leur distribution dans un réseau. C'est un révélateur du fonctionnement propre

à chaque bassin versant, un trait caractéristique de fonctionnement qu'il serait pertinent de connaître pour appréhender le comportement du bassin dans un but prédictif. Cet indice utilisé pour caractériser l'extension et la contraction des réseaux peut être vu comme un paramètre de synthèse entre des facteurs climatiques, lithologiques et hydrologiques, car on peut le définir à la fois comme une résultante et un agent de l'écoulement (Humbert, 1990 ; Lambert, 2006). Cette connaissance soulève la question de la définition du réseau hydrographique. Cudennec (2000) évoque le problème, dans la définition du réseau hydrographique, de considérer exclusivement les linéaires de drainage qui marquent le paysage. Or, on désigne par réseau hydrographique un ensemble hiérarchisé et structuré de chenaux qui assurent le drainage superficiel, permanent ou temporaire, d'un bassin versant ou d'une région donnée (Larousse, 2010). C'est bien la définition que nous retiendrons, de laquelle découle une variabilité spatiale et temporelle de la fonction de transfert assurée par le réseau.

Des tentatives ont été effectuées pour démontrer l'impact de caractéristiques physiographiques des bassins comme la lithologie, la végétation et le sol sur les différences de niveau d'extension du réseau hydrographique éphémère (Gurnell, 1978). L'enjeu est intéressant étant donné le degré de liaison entre variabilité du transfert assuré par le réseau et réponse du bassin versant. Connaître les facteurs qui gouvernent la dynamique d'extension du réseau revient donc à mieux comprendre la réponse du bassin versant (Day, 1983). Mais les travaux cités plus haut restent à caractère empirique, ils ne traitent pas ou peu du déterminisme physique de ces modifications. La relation débit à l'exutoire et densité de drainage est démontrée empiriquement dans des petits bassins versants pour la plupart inférieurs à 10 km². Les difficultés d'observation du réseau hydrographique ont imposé de limiter la taille des bassins versants prospectés. Néanmoins c'est bien à ces niveaux d'échelle que l'extension spatiale des réseaux hydrographiques est particulièrement variable lors d'épisodes pluvieux. Une telle variabilité correspond à la mobilité amont-aval de la transition versant-réseau.

Au voisinage de cette zone transitoire d'initiation du drainage se pose la question de la localisation du drainage mais aussi de son intensité. Pour mieux comprendre comment se propage le flux drainé diverses expérimentations ont été tentées. Ces expérimentations n'ont pas pris en compte la dimension spatiale du réseau mais se sont concentrées sur la mesure des flux générés dans le réseau hydrographique pour étudier leur variabilité.

Pour caractériser la variabilité du flux en un point du réseau il serait opportun d'additionner tous les transferts se produisant en amont de ce point. Il est difficile de s'écarter du principe selon lequel le ruissellement est produit par des unités de surface élémentaires, mais l'additivité des ruissellements depuis les surfaces élémentaires jusqu'à l'exutoire du bassin versant n'est pas réaliste (Puech, 2000). Les fonctions de production et de transfert sont donc étroitement dépendantes de facteurs d'échelles (Gineste, 1997).

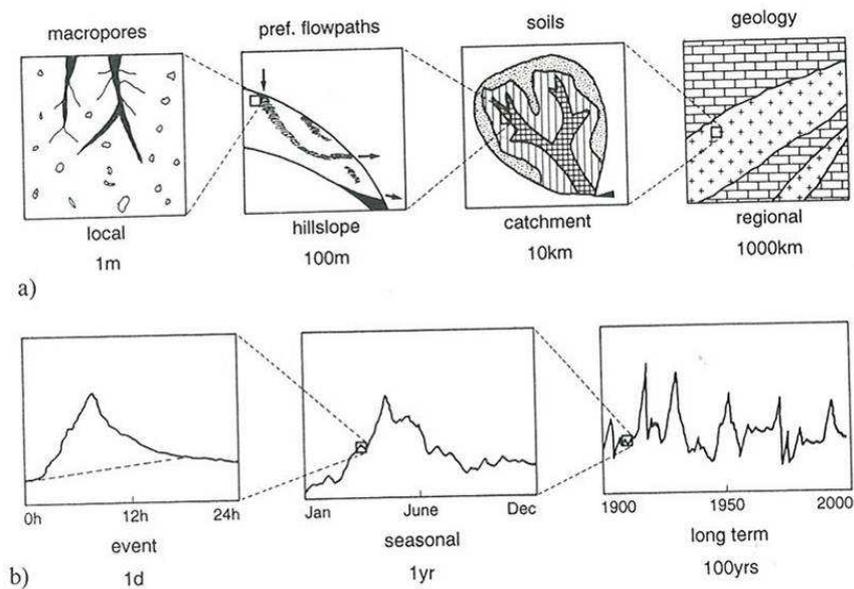


Figure I.6 : Processus hydrologiques et hétérogénéité des bassins versants pour différents niveaux d'échelle a) spatiale et b) temporelle (Bloesch & Sivapalan, 1995).

Les pertes en eau au cours du transfert et leur redistribution restent une des principales inconnues des mécanismes hydrologiques à l'échelle du bassin versant. A cause de multiples hétérogénéités spatiales qui contrôlent des voies préférentielles d'écoulements, le signal hydrologique devient plus difficilement interprétable car il perd en linéarité à partir d'un certain saut d'échelle géographique (Figure I.6). C'est le cas par exemple dans le suivi des écoulements de surface lors du passage de la parcelle agricole au petit bassin versant agricole (Le Bissonnais & Martin, 2004 ; Cerdan & al, 2004 ; Raclot & al, 2009). Ce fonctionnement est complexe car il se heurte à des hétérogénéités spatiales à la fois naturelles et anthropiques.

Nous avons vu que le drainage occupe un réseau d'extension variable, le flux produit peut également être très variable. Une partie des expériences qui ont traité de ces problèmes se basent sur le réseau hydrographique comme un support d'observation « multi échelle » de la réponse hydrologique.

2.3.2 Contrôle exercé par le facteur d'échelle

La genèse et la propagation des écoulements de surface dans les bassins versants ont été analysés en fonction de l'échelle d'observation : Peut-on simplifier le problème de variabilité de la réponse de surface en s'appuyant sur un effet taille du bassin versant ? Des travaux expérimentaux ont donc cherché à identifier des seuils de fonctionnement à travers plusieurs niveaux d'échelle. Existe-t-il un niveau d'échelle adéquat pour décrire l'hétérogénéité des bassins versants ? Une réponse positive permettrait d'envisager comment généraliser les connaissances obtenues dans de petits bassins versants expérimentaux pour des modèles à plus large échelle voire pour d'autres contextes.

Les travaux portant sur des surfaces élémentaires représentatives sont un exemple pour illustrer ce concept. REA pour « representative elementary area » (Woods & al, 1990), est considérée comme une entité spatiale au comportement stable et homogène en termes de réponse hydrologique. Il s'agit d'une taille minimale de discrétisation de l'espace du bassin versant pour laquelle la représentation des processus peut rester simple subsistant dans une moindre

mesure les effets d'hétérogénéités locales. La réponse hydrologique dans le réseau hydrographique mesurée sur une série de bassins emboîtés montre que la variabilité des débits diminue lorsque la taille du bassin augmente (Woods & al, 1990, Woods & al, 1995). Cette chute rapide de la variance est interprétée comme l'effet d'une organisation de l'espace du bassin versant. En analysant les distributions des débits et des indices topographiques (Equ.1.1) à différentes échelles les auteurs observent une stabilisation des variances aux mêmes niveaux d'échelle pour des bassins différents. Ils en déduisent une surface élémentaire seuil représentative. Néanmoins, des travaux successifs ont montré que la limite de cet amortissement n'est pas valable à toutes les périodes : la taille du REA est variable selon la période considérée de l'événement pluvieux (Bloschl & al, 1995). Toutefois, cela suggère qu'à partir de certains niveaux d'échelles un comportement hydrologique relativement simple est plus facile à interpréter et que la complexité reprend le dessus à des niveaux plus fins. L'existence de seuils qui contrôlent l'expression de l'hétérogénéité du milieu est mise en évidence. Ces résultats ne sont cependant pas universels et extrapolables dans d'autres contextes. Par exemple si l'on s'intéresse à des phénomènes d'érosion il faudra envisager de descendre à une échelle inférieure au REA et trouver les moyens de caractériser un comportement du bassin versant (Grayson & al, 1993).

L'amortissement de la réponse hydrologique se produit à partir d'un certain seuil de surface contributive qui dépend du contexte propre à chaque bassin versant. L'hypothèse couramment admise est que plus le bassin est grand, plus les contributions souterraines à l'écoulement sont importantes, alimentées par les sous bassins amont. A l'échelle de petits bassins versant emboîtés toutefois, l'hypothèse de croissance du débit de base avec la taille du bassin a été validée dans certains travaux, mais mise en défaut dans d'autres (Shaman & al, 2004) : Les travaux « multi-échelles » en bassins emboîtés cherchent encore aujourd'hui à décrire et expliquer ce phénomène d'amortissement et sa variabilité. En observant les écoulements journaliers sur un bassin versant de plus de 100 km² (Non loin de New-York, Etats-Unis) de structure topographique, géologique et de couverture assez homogènes, Shaman & al, (2004) ont trouvé que la taille limite du bassin pour retrouver une linéarité se situe entre 8 et 21 km². A partir de 10 km² environ, les bas débits seraient, de manière équivalente sur le bassin versant, contrôlés par un réseau de macropores et de fractures. Ce processus serait régulé par une matrice de sables et graviers positionnée autour des cours d'eau. Ushida & al, (2005) ont complété cette approche en remontant sur les processus de versants prétendant qu'il ne faut pas négliger le lien entre échelles inférieures à 10 km². Ils observent une très grande variabilité dans la réponse à l'échelle du versant, bien supérieure à celle observée dans le tout début du cours d'eau.

Hormis les contextes de fonctionnement très « hortonien » de débits de pointe pour lesquels une relation simple entre la taille du bassin et les valeurs des débits a pu être établie (Odgen & al, 2003), la connexion entre le fonctionnement à l'échelle proche du versant, extrêmement complexe, et le fonctionnement à l'échelle du bassin versant, plus facilement prédictible, reste un défi majeur (Sivapalan, 2003). Le problème est identique sur les bassins agricoles cultivés. Cerdan & al (2004) soulèvent la difficulté de caractériser les facteurs de contrôle de la réponse hydrologique pour le passage de la parcelle de quelques hectares au bassin versant de 10 km².

2.3.3 Contrôle exercé par des descripteurs de l'espace

Il existe un certain paradoxe car lorsqu'un lien correct est établi entre les distributions spatiales d'éléments paysagers ou autres descripteurs (sols, occupation, lithologie, topographie...) et le comportement hydrologique sur un site, il n'est pas facilement applicable sur un autre site à enjeux, non jaugé.

Par exemple, Soulsby & al (2006) ont cherché à identifier et hiérarchiser des facteurs de contrôle de la réponse hydrologique de façon à en tirer des règles généralisables. L'occupation du sol apparaît comme un facteur majeur de contrôle de la réponse du bassin mais les auteurs ont admis qu'il est indispensable de s'appuyer sur des données observées pour valider une théorie de fonctionnement de manière robuste. Autre exemple, dans les bassins versants ruraux, le taux de terres cultivées est un bon indicateur pour estimer les volumes écoulés, mais ce résultat est fragile car associé à une grande variabilité. Les auteurs mettent en cause la méconnaissance des mécanismes qui agissent lors du passage de la parcelle au bassin versant dans le contrôle des flux d'eau et de solutés (Cerdan & al, 2004 ; Raclot & al, 2010). Ils confirment la nécessité de disposer d'observations provenant de multiples situations de façon à les aborder de manière comparative. Dernier exemple, celui de l'indice topographique (Beven & Kirkby, 1979) (Equ.1.1) associé aux hypothèses de Topmodel (ou autres modèles utilisant cet indice) élaboré dans le but de contrôler spatialement l'ensemble de la réponse du bassin versant par l'émergence des zones saturées qui donnent lieu à des écoulements contributifs. Ce concept à l'intérêt d'être facilement mis en œuvre à partir d'un modèle numérique de terrain. Mais il est critiqué car il dépend de la résolution du MNT. Il ne tient pas compte de la structuration physique des horizons pédologiques sous jacents contrôlant les écoulements subsurfaciques (Ambroise, 2004 ; Musy, 2004). Ce concept n'est valable de manière pertinente que pour certains processus et niveau d'échelle spécifiques.

De plus, sur un plan statistique, les facteurs explicatifs des débits dans le réseau sont en priorité des variables liées à la surface drainée et la pluie dont l'humidité antérieure. En introduisant ces facteurs on explique plus de 80% des débits environ (Humbert, 1990 ; Puech Comm. personnelle). Il reste donc à expliquer 20% du débit. Ces 20% restant sont alors attribuables d'une part aux erreurs de mesures, d'autre part à tous les effets physiques des descripteurs de l'espace. Soit plusieurs variables potentielles pour expliquer seulement 20% des débits. Chacun de ces facteurs pris indépendamment ne peut expliquer au mieux qu'une part minime de la variabilité des débits, sauf cas très particulier de contraste fort pour un facteur qui contrôlerait une part significative de la variabilité. Par exemple un bassin nu contre un bassin totalement boisé ou bien complètement imperméabilisé. Ainsi seules des dominantes très fortes de descripteurs de l'espace peuvent entraîner une modification visible, un impact sur la valeur mesurée à l'exutoire. On démonte ainsi ce paradoxe : oui, les facteurs physiques ont un rôle, mais ce rôle est numériquement minime. Il est d'autant moins visible qu'il se répartit de manière équilibrée sur un grand nombre de variables. Ce rôle est donc dans le cas général difficile à prendre en compte et ne peut être mis en évidence pour un facteur que s'il est vraiment prépondérant sur les autres. Mais le rôle de ces facteurs spatialisés reste pertinent à étudier dans des scénarios de modification de bassin : imperméabilisations fortes suite à mutation rural urbain par exemple.

Il n'existe donc pas de solution miracle pour généraliser une hypothèse de fonctionnement validée sur un contexte particulier. L'étude du comportement

hydrologique à différents niveaux d'échelle s'est montrée jusqu'à présent difficilement capable d'aboutir à une théorie universelle valable pour décrire la génération et la propagation des écoulements. C'est peut être parce que cet objectif est peu pertinent. Au vue des difficultés, des idées émergent sur l'opportunité de la classification des bassins versants et l'élaboration de référentiels. Les orientations prises dans le cadre des prévisions en bassins non jaugés (Sivapalan & al, 2003) ont néanmoins pour objet d'aboutir à un système général de prévision hydrologique qui intègre « un ensemble de paramètres représentant les propriétés du paysage qui régissent les processus cruciaux ». Parmi les axes proposés, on peut retenir la question de la réduction des incertitudes associées aux prévisions des modèles, et la promotion de réseaux d'observatoires de terrain incluant la nécessité d'innover dans ce domaine pour amener de la connaissance et contribuer à réduire ces incertitudes.

2.3.4 Déficit d'informations pour relier les niveaux d'échelle

Compte tenu de l'hétérogénéité des milieux, chaque site doit malheureusement être considéré comme un cas de fonctionnement particulier (Beven, 2000 ; Wagener & al, 2007). Il est difficile de quantifier l'hétérogénéité de surface et encore moins de subsurface du bassin versant dans la perspective de connaître leurs impacts sur la réponse hydrologique. Déjà pour Hewlett et Hibbert (1963), il y a près d'un demi-siècle, les propriétés des sols constituaient le facteur majeur de contrôle de la réponse hydrologique. Pour de nombreux auteurs aujourd'hui sols et sous-sols constituent toujours les sources d'hétérogénéités spatiales qui ont un effet significatif sur le système hydrologique et représentent donc une clé pour en améliorer la compréhension (Troch & al, 2009). Or cette connaissance n'est pas accessible par télédétection, les méthodes d'observation permettant d'identifier et hiérarchiser les écoulements préférentiels dans le sol et le sous sol ne sont pas parvenues à maturité (Allaire & al, 2009).

Face aux hétérogénéités des milieux, si chaque situation demeure unique, des pertes d'informations seront toujours à déplorer lors du passage à plus large échelle. Il persiste un risque que le fonctionnement déduit des observations à échelle fine ne soit pas représentatif du fonctionnement à plus large échelle (Soulsby & al, 2006). Un processus ou un facteur important à échelle fine ne l'est pas nécessairement à l'échelle du bassin versant. Se donner comme objectif de faire face à ce type d'hétérogénéités passe notamment par de nouvelles approches, notamment pluridisciplinaires ; de nouvelles méthodes d'observation extrapolables et généralisables (MacDonnell & al, 2007). L'objectif serait d'identifier des « traits de fonctionnement » des bassins versants, décrire, documenter et interpréter l'impact des hétérogénéités sur l'organisation spatiale des écoulements et des différents cheminements.

Selon MacDonnell & al, (2007) la connectivité hydrologique est une propriété émergente particulièrement pertinente pour discuter de cette organisation. Les effets des hétérogénéités sur la réponse hydrologique se manifestent à travers le cheminement de l'eau et en particulier affectent le niveau de connectivité assuré par ces cheminements, quels qu'ils soient. Si les hétérogénéités affectent directement la connectivité, il apparaît essentiel de mesurer cette connectivité et d'envisager par la suite de la paramétrer à l'aide de modèles. Pour ces auteurs ce travail passe par deux étapes essentielles :

- ⇒ Explorer à échelle fine les hétérogénéités spatiales et leurs corrélations avec des mesures des niveaux de connectivité, car c'est à cette échelle

que l'on peut comprendre comment les processus gouvernent l'écoulement.

- ⇒ Exprimer la réponse hydrologique du grand bassin versant en lien avec les mesures de cette connectivité, autrement dit extrapoler cette notion de connectivité à plus large échelle.

A défaut de détenir une information spatiale totalement satisfaisante, il serait en effet plus pertinent pour mieux valoriser des données spatialisées disponibles, de s'appuyer sur un aperçu du fonctionnement hydrologique avec un dispositif qui éviterait une instrumentation lourde à mettre en place sur le long terme. La confrontation entre le potentiel offert par les données spatialisées disponibles et un aperçu du fonctionnement hydrologique offert par une prospection de terrain légère, ciblée mais dense et spatialisée permettrait de proposer de manière plus fiable des pistes pour le passage à plus large échelle. Ajoutons que le réseau hydrographique se prête bien à cette approche dans le domaine de l'hydrologie de surface.

2.4 Conclusions sur le réseau hydrographique

Un grand nombre de travaux basés sur la description du réseau hydrographique et sur la construction d'indices ont été développés (voir notamment une synthèse sur les indices existants dans Douvinet & al, 2008). Les approches développées plus haut démontrent les liens essentiels entre les caractéristiques de ces réseaux et la réponse hydrologique à l'exutoire du bassin versant. Mais il existe encore un potentiel immense de connaissance à acquérir sur cet organe essentiel du fonctionnement du bassin versant (Wharton, 1994). Un des aspects fondamentaux repose sur le caractère dynamique du transfert dans le réseau hydrographique. Il s'agit bien d'un objet dynamique trop souvent considéré de manière statique (Wharton, 1994 ; Gurnell, 1978). Les indices empiriques montrent qu'une approche dynamique du transfert est souhaitable pour se rapprocher d'une signification physique réaliste. La plupart des indices bâtis via des approches du réseau de drainage pour expliquer le débit à l'exutoire des bassins versants ne prennent pas assez en compte les changements temporels dans la structure spatiale des réseaux de drainage. Or c'est une information qui permettrait de relier différents niveaux d'échelles. L'analyse du facteur d'échelle montre bien ce besoin particulier pour des périodes et des espaces qui correspondent à l'événement de pluie dans les petits bassins versants de quelques km². L'analyse du rôle des descripteurs de l'espace pourrait également en bénéficier. Le développement de méthodes destinées à intégrer cette propriété dynamique du transfert doit être poursuivi. Pour ce faire une évaluation de l'extension du réseau hydrographique doit être envisagée à partir d'observation de terrain.

Les contributions récentes sur le thème de la connectivité hydrologique offrent, nous semble-t-il, un cadre de réflexion et d'action pour analyser l'organisation interne du fonctionnement des bassins versants dont fait partie la variabilité du drainage dans le réseau hydrographique.

3 Apports du concept de connectivité hydrologique

La notion de connectivité est de plus en plus utilisée dans les disciplines des sciences de l'environnement. De nombreux auteurs ont exprimé le besoin d'aller au delà des théories classiques de ruissellement dont les deux majeures sont le dépassement de la capacité d'infiltration et l'émergence de zones saturées (Ambroise, 1999 ; 2004 ; Bracken & Croke, 2007, MacDonnell & al, 2007, Ali & Roy, 2009, Troch & al, 2009). C'est une voie nouvelle pour mieux comprendre les systèmes environnementaux soumis à des processus agissant de manière non linéaire (Lexartza-Artza & Wainwright, 2009).

L'usage intensif de la notion de connectivité hydrologique est relativement récent dans la littérature scientifique. Il n'a cessé de s'accroître depuis 2000 et plus particulièrement à partir de 2005 (Ali et Roy, 2009). Pour certains, il s'agit d'une nouvelle théorie fondamentale pour mieux expliquer le comportement des bassins versants. Mais la définition de ce concept n'est pas uniforme dans le domaine de l'hydrologie. Il est également exploité dans d'autres disciplines comme l'écologie (Amoros & Bornette, 2002). Ce concept apparaît pour certains comme « passe partout » car il est rarement utilisé avec une définition claire, de même qu'à une échelle ou dimension spécifique (Mickaelides & Chappell, 2009). La connectivité hydrologique est décrite comme un transfert de masse d'eau d'un point à l'autre du paysage avec possiblement la génération d'une réponse de type ruissellement. Ali et Roy (2009), parlent de connectivité diffuse pour les processus de versant puis de connectivité directe qui s'établit progressivement dans le réseau hydrographique. Nous allons voir comment est envisagé le fonctionnement du bassin versant via ce concept puis en tirer des enseignements sur les méthodes d'observation in situ à développer en se rapprochant du problème de non stationnarité du transfert au sein du réseau hydrographique.

3.1 Une notion d'organisation de l'espace du bassin versant

3.1.1 Un ensemble organisé spatialement.

Le débit à l'exutoire d'un bassin versant est une variable qui intègre le déroulement de plusieurs processus hydrologiques sur des zones d'extension variable dans l'espace et le temps. Dans une description relativement pionnière de la connectivité hydrologique, Ambroise (1999) a marqué la distinction entre les zones actives et les zones contributives à l'écoulement du bassin versant. Une zone active peut être contributive à l'exutoire dans la mesure où une connectivité hydrologique s'établit. Cela suppose que le bassin versant soit un système organisé spatialement. Ce concept représente un cadre d'analyse du fonctionnement interne du bassin versant qui peut aider à l'élaboration de modèles simples fondés sur une réalité physique. La complémentarité des concepts de zone active et/ou contributive à un exutoire sur des emprises différentes conduit à s'interroger sur la variabilité du fonctionnement interne du bassin versant. Les zones actives sont distribuées sur le bassin versant et peuvent être le siège de plusieurs processus de production simultanément ou successivement. L'intégration spatiale de ces fonctionnements locaux mène au concept complémentaire de zone contributive variable. La contribution est conditionnée par l'existence d'une connectivité entre zones actives et exutoire du bassin versant. Plus la distance de transfert est importante, plus la réponse du bassin est lente, car la masse d'eau considérée peut subir l'influence successive de processus divers. L'ensemble des zones contributives peut éventuellement représenter une superficie inférieure à l'ensemble des zones actives. De la même

manière, Ambroise (2004), distingue les périodes actives variables et les périodes contributives variables. La durée totale de l'ensemble des périodes contributives peut être inférieure à la durée totale des périodes actives. Un processus de ruissellement par excès de saturation peut n'être contributif au débit que pendant la période de l'épisode pluvieux durant laquelle la zone considérée se connecte à l'exutoire. Cette description de la connectivité hydrologique représente une clé de compréhension pour chercher progressivement des seuils qui contrôlent les pertes de linéarité caractéristiques de la réponse des bassins.

Le concept de connectivité hydrologique est donc fondé sur la recherche des schémas d'organisation spatiale des écoulements mobilisés par les processus de transfert :

- ⇒ Dans le cas d'une production par excès de saturation le niveau de connectivité hydrologique dépend de la mise en connexion des surfaces qui se saturent progressivement au cours de l'épisode pluvieux à savoir les fonds de vallée et les zones latérales aux cours d'eau. Les antécédents pluvieux ont un rôle important à jouer sur le niveau initial de saturation. Un écoulement de base est généralement associé à ce type de fonctionnement, basé sur des transferts subsurfaciques dans des talwegs qui demeurent en attente d'une reconnexion en surface à la faveur d'un épisode pluvieux.
- ⇒ Dans le cas Hortonien, les conditions antécédentes sont moins importantes que l'intensité de la pluie et il n'y a pas d'écoulement de base ou de stocks en attente de réactivation. Le niveau de connectivité dépend de la réponse hydrologique de différentes zones non contigües distribuées dans l'espace du bassin versant qui entrent en activité et propagent les écoulements vers l'exutoire si les pertes au cours du transfert restent inférieures à un certain seuil de fonctionnement.

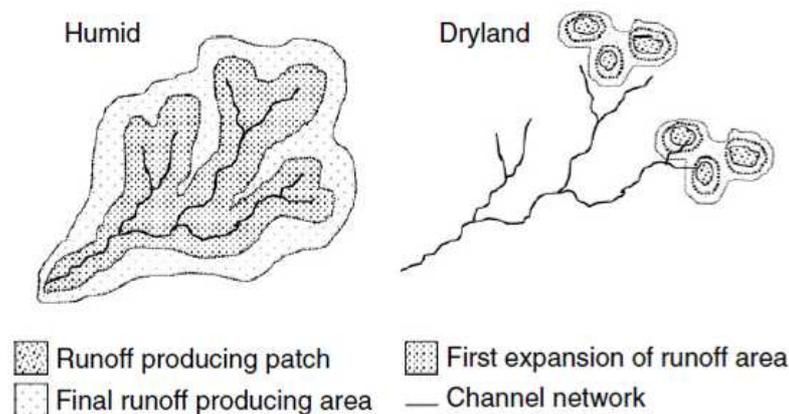


Figure I.7 : Connectivité hydrologique par extension des aires saturées (Humid) ou par assemblage d'aires contributives (Dry) selon Bracken et Croke (2007).

Ces deux grands scénarios types se mélangent dans différentes proportions au cours d'un épisode pluvieux. Les zones saturées qui suivent les fonds de vallée et les dépressions locales ainsi que les zones plutôt sensibles à l'intensité de la pluie entrent en interactions (Figure I.7). Par conséquent la réponse hydrologique est le fruit d'une dynamique qui change selon la nature de l'épisode pluvieux, les conditions d'humidité antérieure et les caractéristiques du bassin versant. Intensité et durée de la pluie sont essentielles dans le déterminisme de la connectivité hydrologique. La variabilité de l'intensité ou de l'extension spatiale

de la pluie en cours d'épisode sont également en cause. Les antécédents pluvieux ayant généré une humidité résiduelle contrôlent fortement la connectivité en limitant les pertes lors du transfert, accélérant ainsi la connexion des écoulements et le passage de zones actives à contributives.

Nous avons soulevé plus haut le problème du déficit de prise en compte des processus de transfert à l'intérieur du bassin versant par rapport aux processus de production plus facilement paramétrables par des informations spatiales. On peut interpréter l'essor récent de la connectivité hydrologique comme un besoin d'amplifier les connaissances des processus de transfert. Une connaissance plus ample de l'organisation spatiale des flux permettrait de dénouer le problème de l'initiation du drainage dans la zone de transition versant-réseau.

3.1.2 Identification de la connectivité hydrologique

La connectivité hydrologique qui contrôle le régime des écoulements au sein du bassin versant est d'abord principalement déterminée par la nature et la distribution de la pluie. Au-delà, les éléments majeurs à prendre en considération sont tous tributaires d'une approche spatialisée du bassin versant avec dans l'ordre (Bracken & Croke, 2007) :

- ⇒ Le potentiel de ruissellement des versants qui dépend de multiples hétérogénéités.
- ⇒ La notion de distance entre zones de production du ruissellement et points de concentration du volume ruisselé.
- ⇒ La distribution et les caractéristiques des cheminements préférentiels qui jalonnent le parcours des masses d'eau sur ces distances.
- ⇒ Les caractéristiques de rugosité, végétation... des zones latérales aux points de concentration ou « d'arrivée » des écoulements.

Beaucoup de travaux se focalisent sur le ruissellement car c'est un processus qui est associé à un niveau élevé de connectivité. Par exemple Bracken & Croke (2007) ont proposé une méthode d'analyse de la connectivité qui passe par le dépassement d'un seuil de déclenchement. Tous les facteurs qui influencent ce seuil doivent être pris en compte, et pas seulement la capacité d'infiltration locale du sol. Une mesure empirique d'un volume seuil de ruissellement dit « volume to breakthrough » est utilisée pour quantifier la connectivité hydrologique dans des bassins aux caractéristiques différentes. Ce volume correspond à la quantité nécessaire d'eau pénétrant dans un espace sous forme de ruissellement pour en ressortir sous forme de débit. Il est donc dépendant notamment de la capacité d'infiltration de l'eau sur l'ensemble du cheminement entre la zone émettrice et le linéaire de drainage récepteur. On voit apparaître les idées de facteurs qui contrôlent les connexion/déconnexion du ruissellement entre deux points du bassin versant. Pour mieux connaître ces phénomènes, s'intéresser à la distance de parcours entre la source produisant une masse d'eau sur les versants et un exutoire de ce flux représente un cadre d'analyse pertinent. Intuitivement, la connectivité hydrologique est accrue quand le ratio distance de parcours sur aire contributive diminue. Ceci peut être approché par un indicateur de type distance à l'écoulement ou à l'exutoire. On retrouve ici des notions de fonctions distances introduites dans la section 1.2.4.

La continuité de la pente et la présence de ruptures de pente influencent également la connectivité hydrologique à l'échelle du versant et du bassin mais restent peu importantes à l'échelle parcellaire. Sur les longs versants à pente quasi constante, il n'est pas rare d'observer une rupture dans la production de

ruissellement avant que l'eau ne parvienne au bas de la pente ou en fond de talweg. Les relations entre longueur des versants et caractéristiques de durée et intensité de pluie produisant une connexion de l'écoulement jusqu'à l'exutoire sont complexes. Plus le versant est long, plus les possibilités de pertes par infiltration sont nombreuses et pénalisent la transmission rapide de l'écoulement. Plusieurs auteurs ont proposé un mécanisme de ralentissement de l'écoulement par unité de surface de versant parcourue. Cela dépend énormément de la capacité d'infiltration du sol car le phénomène inverse se produit pour des sols à faible capacité d'infiltration qui induisent la formation de rigoles et par conséquent un accroissement du coefficient de ruissellement par unité de surface de versant parcourue. Pour une synthèse et une étude expérimentale de ces questions voir le travail de Nicolas (2010) effectué à l'échelle d'une parcelle de vigne.

3.1.3 Focus sur les interactions entre des aspects structurels et fonctionnels

La connaissance de la connectivité hydrologique nécessite une approche « intégrée » du bassin versant à travers une description de tous les éléments du système hydrologique. C'est une condition préalable pour mieux comprendre les processus et leurs interactions qui ont lieu à chaque niveau d'échelle et entre ces différents niveaux. Pour développer une telle connaissance il faut intégrer les aspects structurels et fonctionnels de la connectivité hydrologique (Bracken & Croke, 2007 ; Lexartza-Artza & Wainwright, 2009) :

⇒ Aspects structurels :

Les méthodes de discrétisation de l'espace en fonction d'hypothèses sur le comportement hydrologique n'exploitent que l'aspect structurel de la connectivité hydrologique. La description du paysage aussi fine qu'elle soit n'indique que des tendances de fonctionnement. Ainsi l'indice topographique (Equ.1.1) indique un potentiel de saturation. Le découpage de l'espace en unité de réponse hydrologique est un autre exemple : Le maillage obtenu est une structure spatiale invariante, issue d'une combinaison particulière de descripteurs physiques : sol, topographie, occupation du sol, géologie... L'hypothèse de fonctionnement est que, pour chaque unité, la dynamique hydrologique est à la fois très peu variable et très différente de celle de l'unité voisine. La contribution de chaque unité à l'écoulement dans le réseau hydrographique dépend ensuite de sa position dans l'espace du bassin versant.

Bracken & Croke (2007) préfèrent évoquer un aspect « statique » de la connectivité. Mais le terme statique est trop limitant par rapport à « structurel » (Lexartza-Artza & Wainwright, 2009), dans le sens où les descripteurs physiques du bassin versant sont le fruit d'une histoire, d'une succession de processus et d'interactions au cours du temps, qu'ils soient d'origines naturelle, anthropique ou mixtes. Par exemple, les dépôts sédimentaires récents accumulés ou au contraire érodés à cause de modifications radicales d'occupation du sol, en quelques décennies ou siècles, peuvent fondamentalement changer la nature des cheminements préférentiels d'écoulement sur un bassin versant.

⇒ Aspects fonctionnels

La connectivité dépend aussi de facteurs beaucoup plus variables à court terme comme les caractéristiques de la pluie : durée, volume, intensité qui contribuent à l'aspect dynamique de la connectivité (Bracken & Croke, 2007) ou à son aspect fonctionnel (Lexartza-Artza & Wainwright, 2009). Ces éléments peuvent s'avérer plus importants que les éléments structurels dans le déterminisme de la réponse hydrologique. Cet aspect dynamique ou fonctionnel de la connectivité

hydrologique reste encore peu documenté car jusqu'à aujourd'hui assez peu de techniques ont pu être facilement exploitées dans ce but. Les fluctuations d'intensité pluvieuse sont par exemple un facteur incontournable car elles contrôlent le phénomène de ré-infiltration du ruissellement produit et donc les temps de parcours jusqu'à l'exutoire des bassins versants. Des travaux ont montré qu'une forte intensité pluvieuse doit être maintenue suffisamment longtemps pour activer un seuil de connectivité important dans le déterminisme des crues. Dans ce domaine les pluies radar sont devenues très pertinentes.

⇒ Couplage des aspects structurels et fonctionnels

Une approche du fonctionnement hydrologique basée uniquement sur des éléments structurels s'avère donc très insuffisante. C'est la combinaison des aspects structurels et fonctionnels qui fournit une représentation complète de la connectivité hydrologique. Par exemple, pour expliquer les coefficients de ruissellement, des informations sur la variabilité d'intensité de la pluie durant un épisode couplées à des chroniques d'infiltration en cours d'épisode sont mieux adaptées que simplement des informations sur la variabilité spatiale de la capacité d'infiltration des sols (Bracken & Croke, 2007). S'appuyer sur la connectivité fonctionnelle consiste par exemple à évaluer si les interprétations du fonctionnement hydrologique : zones tampons, cheminements préférentiels, obstacles à l'écoulement, sont bien effectives et dans quelles conditions. Ce travail permet ensuite raisonnablement d'extraire une représentation simplifiée du fonctionnement. Il permet également de mieux évaluer les changements dans le fonctionnement suite aux modifications de divers facteurs physiques.



Figure I.8 : Illustration de l'approche « emboîtée » nécessaire à l'exploration de la connectivité hydrologique grâce au couplage entre éléments fonctionnels et structurels et leurs interactions à différentes échelles (Lexartza-Artza & Wainwright, 2009).

Pour réussir le couplage entre les aspects structurels provenant de descripteurs géographiques et les aspects fonctionnels, des observations permettant de juger de l'organisation spatiale des zones connectées par un flux hydrologique sont indispensables. Pour cela, les approches de terrain par niveaux d'échelle emboîtés sont plébiscitées (Ali & Roy, 2009 ; Lexartza-Artza & Wainwright, 2009) (Figure I.8). Une telle approche est la mieux adaptée pour révéler la nature et l'intensité des interactions entre le flux écoulé et les autres facteurs dans l'étendue du bassin versant. Elle permet de cartographier les connections hydrologiques dans l'espace et évaluer les facteurs physiques qui, au cours du temps, conditionnent l'établissement de ces connections. Une stratégie de terrain

pertinente doit être adoptée pour caractériser au cours du temps les éventuels changements dans la hiérarchie des facteurs affectant la dynamique hydrologique.

3.1.4 Connectivité hydrologique et réseau hydrographique

Nous avons vu l'importance de prendre en compte la différence de connectivité entre versants et réseau hydrographique, de même que l'évolution temporelle de la densité de drainage du réseau au sein du bassin versant. Il en résulte une organisation spatiale et temporelle des frontières entre connectivité diffuse (versants) et connectivité directe (réseau) (Ali & Roy, 2009).

La transition versant-réseau dépend de la connectivité :

⇒ Dans le versant

Il s'agit de l'aptitude des versants à générer du ruissellement selon la nature du substrat et le régime de pluie, sans oublier la topographie voire la microtopographie. Le rôle des structures artificielles est par exemple très important dans les paysages anthropiques. De nombreux travaux ont montré l'importance des routes et fossés agricoles sur la concentration des écoulements de surface et leur redistribution dans l'espace du bassin versant. Ces phénomènes affectent considérablement le cheminement de l'eau et donc la connectivité hydrologique. Les fossés artificiels peuvent aussi jouer un rôle de régulation de la connectivité hydrologique car dans certains contextes et conditions hydrologiques ils peuvent favoriser l'infiltration des eaux collectées (Carlier & De Marsily, 2004).

⇒ Dans la zone de contact versant-réseau

Lorsqu'elle est présente, une zone tampon latérale au réseau contribue à ralentir l'écoulement et donc à abaisser la connectivité hydrologique. Il peut s'agir de zones humides caractérisées par une importante rugosité en surface et une capacité de stockage. Une zone d'humidité permanente peut être liée à un processus de redistribution subsurfacique des écoulements excédentaires reçus par les versants voisins (Dunne et Black, 1970), ou également à l'influence d'une nappe contrôlée par un cours d'eau à proximité.

⇒ Au sein du drain

Au niveau des zones de concentration qui initient le mécanisme de drainage, l'acheminement des masses d'eau vers l'aval s'effectue sur des supports variables en termes de largeur, rugosité pouvant affecter la vitesse de transfert. Ces éléments sont difficiles à quantifier mais conditionnent le niveau de connectivité hydrologique. Les situations conduisant à des systèmes érosifs et à des incisions de type ravines ont été largement étudiées car ils accroissent de manière évidente la connectivité hydrologique. En revanche les systèmes plus diffus dans la génération de l'écoulement de surface sont moins connus car plus difficiles à observer et quantifier.

Etant donné le rôle important de ces trois zones du bassin versant, on peut dire qu'en fonction du cheminement du réseau hydrographique (réseau de drainage potentiel) la connectivité hydrologique peut donc être affectée par divers éléments paysagers traversés. Dans la perspective de mieux comprendre l'impact de cette variabilité, Spence & Hosler, (2007) ont décrit les séquences d'éléments paysagers positionnés le long du cheminement de l'eau dans un paysage humide canadien très hétérogène. Ils ont utilisé pour cela des fonctions distance avec différentes hypothèses de densités de drainage et de densité d'échantillonnage des éléments paysagers adjacents au réseau. Les résultats ont

montré respectivement une grande et une faible sensibilité de ces densités à la distribution des éléments paysagers concernés. Pour les auteurs, la paramétrisation d'un modèle hydrologique devrait donc être dynamique à l'image de la densité de drainage qui est le reflet de l'état hydrologique du bassin versant. Le but serait d'intégrer de manière plus juste la connectivité structurelle liée à l'agencement des divers éléments paysagers via la densité de drainage pour expliquer la réponse du bassin versant.

3.2 Une exigence de dispositifs spatialisés d'observation in situ

3.2.1 Recherche de « pattern » de connectivité

Les études in situ et le développement des modèles doivent adopter une approche à la fois spatiale et temporelle. Le concept de connectivité suppose que les cheminements, liens, discontinuités et leur variabilité doivent être mieux pris en compte. Le zonage des aires actives et/ou contributives est une solution pour comprendre la topologie du fonctionnement interne au bassin (Ambroise, 2004), et pour mettre en évidence les facteurs majeurs qui contrôlent cette organisation. Le « pattern » de connectivité suppose que la structure spatiale et temporelle observée dans la réponse hydrologique du bassin versant n'est pas liée à un processus aléatoire. La théorie de la connectivité hydrologique suppose que le fonctionnement d'un bassin versant amène vers un « pattern » reproductible exprimé par des hétérogénéités qui dans une certaine mesure agissent systématiquement de la même façon.

L'approche peut être purement spatiale en caractérisant la connexité entre les différents objets du paysage assurée par le mouvement des masses d'eau. Elle peut également être déduite de l'exécution de différents processus hydrologiques comme les processus sub-surfaciques qui assurent la connexion versant – réseau : l'activation de certains processus est alors indicatrice d'un certain niveau de connectivité atteint par le bassin versant. On parle de connectivité spatiale ou de connectivité des processus. Les deux approches se rejoignent lorsque l'on cherche à déterminer le « pattern » ou la structure spatiale de variables hydrologiques telles que l'humidité des sols. Cette dernière approche relie les contraintes d'observation spatiales et temporelles. Elle ne se limite pas à décrire la connectivité entre objets dans l'espace mais impose de comprendre l'impact de cette connectivité sur la nature de la réponse hydrologique du bassin. Il ne suffit pas de montrer quelles unités spatiales contribuent ou pas à l'écoulement mais également comment cette « dose supplémentaire » de connectivité renforce la concentration des flux et réduit les temps de transfert.

3.2.2 Stratégie d'échantillonnage du « pattern » de connectivité

L'évaluation in situ du pattern de connectivité soulève de nombreux problèmes à la fois d'ordre méthodologique et métrologique. L'observation précise des processus et de la réponse hydrologique doit se dérouler à une échelle fine compatible avec celle de l'initiation des processus. Cependant les problèmes d'extrapolation à l'échelle du bassin versant sont récurrents. La question majeure de l'échantillonnage temporel et spatial de la connectivité hydrologique est posée : le type de données à acquérir, le choix du meilleur site expérimental, la précision et l'efficacité de la métrologie pour un coût raisonnable.

Tableau I.I : Comparaison de méthodes in situ pour échantillonner le pattern de connectivité selon des critères de mise en œuvre et de qualité spécifique (Ali & Roy, 2009). Les cercles noirs, blancs et barrés signifient respectivement que le critère est validé, partiellement validé, invalidé.

Sampling methods	Sampling schemes properties					Sampling criteria					
	Sampling unit		Sampling procedure			Sample size		Easy to implement?	Adequate for non-spurious DEMS?	Adequate for geostatistical analysis?	Hydrologically significant sampling locations?
	Hillslope-based?	Catchment-based?	Systematic?	Random?	Stratified?	Reasonable?					
Simple, random	○	○	⊗	●	⊗	○	●	⊗	⊗	⊗	
Individual transects	○	○	●	●	⊗	○	●	○	○	○	
Nested transects	○	○	●	●	⊗	○	●	○	○	○	
Grids	○	○	●	●	⊗	○	●	○	○	○	
Cyclic sampling	○	○	●	⊗	●	○	⊗	●	●	●	
IRU-based	○	○	⊗	⊗	●	○	⊗	⊗	⊗	●	
Index-based	○	○	⊗	⊗	●	○	⊗	⊗	⊗	●	

Ali et Roy, (2009) comparent plusieurs méthodes à l'aide de critères à prendre en compte pour mettre en place des stratégies d'observation du pattern de connectivité (Tableau I.I). Ces critères soulèvent la question de l'échelle adéquate à laquelle la connectivité hydrologique doit être observée. Les méthodes ne remplissent pas toujours les conditions requises pour atteindre tous les objectifs. L'emboîtement topographique des bassins versants est par exemple particulièrement recommandé pour évaluer des différences de processus et de comportement au travers de multiples niveaux d'échelle. Le protocole d'observation peut être systématique ou aléatoire. La stratification des mesures par l'Indice topographique (Equ.1.1) répond à un autre objectif car c'est un moyen utile pour délimiter des zones sensiblement homogènes en termes de fonctionnement. Toutes les zones possédant le même indice topographique sont supposées avoir a priori la même ampleur potentielle de saturation mais cela reste dépendant de l'échelle optimale de validité de cet indice. Enfin l'échantillonnage cyclique est bien noté car il est souple et économique mais le point noir est qu'il nécessite au préalable de connaître le niveau d'échelle auquel le pattern recherché est observable.

3.2.3 Compromis entre qualité et quantité des observations spatialisées

L'organisation spatiale et temporelle des observations est une des principales lacunes dans les sciences de l'environnement, car elles ne couvrent pas toutes les échelles pour lesquelles des simulations sont réalisées par les modèles (Bloschl, 2001). Les observations qualitatives de type présence absence d'une zone saturée ou d'un écoulement en surface peuvent aider au changement d'échelle de la représentation d'un processus local. Lorsqu'elles sont spatialisées et en grand nombre, ces données peuvent offrir une bien meilleure connaissance de la dynamique spatiale et temporelle des écoulements qu'une seule mesure de grande qualité météorologique effectuée ponctuellement (Puech, comm personnelle). La qualité de l'information ponctuelle est dégradée mais la quantité permet de gagner en explication du « pattern » de connectivité. Ces approches permettent de vérifier des hypothèses de fonctionnement des bassins versant, tout simplement pour éliminer des causes ne produisant pas les effets observés. La recherche du compromis entre qualité et quantité des mesures effectuées sur le terrain est importante car les campagnes lourdes sont limitées économiquement et par conséquent peu reproductibles d'un site à un autre.

Krasovskaia (1988) a étudié la variabilité spatiale du ruissellement. Partant du constat que les réseaux de stations de mesure n'existent qu'à une échelle grossière, plusieurs campagnes de mesures ont été réalisées en Norvège au sein d'un bassin versant de plusieurs kilomètres carrés. Les mesures sont mises en œuvre sur plusieurs sous bassins aux mêmes moments et durant de courtes périodes par plusieurs personnes sur le terrain. De la même façon Woods & al (1995) parlent de 600 heures de travail sur le terrain pour étudier la variabilité des débits en stations emboîtées. Plus récemment, Kuras & al (2008) ont effectué des campagnes ponctuelles de mesures des débits sur 42 points de jaugeages dans un petit bassin versant et font l'hypothèse que la mesure est synchrone.

Les stratégies de terrain spatialisées doivent être revisitées et multipliées selon de nombreux auteurs (Kuras & al, 2008). Cela suppose également de faire évoluer les moyens techniques de leur mise en œuvre en s'appuyant sur des capteurs peu onéreux en grand nombre voire avec le soutien des technologies de l'information et de la communication.

3.2.4 Bref regard sur les réseaux de capteurs sans fils

Caractériser la variabilité spatiale et temporelle des flux d'eau voire de solutés répond à la nécessité de connaître la connectivité hydrologique d'un bassin versant. L'idéal est de disposer de fortes fréquences de mesures à la fois spatiales et temporelles. L'aspect temporel est important car des processus peuvent se dérouler rapidement de l'ordre de la minute par exemple pour une onde de ruissellement en tête de bassin versant. Cette onde peut s'accompagner d'un pic de concentration en soluté si on s'intéresse également aux flux de polluants. Or, il apparaît que pour des raisons de coût de fonctionnement, la plupart des réseaux de mesures actuels à haute fréquence temporelle sont réduits à un faible nombre de sites. Cette différence profonde entre la faible fréquence de mesure spatiale et la forte fréquence temporelle, visible dans la plupart des cas, peut d'ailleurs être vue comme un paradoxe face aux problèmes posés par la connaissance de la connectivité hydrologique, et par le nombre de paramètres des modèles spatialisés.

Des projets de collecte de données hydrologiques sur des sites densément instrumentés sont en cours notamment aux USA avec l'objectif d'atteindre des résolutions spatiales et temporelles sans précédents via un emboitement d'échelle (WATERS Network : WATer and Environmental Research System Network <http://www.watersnet.org/about.html> consulté le 28/11/2009). Ces observatoires environnementaux doivent faire face à des contraintes technologiques et budgétaires. Pour ces raisons la métrologie déployée de manière densifiée est simplifiée et optimisée en termes d'interventions humaines (Horsburg & al, 2009).

Une densité plus importante d'information représente une assistance dans la compréhension des mécanismes de cheminement des écoulements dans le bassin versant. C'est également une aide à la décision dans le choix de zones ou de périodes les plus propices à une investigation in situ plus lourde : prélèvements, instrumentation.

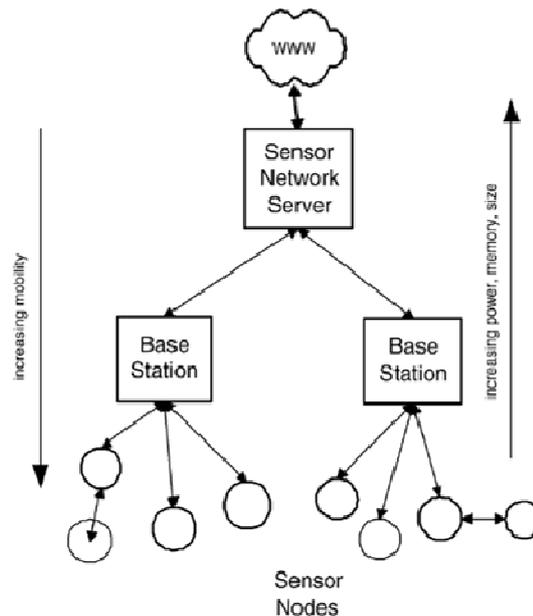


Figure I.9 : Illustration schématique des composantes d'un réseau de capteur environnemental d'après Hart & Martinez (2006).

Les technologies de réseaux de capteurs sans fil (Figure I.9) constituent aujourd'hui une alternative incontournable pour proposer des infrastructures de collectes de données en adéquation avec les ambitions de caractérisation de la connectivité hydrologique tout en limitant les dépenses de logistique et de fonctionnement. Un réseau de capteur environnemental se caractérise par trois composantes essentielles :

- ⇒ Le capteur et le dispositif de mesure permettant d'acquérir la donnée observée sur le site d'intérêt.
- ⇒ Le système de communication permettant par des protocoles de transfert dans le réseau de capteurs, d'acheminer les données vers une mémoire centralisée.
- ⇒ Le stockage, l'assimilation et le traitement d'un flux élevé de données, intégrant des procédures de validation voire de correction des chroniques enregistrées, de manière à rendre disponible des données de qualité pour l'analyse et l'interprétation des processus.

Les principales difficultés technologiques reposent sur la gestion de l'énergie nécessaire aux flux de données et à l'autonomie des capteurs. Ce type de dispositif se doit également de conserver une souplesse de mise en œuvre de façon à pouvoir facilement implémenter différents sites successivement.

3.3 Conclusions sur le concept de connectivité hydrologique

3.3.1 Une contribution pour dénouer le problème de l'hétérogénéité des milieux

Le concept de connectivité hydrologique permet de mobiliser les différents processus hydrologiques et leur emboîtement spatial et temporel. On constate que ce concept tel qu'il est documenté représente un renouvellement dans la manière de décrire le fonctionnement hydrologique en lien avec une réalité physique. Son usage implique systématiquement que le bassin versant soit considéré comme un système organisé spatialement (Ambroise, 2004), à tous niveaux d'échelle. Il faut par conséquent mieux décrire et observer en

s'appuyant sur une connaissance du déploiement des processus de production et de transfert. Le grand intérêt de ce concept est qu'il recouvre une démarche méthodologique, ou une attitude, pas forcément nouvelle, mais incontournable pour bien valoriser in fine les informations spatiales utilisables dans des modèles spatialisés. Les informations spatiales issues de la télédétection alimentent la dimension structurelle de la connectivité hydrologique mais dans de très rares cas la dimension fonctionnelle. Ces données sont donc insuffisantes pour caractériser la structure spatiale de la connectivité. Il faut obligatoirement y associer des informations sur la dimension fonctionnelle pour conclure sur la validité, le rôle de tel ou tel descripteur de l'espace. De ce fait, ce concept justifie un enjeu majeur d'innovation en termes d'observations et de mesures de la réponse hydrologique dans l'espace du bassin versant, avec une forte répétitivité spatiale et temporelle. Cet enjeu peut être vu comme un intérêt pour le futur, car il va dans le sens d'une meilleure connaissance du fonctionnement hydrologique mais de nombreuses difficultés de nature économique et technologique devront être affrontées.

L'engouement récent pour le concept de connectivité vient aussi du fait que l'évolution des technologies offre aujourd'hui des possibilités nouvelles pour observer la complexité du système hydrologique. Cela donne la perspective d'une représentation moins simpliste et plus réaliste des fonctions de production et surtout de transfert dans les modèles. Nous retiendrons des diverses contributions qu'il est souhaitable de tester des hypothèses de fonctionnement pour relier les différents niveaux d'échelle. La question de la distribution des temps de parcours des masses d'eau et des possibles déterminants physiques de leur contrôle revient souvent. Des travaux restent actuellement orientés sur ce sujet à l'aide de modèles relativement simples (Grimaldi & al, 2010). Mais pour établir ce type de diagnostic des outils et dispositifs de contrôle in situ de la réponse hydrologique sont indispensables même s'il s'agit d'approches empiriques, de mesures simples, binaires ou incertaines (Grayson & al, 2002).

3.3.2 Le réseau de drainage est un élément majeur de connectivité

Nous avons vu que la densité de drainage du réseau hydrographique actif est une variable qui interagit avec la productivité du bassin versant. Pour Humbert (1990), c'est à la fois une résultante et un agent de l'écoulement. C'est donc un agent fonctionnel de la connectivité hydrologique. Le réseau hydrographique potentiel que l'on peut déduire du relief par différentes méthodes cartographique et géomatique est, parallèlement, un agent structurel de la connectivité hydrologique. Cette formulation qui distingue structure et fonction du réseau hydrographique intègre pleinement les idées d'expansion et contraction du réseau à l'instar d'une mesure partielle de la connectivité hydrologique. Cela justifie à nouveau la nature variable du réseau hydrographique qui devrait être prise en compte dans la fonction de transfert des modèles spatialisés (Wharton, 1994 ; Spence & Hosler, 2007). Dans ce cas, inutile de chercher à identifier des points précis de départ des drains car ces derniers sont diffus. Des approches probabilistes ont aussi été envisagées plutôt que de caler des seuils précis de surface, pente... (Foufoula-géorgiou & al, 1993, 2002).

Notons que le déficit de connaissance de la connectivité est préjudiciable pour de nombreuses problématiques de gestion de l'eau. C'est le cas des pollutions diffuses d'origine agricole affectant les eaux superficielles. La définition et la mesure du réseau hydrographique est en soi un véritable débat dans le sens où selon l'information spatiale utilisée, selon l'existence d'une expertise de terrain,

l'extension spatiale du réseau obtenue sera différente. En France les linéaires bleus sur les cartes IGN (BD Carthage) sont censés représenter les cours d'eau au fonctionnement permanent. La réalité est différente lorsque l'on se rapproche des têtes de réseau, selon la période de l'année et le contexte hydrologique. Il est certes nécessaire de fournir une interprétation cartographique aux usagers de l'information géographique. Mais lorsque cette information est utilisée dans un objectif de gestion, la qualité de l'aide à la décision devient discutable. C'est le cas avec le problème des pollutions diffuses par les pesticides dans lequel les réseaux au fonctionnement éphémère comme les fossés agricoles peuvent être, dans certaines conditions hydrologiques, les principaux pourvoyeurs de substances actives phytosanitaires vers les cours d'eau pérennes (Colin, 2000) de part leur effet sur la connectivité hydrologique versant - réseau. Dans ce cas la protection des seuls cours d'eau pérennes est insuffisante.

Poursuivant sur cette hypothèse d'extensibilité du réseau, la partie suivante traite de l'information géographique adaptée pour décrire le cheminement de l'eau.

4 Information géographique et MNT pour décrire les réseaux.

L'identification du réseau hydrographique a été progressivement aidée par les données et les méthodes géomatiques. Le cheminement de l'eau est déduit de la topographie représentée par des modèles numériques de terrain (MNT). Un MNT est une représentation numérique des altitudes. Il renseigne sur la forme et la position de la surface topographique dans un espace géographique donné. C'est une couche d'information à référence spatiale définie dans un système de coordonnées géographiques. La résolution spatiale d'un MNT au format raster ou matriciel est fixe et correspond à la taille de ses cellules unitaires. Dans le cas d'un MNT au format vectoriel de type RTI (réseau de triangle irrégulier) ou TIN (Triangulary Irregular Network) les cellules sont de taille variable, adaptable selon le terrain modélisé.

Cette partie fait un point sur des méthodes classiques d'exploitation des MNT et leurs limites pour révéler la nature des réseaux transitoires qui sont les supports de l'extension du transfert. Nous décrivons dans cette partie, également, des exemples de solutions techniques proposées pour palier à ce déficit de connaissance, ainsi que certaines avancées récentes des MNT à haute résolution spatiale. Beaucoup de ces efforts d'ingénierie en géomatique ont pour objet d'améliorer la représentation du cheminement des eaux de surface et les propriétés de ces supports pour une intégration dans des modèles spatialisés.

4.1 Limites d'usage des MNT standard

4.1.1 Support pour décrire le cheminement de l'eau

Les MNT au format raster caractérisés par un maillage régulier ont fait l'objet de nombreux travaux algorithmiques utiles à l'hydrologie de surface pour extraire de manière automatique de nombreuses caractéristiques morphométriques et topographiques des bassins versants. C'est le cas des réseaux hydrographiques car les MNT permettent d'effectuer de manière automatique le routage des écoulements de cellule en cellule grâce à l'algorithme D8 (O'callaghan et Mark, 1984). Cette procédure détecte la direction de la plus grande pente dans une des 8 directions autour de chaque cellule de la grille raster dans une fenêtre de convolution de dimension 3×3. On obtient de cette façon une matrice de direction d'écoulement codée en 8 modalités. Le flux hydrologique peut être ensuite cumulé de cellule en cellule suivant ces directions. Un réseau hydrographique peut être déduit de cette matrice de flux cumulé, en fonction d'un seuil minimal de surface amont drainée (Jenson & Domingue, 1988). En pratique on utilise un seuil minimal de cellules accumulées au-delà duquel la cellule supplémentaire appartient au réseau hydrographique. Cette technique est utilisée en routine dans la plupart des SIG.

Grâce à ce type de technique, l'efficacité algorithmique des applications développées à partir de MNT en mode raster n'est plus à démontrer. De nombreux modèles hydrologiques spatialisés ont vu le jour car l'information altimétrique ainsi que ses dérivés représentent souvent d'incontournables données. Le maillage raster d'un MNT fournit, un support de discrétisation spatiale pour la modélisation hydrologique avec la facilité de gérer la topologie des écoulements. Le concept de zone saturée contrôlée par un indice topographique issu d'un MNT raster est dominant dans les modèles issus de Topmodel (Beven & Kirkby, 1979). Il permet de simplifier considérablement le volume de données nécessaires aux modèles en s'appuyant également sur un

maillage raster. Les modèles Hydrotel (Fortin & al, 1995) ou plus récemment Marine (Estupina & Dartus, 2003) sont également dans ce cas.

4.1.2 Limites causées par les algorithmes et la précision des MNT raster

Malgré sa remarquable efficacité, satisfaisante pour de nombreuses applications hydrologiques, l'algorithme D8 ne permet pas de définir une direction réaliste des écoulements dans tous les contextes. Les MNT au format raster trouvent leurs limites, en particulier en zone peu variable, plane ou sur des versants réguliers. Ces zones peuvent se rencontrer en tout point de l'espace : en tête de bassin pour les faibles valeurs du rang de Strahler, comme en zone humide ou en plaine. En cas de faible variabilité du MNT les directions de flux sont approximatives. Le choix d'une cellule devient dans ce cas arbitraire.

Dans le cas de trop faibles variations des directions d'écoulement entre pixels voisins, l'algorithme D8 désigne systématiquement la même direction (Jenson & Domingue, 1988). Le résultat est représenté par des lignes d'écoulement rectilignes et parallèles. Le cheminement est extrêmement simplifié. Ces erreurs s'accumulent en aval car la procédure fonctionne en cascade de cellule en cellule. Pour palier à ce phénomène algorithmique une sélection aléatoire parmi les directions d'écoulement les plus proches a été proposée pour neutraliser la formation de trajectoires linéaires (Hellweger & Maidment, 1997). Le résultat bien que plus réaliste reste arbitraire. Les erreurs dépendent essentiellement des écarts relatifs entre la résolution du MNT, sa précision verticale et les dimensions morphologiques des linéaires où convergent des écoulements.

Avec l'algorithme D8 le réseau peut donc être représenté de façon trop grossière. Face à ce problème, Charleux (2001) effectue un diagnostic de qualité de MNT rasters selon un critère probabiliste. Ce critère est basé sur les impacts d'une rotation systématique de la grille du MNT sur la stabilité du réseau. Une instabilité importante de la trajectoire extraite est mise en évidence dans les zones peu variables du MNT. La qualité des extractions hydrologiques dépend des caractéristiques topographiques du terrain étudié et de celles du MNT employé. Les techniques de comblement des dépressions locales dans les MNT peuvent générer de larges zones quasiment planes. Les algorithmes de traitement classiques tels que D8 ou autres compléments basés sur des choix arbitraires donnent des résultats trop imprécis. De plus, dans la plupart des cas, les départs de drains sont appliqués sur l'ensemble d'un bassin versant pour un seuil critique de surface amont drainée identique, ce qui n'est pas vérifié dans la réalité (Puech, 2000).

Il existe néanmoins d'autres modes de calcul des écoulements basé sur des schémas multidirectionnels dont le plus connu est nommé le Dinfini présent dans les outils « TauDEM » (Tarboton, 1997). Mais ces derniers impliquent des calculs lourds alors qu'au final un écoulement unidirectionnel est systématiquement retrouvé pour les pixels des cours d'eau de rangs élevés (Charleux, 2001). C'est pourquoi l'extraction du réseau hydrographique est issue d'un schéma unidirectionnel dans la grande majorité des cas même si le cheminement des eaux est moins bien représenté.

Les tracés erronés causés par la résolution des MNT conventionnels et les algorithmes utilisés sont donc plus fréquents en tête de réseau au niveau des faibles rangs de Strahler. Selon Lindsay & Evans (2008), les incertitudes sur les valeurs altimétriques des MNT affectent par conséquent la partie finale des hydrogrammes de crue simulés à l'aide des réseaux hydrographiques couramment extraits. Par conséquent les interprétations du fonctionnement

hydrologique déduit des MNT doivent être effectuées avec prudence. Il existe donc une limite d'utilisation des réseaux hydrographiques concernant leur extensibilité qui est propre à chaque MNT. Selon Gyasi-Agyei & al, (1995) le ratio de l'écart altimétrique moyen entre pixels sur la résolution verticale doit être supérieur à 1 pour extraire raisonnablement un réseau hydrographique.

Les travaux portant sur les limites causées par la résolution ont conclu à la nécessité d'agréger l'information du MNT avec des données spatialisées complémentaires pour s'assurer de la qualité du réseau hydrographique produit. Ils ont également mis en évidence l'enjeu de choisir un MNT qui correspond le mieux à l'application recherchée (Puech, 2000).

4.1.3 Recours à des données spatiales additionnelles

Lorsque que le cheminement des eaux issu des MNT raster est erroné par exemple dans les zones planes, il est envisageable d'utiliser un réseau hydrographique connu en termes de parcours, de sens et présentant une arborescence parfaite. Ce réseau doit être disponible au préalable au format vecteur issu de digitalisation de carte ou d'interprétation d'images de télédétection.

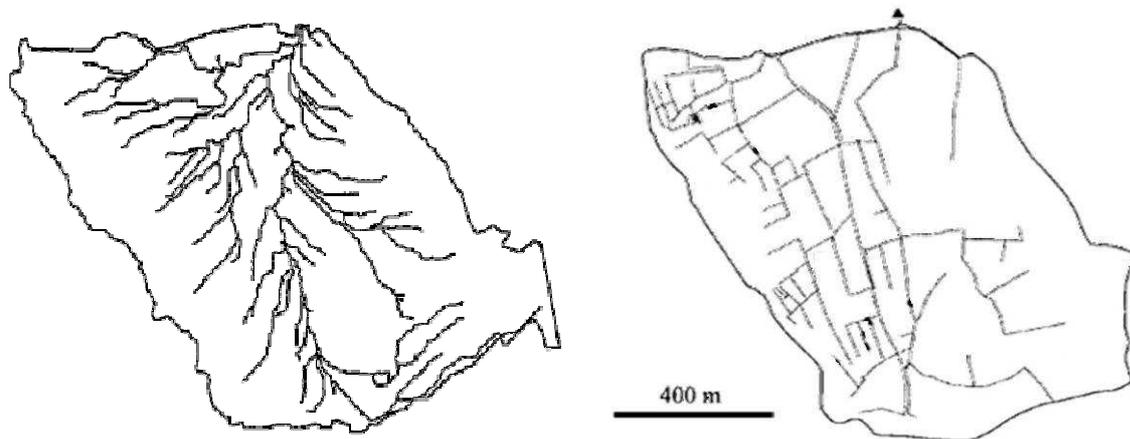


Figure I.10 : Réseau « naturel » provenant d'un MNT conventionnel à gauche et anthropique réellement observé à droite sur le petit bassin versant viticole de Roujan (Moussa & al, 2002).

Par exemple à l'échelle du km², les MNT conventionnels issus de traitements photogrammétriques deviennent quasi inopérants lorsque des aménagements artificiels indétectables à basse résolution affectent la concentration des écoulements. Des données géographiques nombreuses et de différentes natures deviennent alors nécessaires en complément, pour une meilleure représentation du schéma de réseau (Puech, 2000). Ces dernières peuvent être issues de traitements d'images de télédétection ou d'observations de terrain. En milieu rural, les aménagements agricoles comme les fossés d'assainissement des parcelles cultivées sont indispensables à intégrer dans le réseau hydrographique du bassin versant pour obtenir un cheminement réaliste (Figure I.10).

Une des premières méthodes utilisées pour corriger le MNT à l'aide de données additionnelles a été de forcer la grille raster à utiliser ce linéaire comme réseau effectif. Les polygones représentant le cheminement de l'eau doivent être rasterisés puis incrustés dans la grille du MNT. Il s'agit de la technique désormais classique du « stream burning » (Hellweger & Maidment, 1997). Elle consiste à réduire arbitrairement les altitudes des cellules appartenant au réseau identifié pour forcer les cellules voisines à converger. Une zone tampon

complémentaire est parfois incrustée autour du réseau avec un lissage décroissant des valeurs altimétriques afin d'accentuer le forçage perpendiculairement au réseau. Cette méthode est efficace et rapide mais le MNT se voit modifié à la source car on agit directement sur les valeurs altimétriques. Dans ce cas le MNT modifié n'est utilisé que pour les calculs des directions d'écoulement. Inspirés de cette technique, des travaux se sont développés pour orienter les MNT vers une meilleure représentation du cheminement des écoulements en surface.

4.2 Quelques traitements avancés des MNT par « réingénierie ».

4.2.1 Traitement de la connectivité des parcellaires agricoles

A une échelle de gestion qui concerne les petits bassins versants entre 1 et 50 kilomètres carrés, l'amélioration des schémas de circulation superficielle de l'eau sur les bassins versants fait l'objet d'un besoin croissant pour la modélisation hydrologique, en particulier lorsqu'on s'intéresse au déclenchement du ruissellement, aux effets des aménagements anthropiques sur l'hydrologie et au couplage avec des modèles de flux de solutés (Ambroise, 1999).

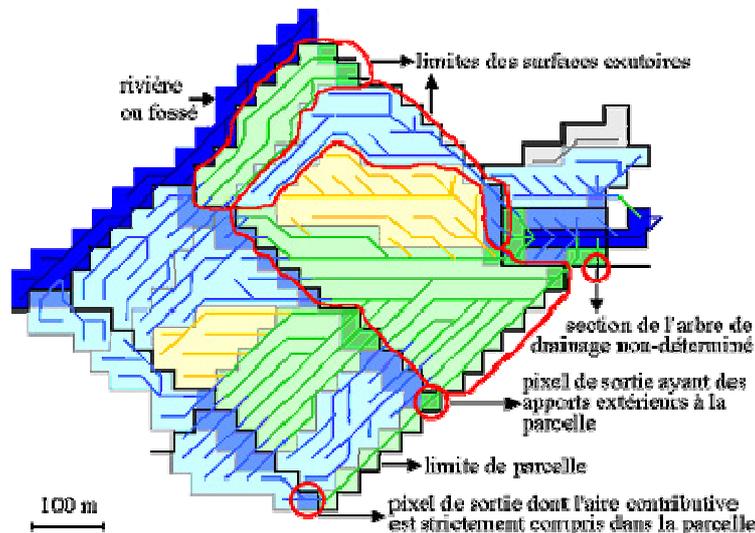


Figure I.11 : Représentation d'un arbre de drainage et de son découpage par exutoire de parcelle agricole (Tortrat, 2005) : En bleu : pixel dont l'aire contributive est interne à la parcelle de ce pixel et qui se dirige vers un pixel de sortie bleu foncé ; en vert : pixel dont l'aire contributive n'est pas uniquement comprise dans la parcelle ; en jaune : pixel dont l'aire contributive est interne à la parcelle à laquelle appartient ce pixel et qui se dirige vers un pixel de sortie vert foncé.

La méthode développée dans l'outil MNTsurf (Aurousseau & Squividant, 1997) a pour objectif de corriger les anomalies de drainage de type arborescence imparfaite relatives également aux zones à relief peu variables : fonds de vallée, plaine d'inondation, méandres... Elle consiste à utiliser un réseau hydrographique hiérarchisé pour corriger le MNT le long du parcours des cours d'eau en imposant des altitudes décroissantes de l'amont vers l'aval. Il s'agit d'une méthode de correction sous contrainte qui nécessite de numériser des réseaux hydrographiques. La numérisation s'effectue en mode binaire selon la présence ou l'absence des polygones sur les mailles du MNT (valeur 1 si la polygône est projetée sur la grille, valeur 0 sinon). Un arbre de drainage est ensuite construit à partir du point bas du réseau en passant par toutes les mailles. Les altitudes

sont alors corrigées pour assurer une décroissance suivant la topologie du réseau. Une large part des anomalies est ainsi corrigée.

Cet outil a été également développé pour prendre en compte les structures paysagères anthropiques telles que parcellaire agricole, haies, fossés, talus, chemins ou routes qui agissent sur le transfert hydrologique. La méthode de traitement des MNT développée avec MNTsurf (Aurousseau & Squividant, 1997) a ainsi été reprise dans un but d'aide à la décision en réalisant un couplage d'un modèle hydrologique avec un modèle agronomique permettant d'estimer les transferts diffus de pesticides sur un bassin versant bocager de Bretagne (Tortrat, 2005 ; Gascuel-Odoux & al, 2009).

Ces travaux s'appuient sur un maillage raster pour découper des unités hydrologiques fonctionnelles connectées hydrologiquement. Pour cela un modèle spatialisé est basé sur une structure arborescente. Le modèle intègre les haies, talus, fossés, les limites parcellaires et les fourrières liées au sens du travail du sol. Toutes ces informations sont numérisées en conservant des attributs hiérarchiques selon des considérations hydrologiques : La priorité est donnée aux rivières puis aux fossés, puis aux parcelles... Le MNT est traité de façon à ce que l'écoulement suive cette hiérarchie topologique : pour chaque objet supportant les écoulements les directions des mailles sont forcées jusqu'à leur exutoire en intégrant une zone tampon périphérique d'une maille pour capter les écoulements latéraux. Enfin le passage de cet arbre de drainage maillé à une arborescence de surfaces contributives connectées hydrologiquement est réalisé. L'approche spatialisée est basée sur un découpage au sein des parcelles agricoles en fonction des points d'entrée et de sortie de l'eau (relevés terrain). Ces surfaces unitaires emboîtées sont classifiées selon qu'elles jouent le rôle d'aire contributive ou d'exutoire (Figure I.11). La production du débit est par la suite générée dans cette arborescence selon un modèle effectuant le partage entre infiltration et ruissellement sur chaque aire unitaire.

4.2.2 Traitement de l'influence des routes sur la connectivité de surface

L'algorithme REA (Route Enforcement Algorithm) développé au Canada permet de tenir compte dans les MNT des effets perturbants des routes sur les directions d'écoulement (Duke & al, 2003). Le modèle est constitué de trois niveaux permettant de l'utiliser en fonction du type d'informations disponibles sur les routes et leurs aptitudes à modifier les directions de flux : présence de fossés adjacents aux routes et profil des sections de route. De manière simplifiée, il s'agit de définir comment le ruissellement s'oriente en parvenant aux abords d'une route : soit latéralement selon la pente de la route si celle-ci est surélevée ou bordée de fossés, soit en traversant la route dans la continuité du flux lorsque celle-ci est « fondue » dans la topographie. Il s'agit également de définir, selon l'altimétrie voisine, des points de convergence du flux en cas de dépressions locales aux abords des routes et de savoir si le comblement de ces dépressions orientera le flux latéralement dans le fossé ou le conduira à traverser la route. L'algorithme produit une matrice de direction qui tient compte de ces phénomènes de concentration puis les contourne par itérations successives. Cette procédure a le mérite de modéliser spatialement le comportement du flux face à des obstacles anthropiques avec en terme d'impact, le remodelage des dimensions des bassins versants testés. Mais elle semble relativement lourde à mettre en œuvre.

4.2.3 Développements des MNT par la triangulation

Les alternatives au maillage raster existent et présentent de nombreux avantages. Les travaux récents sur les modèles numériques de terrain de type TIN (Triangular Irregular Network) ou réseaux de triangles irréguliers offrent notamment la possibilité d'intégrer des données spatiales exogènes au MNT grâce aux méthodes de triangulation contrainte (Rognant, 2000). Bien qu'il faille faire face à des difficultés techniques extrêmement importantes liées aux mailles irrégulières, plusieurs travaux parviennent à un arbre de drainage du bassin versant. L'algorithme appelé « cascades dynamiques » (Palacios-Vélez & al, 1998) a été souvent pris comme base et exploité de façon différentes pour proposer un réseau (Tableau I.II).

Tableau I.II : Présentation synthétique de 5 méthodes d'exploitation des TIN pour des applications hydrologiques (Sarrazin, 2006).

Auteurs	Palacios-Vélez & al, 1998	Langlois & Delahaye, 2002	Bocher, 2005	Tucker & al, 2001	Mita & al, 2000
Structure triangulaire	TIN Delaunay	Régulière issue du MNT raster	TIN Delaunay	TIN Delaunay	Semi-irrégulière Interpolations
Logique d'écoulement	Cascade dynamique	Cascade dynamique	Cascade dynamique	Plus grande pente	Cascade dynamique
Extraction de la topologie de réseau	Cascade de facettes connectée à une cascade d'arcs	Typologie des configurations arc / facette puis cascades et graphe de cellules	Graphe de cellule avec obstacles et collecteurs puis graphe de bassins	Cascade de cellules de Voronoï passant par les arcs du TIN	Cascade de facettes connectée à une cascade d'arcs
Finalité	Modélisation hydrologique	Modélisation du ruissellement	Modélisation du ruissellement	Modélisation hydrologique	Modélisation hydrologique

Le format irrégulier permet d'éviter la contrainte d'une résolution spatiale fixe contrairement au maillage raster qui ne s'adapte pas toujours aisément aux dimensions des objets d'étude tels que les drains (Tortrat, 2005 ; Mita, 2000). Quand on se place dans un contexte de genèse des débits, le TIN permet donc de prendre en compte la schématisation des réseaux anthropiques, en intégrant directement les drains lorsqu'ils existent dans des bases de données disponibles au format vecteur.

Le maillage en TIN autorise une meilleure souplesse d'évolution par rapport au maillage régulier. La construction du MNT peut être effectuée de différentes manières suivant les modalités de triangulation et d'intégration d'objets divers utiles à la compréhension des phénomènes hydrologiques de surface. Le routage des écoulements peut bénéficier de multiples combinaisons des trois primitives graphiques du TIN que sont les nœuds, arcs et facettes triangulaires. Enfin la taille du maillage peut être conditionnée par des indices majeurs affectant les processus hydrologiques comme l'indice topographique (Equ.1.1) provenant d'un maillage raster de façon à détailler la topographie des zones les plus informatives sur un plan hydrologique (Vivoni & al, 2001). Le traitement informatique de ces maillages progresse mais reste complexe.

4.3 Apports des MNT LiDAR (Light Detection And Ranging)

Pour des détails complémentaires sur cette partie bibliographique se reporter à la Partie III où est présentée l'article « On the use of high resolution LiDAR DEM to study drainage network extensibility from a functional typology of headwater channels ».

4.3.1 Haute résolution

Le développement des MNT se fait dans la perspective de schématiser des éléments de plus en plus fins du paysage pour non seulement obtenir automatiquement les réseaux hydrographiques pérennes, mais également les linéaires au fonctionnement éphémère. Ces derniers sont responsables d'une partie de la fonction de transfert, on parle de potentiel d'extension des réseaux hydrographiques (Wharton, 1994). Les MNT bâtis à partir de données LiDAR permettent des progrès du fait d'une bien meilleure précision que n'importe quel autre produit MNT obtenu par photogrammétrie (Lindsay and Evans, 2008; Tarolli et al, 2009). Il s'agit d'une technologie de télédétection ou de mesure optique basée sur l'analyse des propriétés d'une lumière laser renvoyée vers son émetteur. Ce dernier est aéroporté dans un avion ou un hélicoptère. Il existe également des LiDAR terrestres pour des observations très locales. La distance à un objet ou à une surface est donnée par la mesure du délai entre l'impulsion et la détection du signal réfléchi. En dépit d'un coût d'acquisition encore élevé, l'information est dense et peut s'obtenir dans un délai assez court.

Pour les applications hydrologiques, seule la surface topographique du sol nu est utile pour l'étude du cheminement de l'eau, or les ondes retour du capteur LiDAR proviennent du sol nu mais aussi de tous les éléments dits de « sursol » tels que les surfaces bâties et la végétation. La principale contrainte est alors l'extraction des impulsions renvoyées par le sol de celles renvoyées par des éléments de sursol avec en particulier le cas de la végétation (Baltsavias, 1999). Plusieurs méthodes de filtrage existent et leurs performances dépendent des caractéristiques paysagères (Baligh & al, 2008). La précision finale des points filtrés est généralement très grande de l'ordre de quelques centimètres. Mais selon sa densité la végétation peut dégrader cette mesure (Hodgson & al, 2003).

4.3.2 Enjeu de la microtopographie : progrès ou détails inutiles ?

La disponibilité croissante et la précision des données LiDAR dans une majorité de contextes rend possible l'extraction des linéaires de drainage directement à partir de considérations géométriques et morphologiques. Il s'agit d'alternatives à la méthode standard délivrée par les outils SIG qui se base sur des formats de MNT interpolés en mode raster. Ainsi des travaux récents ont exploités les levés LiDAR pour détecter des fossés agricoles (Bailly & al, 2006). D'autres ont cherché en mode raster à évaluer les localisations probables des réseaux de drainage à partir des formes et des courbures (Lashermes & al, 2007 ; Pirotti & Tarolli, 2010). Mais le bénéfice des MNT LiDAR pour la cartographie des réseaux reste très important avec les méthodes standards comme le D8 (cf 4.1.1). Cela se vérifie en comparaison avec des MNT standard ou de la photo-interprétation (Murphy & al, 2007). Ainsi la détection des ravines sous forêts est facilitée (James & al, 2007 ; Remel & al, 2008).

Plusieurs études effectuées dans des contextes naturels indiquent que l'usage d'un MNT LiDAR peut se substituer à des mesures de terrain pénibles et coûteuses pour la caractérisation de certaines propriétés des réseaux hydrographiques comme la pente ou la nature du lit (Cavalli & al, 2007; Vianello

& al, 2009). En revanche dans les contextes anthropiques l'avantage de la haute résolution n'est pas systématique. Le capteur LiDAR apparaît alors comme un outil complémentaire à d'autres sources de données (Ackermann, 1999; Baltsavias, 1999 ; Bailly & al, 2006; Murphy & al, 2007).

On peut s'interroger sur l'intérêt immédiat du capteur LiDAR à révéler les éléments éphémères du réseau hydrographique qui assurent l'extension du transfert. Les MNT à haute résolution spatiale dérivés de levés LiDAR sont caractérisés par une variance locale importante capable de révéler des formes significatives (Cavalli & al, 2007), mais comme dans toute mesure de distance il existe également une erreur de mesure qui se répand dans les valeurs des cellules du MNT. Donc l'analyse par la microtopographie possède des limites qu'il est difficile de quantifier sans expertise terrain. Selon les contextes l'usage du MNT LiDAR peut donc être plus ou moins pertinent.

Les cheminements de l'eau dans la microtopographie peuvent contrôler la connectivité de zones saturées et les rendre contributives. Il peut s'agir de seuils qui contrôlent la dynamique interne des écoulements dans un sens topologique (Ambroise, 2004). A ce titre, la connaissance de la microtopographie amenée par le capteur LiDAR peut permettre un progrès en hydrologie (Lane & al, 2004).

4.4 Conclusion et perspectives des MNT

4.4.1 Deux voies de développement pour décrire les réseaux transitoires

Nous avons vu qu'au-delà des cours d'eau permanents, le fonctionnement des réseaux à régime intermittent est contrôlé par des processus hydrologiques dont la distribution spatiale est complexe. Le transfert des masses d'eau est néanmoins soumis à la force gravitaire c'est pourquoi la connaissance de la surface topographique terrestre reste indispensable. Les MNT, issus du développement de la géomatique, constituent une information spatialisée de cette surface. Les utilisateurs de SIG peuvent extraire des schémas arborescents de réseaux hydrographiques de cette topographie modélisée, mais les résultats obtenus sont dépendants de l'échelle de représentation, de la qualité et de la structure des MNT. Or, pour une finalité de simulation des flux hydrologiques et de solutés ou contaminants véhiculés à la surface des bassins versants, les modèles hydrologiques requièrent une information fiable et précise sur le cheminement et le transfert des masses d'eau. C'est une condition nécessaire pour simuler l'organisation spatiale en cause et proposer des solutions de gestion.

Pour décrire les éléments transitoires des réseaux hydrographiques et garantir le lien d'échelle avec les réseaux pérennes, nous pouvons résumer les approches en deux grandes voies possibles de traitement des MNT dans la perspective d'aboutir à des tracés de circulation de l'eau les plus réalistes possibles :

- ⇒ Exploiter des données de qualité standard et améliorer le MNT en portant une expertise sur la localisation et le fonctionnement a priori du réseau hydrographique : intégrer artificiellement la géométrie des objets linéaires du paysage à la surface topographique virtuelle disponible, en leur conférant un rôle dans le fonctionnement hydrologique de surface (collecteurs, obstacles...). Les contraintes sont essentiellement d'ordre technique et de connaissance locale des éléments paysagers qui peuvent impacter la circulation du ruissellement. Ce travail est appelé « réingénierie » des MNT (Charleux, 2001).

⇒ Utiliser des nouvelles techniques qui procurent une augmentation significative de la densité et de la précision de l'information spatiale dans la construction des surfaces topographiques numériques au point d'intégrer systématiquement les objets de la microtopographie à des niveaux d'échelle très fins, à condition de savoir éliminer le sursol. Les contraintes sont d'ordres technologiques et économiques avant d'être technique. Dans cette voie, les contributions portant sur l'usage de MNT LiDAR vont plutôt dans le sens d'un capteur de télédétection prometteur pour l'hydrologie de surface. En particulier cet usage apparaît comme une substitution possible à une connaissance terrain des réseaux transitoires qui reste indispensable dans la première voie. Des difficultés persistent dans le cas des réseaux anthropiques qui introduisent une variabilité brutale de la microtopographie.

Ces deux voies possèdent des atouts et contraintes, elles peuvent tout à fait se compléter. Dans les deux cas une contrainte de validation de terrain devrait s'imposer pour garantir un sens physique, une réalité géographique, dans la construction de ces modèles géométriques de réseau.

4.4.2 Prudence concernant la voie portée par la haute résolution spatiale

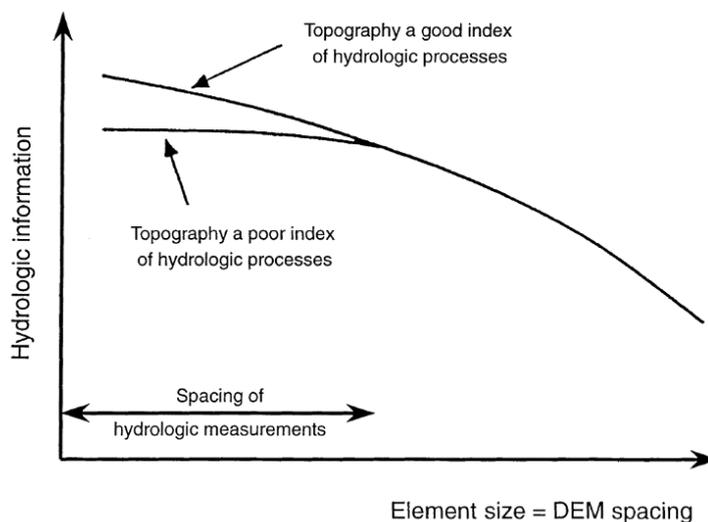


Figure I.12 : Représentation conceptuelle du lien entre le niveau d'information hydrologique et la résolution du MNT (Grayson & al, 1993).

Selon Grayson & al (1993) le pouvoir d'explication des processus hydrologiques amené par la topographie décline d'autant plus que la taille des cellules du MNT augmente et dépasse l'échelle à laquelle sont effectuées les observations de terrain (Figure I.12). Il s'agit d'un problème d'agrégation à un niveau plus grossier qui se traduit par une perte d'information. Inversement on peut considérer que ce pouvoir d'explication est lié à la résolution du MNT (à condition de bénéficier d'informations altimétriques plus denses). Néanmoins, deux scénarios sont possibles lorsque l'on affine la maille du MNT en deçà de l'échelle des observations hydrologiques :

⇒ la topographie reste un bon index pour expliquer les processus hydrologiques à échelle plus fine. Donc l'utilisation des MNT en substitution à une connaissance de terrain est intéressante en association avec des observations hydrologiques

⇒ la topographie n'est plus un index suffisant pour expliquer les processus hydrologiques à échelle plus fine : ils sont contrôlés par d'autres termes tels que la nature du sol avec par exemple des cheminements préférentiels.

Dans le premier cas tout de même, Grayson & al (1993) incitent à la prudence dans la confiance que l'on accorde aux indices dérivés de la topographie car il faudrait systématiquement vérifier que ces derniers sont bien corrélés aux processus hydrologiques dominants que l'on cherche à contrôler. Cette réflexion nous ramène au problème de la connaissance de la connectivité hydrologique par des protocoles de terrain en adéquation, en termes d'échelle, avec les données spatiales mobilisées (cf 3.2). Le rôle de la microtopographie révélée par les levés LiDAR sur la connectivité de surface représente donc une question délicate.

Ce conseil de prudence prévaut également dans le cadre du développement des modèles hydrologiques (Grayson & al, 1993).

5 Réseaux transitoires dans la modélisation spatialisée : regard sur les attentes et les sources de progrès.

L'objectif d'un modèle hydrologique est de simuler les flux d'eau et souvent d'éléments véhiculés par l'eau : contaminants, sédiments... avec une finalité de prévision, de prévention, d'aide à la décision pour les gestionnaires des territoires et des milieux aquatiques. C'est également un outil pour valider ou invalider des hypothèses de fonctionnement hydrologique. Un modèle hydrologique prend en compte l'ensemble des processus du cycle de l'eau de manière à boucler un bilan de masse. Il intègre classiquement une fonction de production qui établit une répartition de la pluie brute entre infiltration et ruissellement. La part infiltrée est ensuite soumise à divers processus du complexe sol – plante – atmosphère. La part ruisselée est disponible pour le transfert. La fonction de transfert contribue à bâtir l'hydrogramme du bassin versant par acheminement des masses d'eau à l'exutoire. Dans la plupart des modèles hydrologiques la fonction de transfert inclut une approximation du fonctionnement du réseau hydrographique. Implémenter cette fonction dans le modèle implique de choisir un tracé de réseau hydrographique dont la forme géométrique et le modèle d'hydraulique choisis agiront sur la dynamique de réponse du bassin versant.

Dans cette partie nous abordons le problème de la modélisation hydrologique et du recours à des observations spatialisées. Dans ce contexte nous traitons, à partir de quelques exemples, la prise en compte par les modèles de la nature transitoire du réseau hydrographique en particulier avec des outils conceptuels basés sur la mesure des distances d'écoulement aidée par les MNT.

5.1 Difficultés des modèles et recours aux observations « spatialisées »

5.1.1 Modélisation spatialement distribuée : définition et ambition

L'approche classique globale en modélisation hydrologique tend à considérer des zones comme homogènes du point de vue de la continuité des processus hydrologiques. Même si certains modèles ont rapidement intégré des données spatiales (Girard & al, 1972), cette approche n'est pas satisfaisante physiquement car les représentations du bassin versant restent souvent associées à un système de réservoirs à travers lesquels les relations pluie – débit sont à caractère empirique. Cela n'enlève rien à la relative simplicité d'utilisation de ces modèles dont les prévisions à l'exutoire des bassins versants demeurent satisfaisantes et suffisamment fiables pour de nombreuses applications. Tous les problèmes de prédiction en hydrologie ne requièrent pas la complexité d'un modèle distribué à base physique mais doivent nécessairement pour être crédibles scientifiquement, s'appuyer sur des bases physiques (O'connell & Todini, 1996). En effet, dans un modèle à base physique la transformation pluie – débit doit théoriquement faire intervenir toutes les caractéristiques physiques du bassin versant. L'intégration de données d'observation de la terre dans la modélisation hydrologique distribuée est donc devenue incontournable pour s'adapter à l'extrême variabilité spatiale des milieux et répondre aux nécessités de gestion.

En effet, aujourd'hui nous voulons non seulement connaître la quantité et la qualité de l'eau qui circule dans un cours d'eau mais également l'origine spatiale des flux et contaminants dont l'eau est le vecteur. Les investissements publics nécessaires pour prévenir et corriger les désordres écologiques doivent être

ciblés et pour ce faire il est de plus en plus incontournable de tenir compte de la variabilité spatiale des mécanismes en cause pour expliquer leurs effets.

Plus encore que les modèles globaux, la modélisation hydrologique à base physique, en introduisant de nombreux paramètres mesurables, des variables d'états et des équations de conservation des masses a apporté de meilleures explications et représentations des processus hydrologiques. Les modèles hydrologiques spatialisés sont très nombreux on peut citer par exemple Swatch (Morel-Seytoux & al, 1986), SHE (Abbot & al, 1986), Topog (Vertessy & al, 1999), Hydrotel (Fortin & al, 1995), Mhydas (Moussa & al, 2002) ou plus récemment les modélisations construites dans la plate-forme LIQUID (Branger & al, 2010). Quelle que soit l'échelle d'application, la complexification de ce type de modèle est liée à l'importante source de données nécessaire à leur calage, initialisation et validation qui se basent sur de nombreux paramètres. C'est dans ce contexte que l'apport des données et techniques spatiales dans la modélisation est devenue une réelle opportunité de contourner de manière plus efficace certaines difficultés liées à l'acquisition de données terrain. Par conséquent certains modèles ont pu proposer plus facilement des applications sur des bassins très divers (Fortin & al, 1995).

5.1.2 La question de la prédictibilité des modèles

L'utilisation des données de télédétection dans les outils de modélisation spatialisée nécessite de trouver un compromis entre la qualité de la donnée disponible et le lien avec le paramètre recherché. Les modèles complexes intègrent plus de processus et donc plus de paramètres. Par conséquent ces outils nécessitent une meilleure disponibilité en données de validation. Ce triptyque processus/paramètres/observation passe forcément par des protocoles d'observations spatialisées de la réponse hydrologique (Grayson & Bloeshl, 2000 ; Sidle, 2006), notamment pour soutenir l'usage des informations spatiales (Puech, 2000).

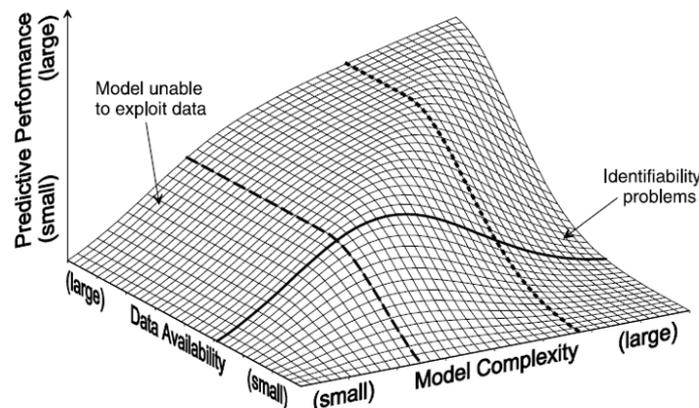


Figure I.13 : Diagramme schématisant les relations entre la complexité des modèles environnementaux, la disponibilité des données d'observation in situ et la performance prédictive du modèle (Grayson & Bloschl, 2000).

L'usage de données d'observations hydrologiques spatialisées est relativement nouveau. Cet usage n'améliorera pas forcément les performances des modèles à simuler l'hydrogramme à l'exutoire, notamment à cause des problèmes de surparamétrisation, mais il permettra tout du moins de contrôler le réalisme des simulations à l'intérieur du bassin versant (Grayson & al, 2002 ; Sivapalan, 2009) et de simuler les bons effets à partir de causes justes physiquement

(Klemes, 1983, Beven, 2000). Ainsi la complexité d'un modèle induit le recours à une grande quantité de données si l'on souhaite améliorer ses performances prédictives (Figure I.13).

Les méthodes comme la géostatistique sont extrêmement utiles pour révéler les hétérogénéités spatiales comme par exemple l'humidité des sols mais leur apport dépend de la densité des observations dans l'espace en rapport aux processus ciblés si on veut avoir une bonne idée du « pattern » de connectivité hydrologique (Ali & Roy, 2009). De plus ces méthodes rendent compte de l'état du « pattern » mais pas du degré de connectivité. Donc toute mesure directe spatialisée est pertinente : Grayson & al, (2002) font l'analogie avec l'étude du signal radar pour l'humidité des sols (Gineste, 1997) mais surtout avec la description des champs de pluie qui a considérablement progressé avec l'avènement des pluies radar. Cet outil de télédétection terrestre mesure spatialement une variable hydrologique d'importance majeure : la pluie. Même si les résolutions spatiales restent relativement grossières, la structure spatiale restituée par le capteur préserve bien mieux la variabilité de ce processus que ne la restituent des données ponctuelles dispersées. Peut-on espérer de tels progrès sur d'autres variables hydrologiques ?

5.1.3 Un exemple de validation à partir d'observations spatialisées sur un réseau

La technique classique de validation d'un modèle hydrologique consiste à utiliser l'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant. La validation des modèles spatialisés uniquement par cette unique localisation du débit est extrêmement limitée du point de vue de la crédibilité de l'aspect spatialisé du modèle. Mais de plus en plus d'efforts de modélisation hydrologique distribuée prennent en compte un certain nombre de données d'observations ou de mesures hydrologiques dans le réseau hydrographique interne au bassin versant. Ces valeurs sont utilisées soit en calibration soit en validation des modèles (Motovilov & al, 1999 ; Bandaragoda & al, 2004 ; Ivanov & al, 2004 ; Moussa & al, 2007). Pour un usage en calibration, il en ressort que la prédictibilité du modèle aux niveaux des sous bassins versants jaugés peut être améliorée dans le cas d'un grand bassin versant (Moussa & al, 2007).

La méthodologie d'observation des ruissellements de Krasovskaia (1988) à l'échelle d'un bassin versant de taille plus modeste a été reprise dans le but de valider les prévisions du modèle hydrologique distribué nommé ECOMAG (Motovilov & al 1999). Ce modèle tient compte de l'ensemble des principaux processus hydrologiques du cycle de l'eau. Selon les auteurs, mener des observations « synoptiques »⁴ des ruissellements peut donner une idée de la variabilité spatiale des écoulements. Quatre campagnes de suivis des ruissellements basés sur 38 sites de mesure ont été réalisées sur un bassin versant norvégien durant la phase de récession hydrologique pour faciliter l'interprétation des mesures. Deux campagnes ont été effectuées en conditions humides et deux autres en conditions sèches. La comparaison entre ruissellement mesuré et simulé n'a pu être effectuée que sur 12 des 38 sites d'observations. Les différences observées ne sont pas significatives et laissent apparaître un comportement correct du modèle alors que les données synoptiques n'ont pas été utilisées dans la phase de calibration. Cependant les

⁴ L'adjectif synoptique évoque l'idée de « voir dans un même ensemble », « d'embrasser d'un coup d'œil » un système complexe (<http://fr.wikipedia.org/wiki/Synoptique>).

divergences observées n'ont pu être expliquées de manière ferme. Les hypothèses avancées concernent :

- ⇒ Les imprécisions sur les calculs d'aires drainées par les petits affluents. Ceci remet en cause la qualité de l'information spatiale utilisée dans le modèle.
- ⇒ Les imprécisions liées aux techniques d'interpolation spatiale des précipitations. Ceci soulève le problème de l'ambition multi-échelle des modèles si la qualité du champ de pluie utilisé reste médiocre.
- ⇒ Les pas de temps différents entre des mesures multi-locales de débits ruisselés effectuées sur 2 à 3 jours alors que les débits sont simulés en moyenne pour la journée. Ceci met en cause directement le protocole d'observation spatialisé et sa compatibilité avec le paramétrage du modèle.

Cet exemple traduit les difficultés qui se sont présentées dans une approche de validation multi-échelle de modèle hydrologique en particulier à un niveau d'échelle relativement fin. Ces limites concernent l'adéquation entre la précision spatiale et temporelle des paramètres du modèle et la qualité des observations multi-locales effectuées dans le réseau hydrographique.

5.2 Focus sur la fonction transitoire du réseau dans les modèles

5.2.1 Une prise en compte peu développée en général

Les modèles hydrologiques se sont efforcés d'intégrer les concepts physiques des processus hydrologiques, en particulier au niveau du sol et de ses propriétés en termes de perméabilité. Les recherches ont été axées sur la répartition de la pluie entre infiltration et ruissellement à la surface du bassin versant, et en parallèle aux échanges sol – plantes – atmosphère, qui ont été intégrés dans les modèles spatialement distribués. Ces processus de production sont paramétrés sur des surfaces qui se connectent à un réseau et y délivrent des flux notamment dans le but de prévenir les phénomènes de transferts de sédiments ou de polluants. C'est pourquoi le découpage de l'espace du bassin versant est devenu un enjeu important dans les travaux de modélisation hydrologique (Dehotin & Braud, 2008). Ce découpage inclut un objet réseau hydrographique qui est stable et donc représente un élément structurant du bassin versant. Les indices de hiérarchie des réseaux dont le plus connu est celui de Strahler ont été exploités sur un plan topologique pour connecter des surfaces contributives aux tronçons et structurer le routage des écoulements.

Nous avons vu que la dynamique du système hydrologique est associée à l'étendue du réseau hydrographique en tant qu'organe de transfert (cf 2.2). Or la prise en compte d'un réseau hydrographique se traduit généralement dans les modèles hydrologiques par un tracé unique. Il s'agit donc de simuler une rupture brutale entre production et transfert. Cette simplification est destinée à répondre à la nécessité de fournir des modèles simulant le fonctionnement du système hydrologique à plus large échelle et transposable à d'autres contextes. La conséquence d'une telle simplification est une déficience du modèle à représenter un phénomène physique majeur et ce d'autant plus que le niveau d'échelle est fin. Cette situation n'est pas satisfaisante concernant le traitement des états transitoires de transfert qui prennent pourtant tout leur sens lorsqu'on analyse leur lien avec la réponse d'un grand bassin, en particulier en crue (Charleux, 2001).

On pourrait imaginer qu'à partir d'un certain niveau d'échelle l'objectif du modèle ne soit pas de simuler un débit à l'exutoire mais avant tout le degré d'extension du réseau hydrographique en fonction du temps qui correspond au pattern de connectivité hydrologique assuré par le réseau. La simulation de ce pattern garantirait le lien entre la représentation interne des processus physiques et le débit obtenu à l'exutoire. Des approches pragmatiques se développent pour intégrer la notion de connectivité hydrologique dans des modèles (Majone & al, 2010 ; Grimaldi & al, 2010). C'est par exemple des tentatives pour intégrer des zones préférentielles d'infiltration et de dépôts de sédiments dans l'espoir de mieux simuler des réductions de connectivité sur le trajet de l'écoulement (Lesschen & al, 2009). Ces zones sont localisées et paramétrées à échelle fine, puis le modèle est calibré à l'échelle du bassin versant.

5.2.2 Une approche de modélisation à très haute résolution spatiale

On pourrait être tenté de répondre au besoin de validité du modèle depuis les échelles les plus fines en utilisant tant bien que mal des données spatiales extrêmement précises. L'exemple ci-dessous démontre que les données de validation sont plus que jamais nécessaires et en particulier sur le cheminement de surface.

L'utilisation de Topmodel avec un MNT à 1 mètre de résolution (Lane et al, 2004) a engendré la formation de nombreuses zones saturées lors d'un événement pluvieux. Néanmoins ces zones ne se sont pas nécessairement connectées de façon à produire des écoulements. Cela conduit les auteurs à modifier Topmodel de façon à rendre contributives les zones saturées à condition que tous les pixels du cheminement vers le réseau hydrographique deviennent complètement saturés. Cette modélisation a été testée sur un bassin de 13,8 km² présentant une amplitude altimétrique de 353 m. La réponse hydrologique du bassin y est d'ordinaire assez rapide.

Topmodel (Beven et Kirkby, 1979) prévoit une répartition de la pluie suivant trois composantes :

- ⇒ L'écoulement de surface
- ⇒ La recharge de la zone non saturée
- ⇒ L'écoulement dans la zone saturée

La pluie qui tombe sur une unité de surface se dirige vers la zone non saturée. Si le profil de sol est saturé, la masse d'eau rejoint directement l'écoulement de surface vers le réseau hydrographique suivant une fonction appropriée. L'écoulement de la zone saturée est conditionné suivant 2 hypothèses :

- ⇒ Le processus d'écoulement est uniforme spatialement
- ⇒ Le gradient hydraulique de la zone saturée est estimé à partir de la pente locale. Ce dernier point suppose une connaissance suffisamment détaillée de la morphologie locale et une description du cheminement de l'eau.

Dans la version standard de Topmodel la conductivité hydraulique est une fonction exponentielle du déficit de stockage contrôlé par un paramètre m . Ce paramètre est considéré constant, tout comme la conductivité hydraulique à saturation car il est quasiment impossible de connaître leur variabilité spatiale. L'aptitude à la saturation est contrôlée par l'indice topographique (Equ.1.1) et la conductivité. Il est possible de définir pour chaque unité élémentaire du bassin les zones saturées contributives et le niveau de recharge de la zone saturée par la zone non saturée. De cette façon Lane et al, (2004) s'appuyant sur un MNT issu d'un levé lidar montrent que les zones saturées s'étendent progressivement

dans l'espace du bassin versant sans toutefois devenir contributives. Ils notent que l'indice topographique fait l'objet d'une distribution spatiale très hétérogène dans la zone montagneuse du bassin avec des zones à fortes valeurs au voisinage immédiat de zones à faibles valeurs. Au voisinage des fonds de vallée au contraire la distribution est bien plus homogène. C'est pourquoi selon les auteurs, les MNT à plus basse résolution engendreraient un biais lorsqu'ils représentent des zones saturées. Celles-ci sont bien plus étendues pour un même épisode pluvieux en utilisant un MNT à haute résolution. Les auteurs précisent cependant que les MNT fins issus de levé Lidar présentent un certain bruit avec des dépressions naturelles et artificielles qui sont liées aux incertitudes sur la précision altimétrique de l'échantillonnage initial. L'incertitude sur le calcul de la pente dépend de la résolution car ce paramètre est calculé selon un voisinage. Plus la résolution est haute et plus l'erreur est importante pour une précision altimétrique donnée.

Dans la version classique de Topmodel tout l'écoulement généré par les zones de déficit nul ou négatif devient du ruissellement. Dans la version haute résolution basée sur un indice réseau, il faut que les cellules qui supportent le cheminement de l'eau rentrent également en saturation. A cette échelle l'auteur a envisagé l'usage d'une série de capteurs de niveau d'eau pour valider l'hypothèse de connectivité liée au déclenchement du ruissellement sur surface saturée par extension d'un réseau hydrographique.

5.3 Usages des concepts fondés sur la distance d'écoulement

5.3.1 Outils bâtis pour l'étude du transfert

Des concepts basés sur la notion de distance de parcours dans les réseaux ont été développés pour tester des hypothèses et envisager une aide à la paramétrisation de modèles spatialisés. Ces modèles plus simples que les modèles physiques reposent sur des hypothèses de cheminement, surtout basées sur la géomorphologie du bassin versant. Ils ont permis d'étudier la dynamique de la réponse via l'étude des temps de parcours des masses d'eau. Le concept d'hydrogramme unitaire géomorphologique a été introduit par Rodriguez-Iturbe et Valdes (1979) et généralisé par Gupta et al, (1980). Ce développement a émergé notamment dans le but de mieux comprendre les effets d'échelle sur la réponse hydrologique des bassins versants plutôt que pour construire des applications hydrologiques (Cudennec, 2000).

Avant la disponibilité en information spatiale, l'analyse du transfert a été d'abord fondée sur une vision statistique de la relation pluie – débit. Cette approche est basée sur l'extraction de la pluie nette des hydrogrammes observés en ne considérant que la partie ruissellement pur. La séparation est effectuée de manière à égaliser le volume de pluie nette avec celui du ruissellement superficiel. L'hydrogramme unitaire correspond à la réponse du bassin versant à une averse unitaire de valeur homogène dans l'espace générant une lame d'eau correspondant systématiquement à la pluie nette. A chaque instant le débit observé est donc une combinaison linéaire des averses unitaires de pluie nette affectant la superficie du bassin versant. Cette combinaison est obtenue à chaque instant par un calcul de convolution.

$$Q(t) = A \int_0^t P(t - \tau) \cdot u(\tau) d(\tau) \quad (\text{Equ.1.5})$$

Avec :

$Q(t)$: Débit à l'exutoire du bassin versant

A : surface du bassin versant

$P(t)$: Pluie nette entièrement disponible au ruissellement

$U(t)$: Fonction de transfert

Cette formulation (Equ.1.5) a peu de sens physique lorsque $U(t)$ est issue d'une simple analyse statistique (Cudennec, 2000). La connaissance spatialisée du réseau hydrographique a ensuite permis d'exprimer $U(t)$ selon une fonction de transfert géomorphologique. Les hypothèses qui sous tendent ce concept sont les suivantes :

- ⇒ L'hydrogramme unitaire géomorphologique représente la densité de probabilité des temps de parcours des masses d'eau jusqu'à l'exutoire du bassin.
- ⇒ La distribution de ces temps de parcours est fortement contrôlée par le cheminement de l'eau provenant des sources d'émission du ruissellement jusqu'à l'exutoire.

Par conséquent il est indispensable d'associer à ce cheminement deux propriétés fondamentales qui sont une probabilité qu'une masse d'eau parcoure effectivement ce cheminement et une distance de parcours suivant ce cheminement. Des hypothèses sont désormais nécessaires à ce niveau pour proposer un modèle morphologique et topologique du réseau hydrographique. Le but est d'identifier les cheminements possibles des masses d'eau et ce faisant calculer les densités de probabilités des distances parcourues et des temps de transfert.

Une première approche a été basée sur la hiérarchie topologique de Strahler (Rodriguez-Iturbe et Valdes, 1979). Il s'agit de faire circuler les masses d'eau des rangs de Strahler les plus faibles jusqu'à l'exutoire du bassin versant par transitions successives. Les distributions des temps de parcours sont issues des rapports de confluence et rapports de surface de Horton. Une seconde approche est basée sur la formulation d'une fonction de distance à l'exutoire. On peut donc se passer des rapports de Horton si on dispose d'une connaissance plus formelle de la géomorphologie (Rinaldo & al, 1991). Ainsi, la fonction aire-distance ou surfaçogramme (Douvinet & al, 2008) décrit la distribution des surfaces unitaires du bassin versant selon leur distance à son exutoire suivant un cheminement gravitaire en surface. La comparaison des approches montre que la méthode basée sur les cascades d'ordres de Strahler a tendance à limiter les cheminements possibles des masses d'eau ce qui ne correspond pas à une réalité physique alors que la fonction aire représente une infinité de cheminements possibles (Snell & Sivapalan, 1994). Cette distribution permet bien d'envisager la densité de probabilité pour une masse d'eau de parcourir un cheminement donné jusqu'à l'exutoire correspondant à une distance spécifique. Elle peut s'exprimer de la manière suivante :

$$A(x) = \sum_{a=1}^n S_a(x) \quad (\text{Equ.1.6})$$

Avec

$A(x)$: fonction aire – distance

x : distance d'écoulement jusqu'à l'exutoire

S : surface unitaire

a : intervalle de distance d'écoulement jusqu'à l'exutoire

n : distance maximale d'écoulement jusqu'à l'exutoire

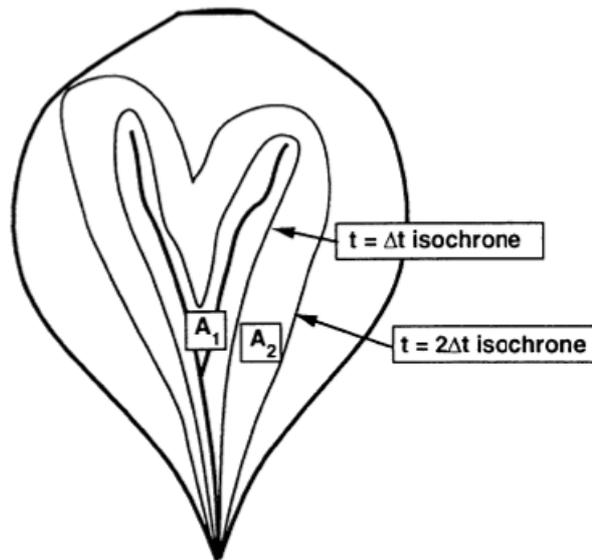


Figure I.14 : Schéma de discrétisation du bassin versant en deux espaces A_1 et A_2 correspondant à deux isochrones. D'après Maidment (1993).

La fonction aire-distance est souvent approximée par la fonction largeur⁵ du bassin versant après avoir choisi un réseau hydrographique à condition que sa densité de drainage soit relativement homogène dans l'espace du bassin versant (Cudennec, 2000). Cependant la fonction aire-distance peut être dérivée en fonction « aire-temps » plus communément appelée isochrones du bassin versant (Figure I.14). En effet cette fonction peut être déformée à souhait en courbes isochrones selon des paramètres de vitesse de transfert que l'on peut appliquer globalement ou distribuer spatialement à partir d'un découplage versant-réseau plus ou moins complexe.

5.3.2 Hypothèses simplificatrices mais simplicité d'usage.

Le concept d'hydrogramme géomorphologique ne tient pas compte des processus de genèse du ruissellement qui se déroulent sur les versants. Il suppose classiquement que le ruissellement est généré de manière uniforme sur la totalité du bassin versant, et que le temps de transfert dans les versants est faible au regard de celui du réseau hydrographique. D'autres limites sont liées de la même manière que pour l'hydrogramme unitaire à la linéarité supposée de la réponse hydrologique, une vitesse moyenne constante des écoulements et une indépendance des cheminements des masses d'eau. En réalité dans de nombreux cas les vitesses moyennes d'écoulement dans le réseau hydrographique sont une fonction non linéaire des débits. La propagation des écoulements dans le réseau est marquée par des zones d'accélération et de ralentissement à cause de changements dans la rugosité et la forme des sections. Une valeur asymptotique

⁵ Pour une définition de la fonction largeur se reporter à la section 1.2.4 Les mesures de distance à l'exutoire.

est atteinte pour les forts débits et c'est dans ces conditions qu'une hypothèse de linéarité devient acceptable (Giannoni et al, 2005). Le problème de crédibilité de ces applications est que les concepts de distance, vitesses et temps de parcours doivent être reliés à des critères physiques du bassin versant en particulier en l'absence de mesures de variables hydrologiques. Plusieurs travaux ont tenté d'intégrer ces processus de versants souvent à travers l'usage conjoint de modèle à base physique. Seuls les grands bassins versant sont traités avec une finalité prédictive. Les travaux concernent des conditions de crue où l'hypothèse de linéarité est la plus solide physiquement (Deprataere & Moniod, 1991 ; Bloeschl & Sivapalan 1995). Lors de tels événements la morphologie du bassin passe en tête dans les facteurs explicatifs de la dynamique de réponse hydrologique à l'exutoire.

De manière empirique on observe une perte de linéarité de la réponse dans les petits bassins. Ce constat bien qu'empirique limite fortement la prédictibilité de l'hydrogramme géomorphologique dans des petits bassins versants. La principale faiblesse physique de ce type de modèle est que la masse d'eau produite n'est pas transférée de maille en maille du modèle mais directement à l'exutoire avec un temps de parcours défini. L'utilisation d'un hydrogramme unitaire instantané dans une modélisation pluie débit possède néanmoins d'importants avantages en termes de simplicité et de contrôlabilité (Giannoni & al, 2005), les temps de calcul sont par ailleurs très faibles. On peut donc le voir comme un outil d'analyse du transfert dans le réseau. On peut également considérer l'approche de l'hydrogramme unitaire géomorphologique comme semi distribuée lorsqu'elle permet de tester des hypothèses sur l'importance des facteurs impactant la dynamique hydrologique tels que le type de sol en plus de la morphologie (Giannoni & al, 2005), les éléments anthropiques comme les retenues collinaires pour l'irrigation (Cudennec, 2001) ou les aménagements urbains (Rodriguez, 1999).

5.3.3 Diagnostiques appuyés par les MNT pour le tracé du réseau

Les données issues de la géomorphologie constituent le support indispensable pour réaliser un hydrogramme géomorphologique. Les données et méthodes issues de la géomatique fournissent aujourd'hui facilement ce type de support. L'avantage des MNT est de pouvoir produire rapidement une fonction aire ou « surfaçogramme ». Les méthodes permettant de calculer les directions d'écoulement sont nombreuses mais la méthode D8 reste la plus pratiquée. Cette approche numérique de la géomorphologie est souple car facilement automatisable mais peut être discutée compte tenu de la maille unitaire carré et de l'effet de la résolution des MNT (Cudennec, 2000). La digitalisation des talwegs ou de bases de données disponibles est également possible, par exemple en hydrologie urbaine. Dans ce cas on utilisera une fonction largeur qui est utilisée comme une estimation de la fonction aire. Ces deux types de méthodes et de format de données ont chacun leurs intérêts et limites. De nombreuses hypothèses ont été élaborées dans la littérature pour paramétrer les variables dynamiques des hydrogrammes géomorphologiques avec un MNT (Maidment, 1993 ; Muzik & al, 1996, Gyasi-Agiey, 1995 ; Cleveland & al, 2008). Le choix du MNT et la connaissance de sa qualité reste fondamental pour interpréter les résultats des simulations géomorphologiques (Lindsay & Evans, 2008).

Selon Maidment (1993) une question importante reste en suspens à savoir si la totalité du bassin versant est réellement contributive à l'écoulement. Selon cet auteur la fonction de transfert déductible du MNT pourrait être modulée pour

distinguer des aires réellement contributives d'aires non contributives durant un épisode pluvieux. Suivant ce raisonnement un travail d'association d'un hydrogramme unitaire géomorphologique avec un modèle de production du ruissellement sur surfaces saturées basées sur un MNT a été élaboré (Gyasi-Agiey & al, 1995). Le but était de restituer la dynamique interne du bassin versant. Le transfert est divisé en deux parties : une partie versant et une partie réseau hydrographique. Mais le réseau est étendu à des sections transitoires dont le fonctionnement est conditionné à une valeur seuil d'indice topographique (Beven & Kirkby, 1979). Le transfert sur le réseau permanent est paramétré classiquement via la fonction largeur normalisée. Le degré de saturation évoluant en cours d'épisode, le modèle est considéré comme dynamique.

L'usage des MNT pose le problème de la position géographique des têtes de bief. Nous avons vu que les sources ne sont pas délimitées par un point géographique précis, mais se présentent comme des zones saturées en eau et réparties de façon plus ou moins discontinues suivant la ligne de thalweg (Montgomery & Dietrich, 1988). Donc un seuil de surface contributive n'est pas suffisant pour identifier les départs de drains dans une grille de MNT : il n'a pas été vérifié que pour une même valeur seuil d'aire drainée critique sur un même bassin versant, l'ensemble du réseau se mette à fonctionner. Au contraire Puech et Adam (1996) trouvent des rapports de surfaces drainées critiques de 1 à 5, dépendant des pentes mais également du type de sol. L'hypothèse serait valable dans une situation de linéarité de la réponse hydrologique or c'est actuellement la procédure automatique d'extraction des réseaux des MNT la plus répandue (Jenson & Domingue, 1984). Giannoni & al, (2005) reprennent le concept d'un seuil basé à la fois sur un critère de surface drainée et sur un critère de pente (Montgomery, & Dietrich, 1989) :

$$A_d = AS^k \quad (\text{Equ.1.7})$$

Avec :

A_d : Aire drainée minimale

A : surface amont

S : pente

k : coefficient d'ajustement

Ils ont démontré qu'une solution basée un seuil AS^k avec $k > 1$ afin de donner plus de poids aux versants pentus dans le phénomène de déclenchement du ruissellement, est légèrement meilleure que la solution classique $k = 0$. Pour valider ces hypothèses, la production a été générée par l'application du modèle empirique du « Curve Number » du Soil Conservation Service intégrant comme facteurs de variabilité le type de sol, l'occupation du sol et les conditions d'humidité antécédentes calculés à partir des 5 jours antérieurs.

Ils ont ensuite utilisé un hydrogramme unitaire géomorphologique de la forme suivante :

$$Q(t) = \int_{t=1}^{t=n} M(t - \tau(x), x) dx \quad (\text{Equ.1.8})$$

Avec :

n : surface totale du bassin

$M(t, x)$ ruissellement effectif au temps t et au point x

$$\tau(x) = \frac{Dv(x)}{Vv} + \frac{Dr(x)}{Vr} \quad (\text{Equ.1.9})$$

Avec :

Dv : distance de parcours de l'eau produite par x sur les versants,

Dr : distance de parcours de l'eau produite par x dans le réseau hydrographique,

Vv : vitesse de transfert sur versant de l'eau produite par x ,

Vr : vitesse de transfert en réseau de l'eau produite par x .

Gianonni & al (2005) démontrent ainsi que l'extension raisonnée du réseau hydrographique à l'aide de MNT est un paramètre important pour améliorer la qualité des simulations. L'hypothèse d'une densité de drainage uniforme extraite du MNT est clairement mise en défaut.

5.4 Conclusion

Les modèles spatialisés intègrent de nombreux paramètres pour représenter l'ensemble des processus physiques des bassins versants à l'aide d'informations spatiales, de manière à fournir des prévisions et des scénarios d'aménagement. Mais parallèlement, la disponibilité des données internes aux bassins versants provenant de processus se déroulant en amont de l'exutoire demeure « anecdotique » (Castaings & al ; 2003). De nombreux auteurs ont indiqué qu'on ne devrait plus caler les modèles de façon « aveugle », et qu'il faudrait s'attacher à observer plus fidèlement le milieu avec une logique spatialisée (De Marsily, 1994 ; Ambroise, 1999 ; Puech, 2000 ; Grayson & al, 2002 ; Mac Donnell, 2007 ; Sivapalan, 2009). Ce constat implique le besoin en méthodes d'observations spatialisées adaptées car en télédétection on dispose le plus souvent de mesures indirectes intégrées à des pas de temps ou de résolution spatiale pas toujours pertinents.

La prise en compte du réseau hydrographique dans les modèles souffre de ces problèmes. En tous les cas les situations pour lesquelles un transfert rapide s'étend au delà ou ailleurs que sur le seul tracé escompté sont familières. Mais les tentatives de validation effectuées par observations directes sur le réseau hydrographique montrent qu'à l'échelle du petit bassin versant de quelques km² il est difficile d'obtenir des mesures distribuées en grand nombre. Ces mesures doivent également être compatibles avec le fonctionnement d'un modèle qui est généralement peu adapté aux niveaux d'échelles les plus fins. Par ailleurs l'usage de MNT à haute résolution spatiale dans la modélisation ne résout pas le problème directement. Il soulève de nouvelles questions sur la validité des transferts transitoires en surface et leur fonction de connectivité des surfaces saturées. Plus les informations spatiales sont fines et plus le besoin est grand de valider par des observations directes en quantité importante.

Parallèlement, les concepts basés sur la connaissance des distances d'écoulement, dérivable en temps de parcours par le biais d'hypothèses sur les vitesses de transfert, continuent d'être développés. Ces outils ne peuvent se substituer aux modèles spatialisés à base physique car leur domaine de validité est limité. Mais leur maniabilité avec peu de paramètres permet facilement de tester des hypothèses sur le niveau de connectivité assuré par la morphologie des bassins, conjointement à d'autres hypothèses éventuelles, en particulier à l'aide des MNT. Malgré de nombreuses approximations ces approches ont permis notamment de montrer que le tracé du réseau et la distribution spatiale de la

densité de drainage ne peuvent être négligés pour expliquer la réponse hydrologique.

6 Conclusions sur la complexité et les enjeux du cheminement de l'eau

Le cheminement de l'eau de surface est représenté par un réseau hydrographique qui ne peut pas être considéré comme un objet figé dans l'espace et le temps. L'extension spatiale du réseau de drainage a été mesurée de différentes manières à l'échelle du petit bassin versant rural. Son pouvoir d'explication de la réponse hydrologique est indiscutable. L'extension du réseau de drainage est une information majeure pour deux raisons essentielles :

- ⇒ Elle dépend de la connectivité hydrologique qui s'établit localement entre versants et fonds de talwegs.
- ⇒ Elle représente un schéma global de connectivité hydrologique à l'échelle du bassin versant

Une telle connaissance permet donc de savoir où et quand s'établit une liaison hydraulique qui amène à des écoulements contributifs (Ambroise, 2004), et quel en est l'impact sur la réponse globale du bassin. L'enjeu majeur est de proposer à l'aide de cette information des hypothèses de fonctionnement physiquement justes sur la localisation et la propagation d'un flux. Le gain serait appréciable pour les modèles hydrologiques qui doivent évoluer vers une meilleure prédictibilité de leurs simulations. Pourquoi ne pas avoir envisagé l'acquisition plus rigoureuse de cette information par le passé ?

- ⇒ Car la technique ne le permettait pas, la télédétection a d'abord été utilisée pour travailler sur la production hydrologique des bassins versants.
- ⇒ Car les enjeux autour des impacts de l'activité humaine sur la dynamique et la qualité de l'eau n'étaient pas aussi prégnants. Les questions d'érosion, transferts de polluants, ruissellement intense... imposent aujourd'hui d'améliorer les connaissances du fonctionnement hydrologique à une échelle compatible avec celle des aménagements anthropiques.

Mais des difficultés persistent pour obtenir les « patterns » de connectivité dont celui porté par le réseau hydrographique à des niveaux d'échelle de quelques km², où l'on met en œuvre des politiques d'aménagements. A partir d'informations spatiales, des progrès ont été accomplis sur l'élaboration des structures de drainage qui supportent potentiellement le cheminement des eaux de surface à cette échelle. Les modèles spatialisés cherchent à valoriser ces avancées en s'appuyant sur des plates formes SIG de plus en plus perfectionnées pour décrire le paysage et le cheminement possible de l'eau. Mais les informations spatiales ne peuvent fournir tous les facteurs qui agissent sur la dynamique de l'eau dans ce paysage.

Finalement, nous disposons de beaucoup d'éléments pour décrire la structure du paysage et interpréter la circulation des masses d'eau. Des progrès sont attendus pour rendre plus efficace cette description spatiale. Le concept de connectivité hydrologique indique cependant qu'une représentation fonctionnelle de la circulation des eaux est indispensable et justifie donc une évolution des méthodes d'observation de terrain. Il faut valoriser et intensifier toutes formes d'observations aussi rudimentaires qu'elles soient, et adopter des stratégies d'échantillonnage spatial de la dynamique hydrologique dans le réseau hydrographique. Ceci permettrait de mieux valoriser l'information spatiale disponible pour expliquer le fonctionnement hydrologique de surface et ensuite de faire évoluer la façon dont la fonction de transfert est simplifiée dans les modèles.

Partie II : Contexte géographique, enjeux et objectifs de recherche

1 Introduction

Le réseau hydrographique représente l'objet majeur d'étude de cette thèse. Le terme « hydrographique » renvoie à la notion de dessin, de tracé, qui se traduit par une structure spatiale. Le réseau hydrographique assure une fonction de transfert en surface des eaux excédentaires du bassin versant : il s'agit d'un mécanisme de drainage superficiel. Lorsque la taille du bassin versant se réduit, ce mécanisme n'est pas permanent et on peut donc utiliser le terme transitoire. De telles définitions permettent bien de distinguer la structure du réseau : le tracé, de sa fonction : le drainage. Il convient de traiter les deux aspects pour concevoir le rôle du réseau hydrographique dans l'hydrosystème.

Le réseau hydrographique est une structure linéaire arborescente de tronçons que l'on peut obtenir aisément à l'aide d'informations spatiales avec des outils géomatiques. Le réseau est extrait plus ou moins arbitrairement de MNT, puis souvent défini comme l'unique linéaire géographique où s'écoulent des masses d'eau. Cette approximation est reconnue comme une limite, et des questions majeures portent sur la structure : où commence le tracé ? Comment extraire le « bon » tracé ? Ces questions portant sur la structure du réseau sont pertinentes mais nous paraissent secondaires lorsque dans l'ensemble de la structure extraite le drainage superficiel n'est pas permanent et donc transitoire. Dans ce cas de figure nous faisons l'hypothèse que la connaissance d'une structure de réseau est insuffisante pour expliquer le comportement hydrologique d'un bassin versant. Il apparaît indispensable de connaître le tracé qui correspond au réseau de drainage actif qui par définition est non stationnaire dans l'espace et le temps. Cela se justifie car l'extension spatiale du réseau de drainage actif est généralement en rapport avec le débit produit par le bassin versant. Ceci fait de la densité de drainage un indice majeur de compréhension du fonctionnement hydrologique en particulier à l'échelle du petit bassin versant rural.

Parallèlement, nous avons vu que la notion de connectivité hydrologique permet de définir comment se construit la réponse du bassin versant dans l'espace et le temps. L'intérêt de la connaissance du fonctionnement d'un réseau transitoire au cours du temps est de pouvoir représenter les schémas de connectivité hydrologique de surface du bassin versant. Il est donc souhaitable de fournir ces schémas de connectivité assurés par un réseau hydrographique.

La connaissance du fonctionnement hydrologique de tels réseaux permettrait d'améliorer la formulation de la fonction de transfert dans les modèles spatialisés. Ces derniers ont largement bénéficié d'informations spatiales pour paramétrer la fonction de production, mais relativement peu de travaux ont porté sur la nature transitoire de la fonction de transfert assurée par le réseau. Actuellement, cette connaissance représente un besoin pour comprendre le fonctionnement des bassins versants, notamment à des niveaux d'échelle où l'activité humaine intervient dans la structure du paysage. Par exemple, si le schéma de connectivité hydrologique amené par le réseau de drainage est connu, et si des modèles parviennent à le reproduire, il est alors plus facile de tracer le parcours d'un polluant transféré depuis sa source d'émission jusqu'au milieu aquatique à préserver.

Dans ce travail de thèse, les questions techniques sont donc plutôt orientées sur l'aspect fonctionnel du réseau transitoire de manière à renforcer l'équilibre avec l'aspect structurel pouvant bénéficier assez largement d'informations spatiales : comment obtenir une connaissance la plus étendue possible de l'activité de drainage dans le réseau ? Il va de soi que les techniques proposées pour

répondre mobilisent des technologies avec pour finalité de se substituer à des observations de terrain trop lourdes ou chronophages et d'assurer une reproductibilité sur d'autres sites à enjeux.

- Recherche de réponses par la télédétection et la géomatique :

Tout d'abord, les informations spatiales provenant de technologies récentes qui amènent de la précision comme les capteurs LiDAR, permettent-elles de mieux caractériser la structure du réseau hydrographique, mais également d'indiquer par le biais de la microtopographie les tronçons ayant un rôle majeur dans le fonctionnement ?

- Recherche de réponses par un suivi hydrologique de terrain :

Nous avons montré en Partie I que les informations spatiales restent très limitées pour associer directement structures paysagères et dynamique hydrologique. Se pose donc la question d'une approche de terrain du fonctionnement du réseau de drainage pour obtenir finalement des « patterns » d'écoulement de surface. C'est pourquoi nous proposons la mise en œuvre conjointe de nombreuses observations au sein d'un réseau. Le résultat attendu doit permettre de préciser les interrelations entre structures paysagères et dynamique de drainage pour une meilleure compréhension du fonctionnement hydrologique du bassin versant.

- Association des démarches géomatique et hydrologique :

Enfin, la dernière question s'inscrit dans une perspective d'aide à la modélisation hydrologique spatialisée : les connaissances nouvellement obtenues peuvent-elles être simplifiées pour proposer une fonction de transfert du bassin versant qui intégrerait l'activité transitoire de drainage du réseau, en tant que facteur majeur de fonctionnement ? Les réponses à cette question dépendront en grande partie des conclusions à l'issue des volets précédents.

Le besoin de connaissance du fonctionnement hydrologique provient de la nécessité de mieux le prévoir et ainsi mieux gérer les territoires. Dans le premier chapitre nous présentons la façon dont se pose la problématique du cheminement de l'eau sur le territoire étudié, compte tenu des enjeux de gestion de l'eau. Ensuite le contexte particulier du site expérimental est développé. Les objectifs généraux de la thèse portent sur des expérimentations de description spatiale et d'observations hydrologiques d'un réseau hydrographique. Le but est d'analyser sa fonction transitoire et d'exploiter les résultats pour mieux expliquer la réponse hydrologique et le rôle des facteurs physiques du bassin versant. Ces objectifs et les hypothèses associées sont détaillés dans le second chapitre de cette partie, le premier chapitre présentant le site expérimental retenu pour ce travail.

2 Contexte géographique et site expérimental du Mercier

Le bassin versant choisi pour l'étude du réseau hydrographique est de taille modeste (6.7 km²). Il se situe en tête du bassin versant de l'Yzeron, territoire beaucoup plus vaste (142 km²), situé dans la partie ouest de l'agglomération lyonnaise (Figure II.1).

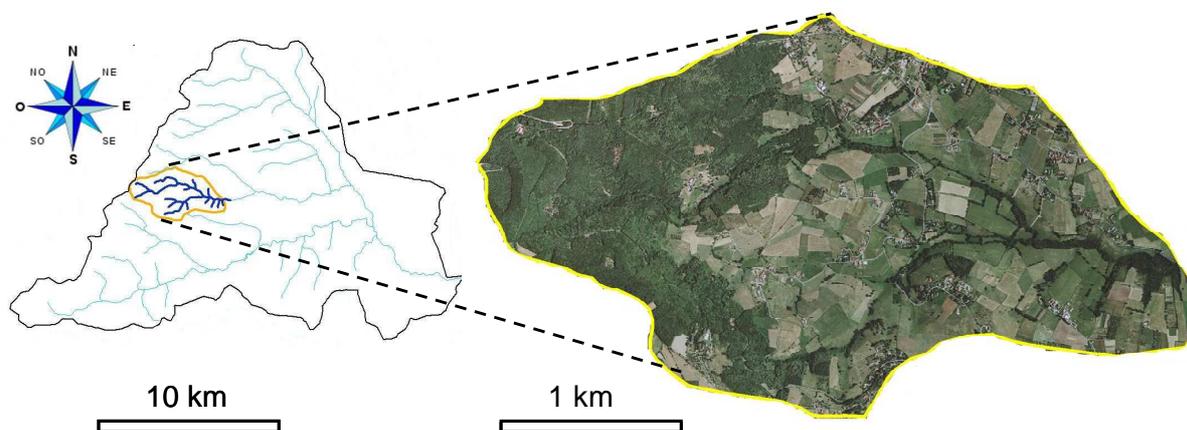


Figure II.1 : Bassin versant de l'Yzeron avec son réseau hydrographique et vue aérienne du sous bassin versant du Mercier (BD Ortho® IGN 2005).

Dans ce chapitre nous abordons les enjeux majeurs de gestion du bassin versant de l'Yzeron, ainsi que les axes de recherche dont ce territoire fait l'objet et dans lesquels s'insèrent nos travaux de thèse. Ensuite, le bassin versant du Mercier, unique site expérimental de cette thèse, est présenté. Les connaissances acquises sur son fonctionnement hydrologique avant la thèse sont présentées de manière synthétique.

2.1 Enjeux à l'échelle du bassin versant de l'Yzeron (142 km²)

2.1.1 Urbanisation en aval, déprise rurale en amont : quel impact sur la dynamique de l'eau ?

Le bassin versant de l'Yzeron, fait l'objet de recherches depuis plus de 50 ans (GRAIE, 2008). Ce bassin versant a été fortement médiatisé avec l'occurrence de crues dommageables à l'aval du bassin dans la ville d'Oullins dès les années 1980 (Chocat, 1997). Dès cette époque, l'impact de l'urbanisation sur le renforcement des crues avait été évoqué (Chocat, 1997). Le bassin a en effet connu une augmentation très nette de l'urbanisation depuis les années 1970 au détriment des surfaces occupées par l'agriculture (Kermadi et al., 2010). Vu l'importance de cette croissance urbaine, des premiers travaux de modélisation (Radojevic, 2002 ; Radojevic et al., 2010) avaient montré que cet impact pouvait être significatif, mais que la contribution de la zone rurale ne pouvait pas être négligée, surtout pour les événements les plus importants, qui font souvent suite à des épisodes pluvieux longs, conduisant à des cumuls pluviométriques importants (Gnouma, 2006). L'imperméabilisation ne ferait qu'amplifier plus ou moins fortement une réponse initiée par un espace rural et naturel, localisé plutôt à l'amont du bassin versant au niveau des Monts du Lyonnais. Les résultats de Radojevic et al. (2010) montrent aussi que l'urbanisation impacte surtout les crues fréquentes et moins les crues les plus importantes.

Pour améliorer la coordination entre les différents travaux réalisés, les recherches se sont structurées en 1999 avec la création de l'Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine (OTHU) qui vise à observer, comprendre et modéliser l'impact des rejets urbains de temps de pluie en zone urbaine et périurbaine du Grand Lyon. Un site instrumenté à Grézieu la Varenne par le IRSTEA, sur la rivière Chaudanne, un affluent de l'Yzeron, a été labellisé site atelier de cet observatoire dès 1999. La Chaudanne (4.1 km²) est un sous-bassin versant représentatif de la périurbanisation avec des zones agricoles à l'amont et une zone fortement urbanisée à l'aval. En parallèle, un autre sous-bassin, le Mercier (6.7 km²), représentatif d'un bassin rural a aussi été instrumenté. Son occupation du sol comprend des forêts à l'amont et des zones de culture et de pâturage à l'aval. En 2006, l'ensemble du bassin versant de l'Yzeron a été intégré à l'OTHU lorsque la problématique de recherche a été étendue à l'étude du cycle hydrologique sur des bassins versants de taille plus importante. Ceci a correspondu au renforcement de l'instrumentation sur le bassin versant, avec la mise en place d'une stratégie d'observation par sous-bassins emboîtés, afin d'aborder les problématiques de changement d'échelle et de prédiction en bassins non jaugés (GRAIE, 2008).

2.1.2 Développement du projet AVuPUR

C'est sur ce site atelier et cette nouvelle problématique que s'est construit le projet de recherche AVuPUR (Assessing the Vulnerability of Peri-Urban Rivers), coordonné par le IRSTEA de Lyon et financé par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR) de 2008 à 2011 (Braud & al., 2010). Le projet visait à proposer des outils pour quantifier l'impact de l'artificialisation des bassins versants sur leur hydrologie en intégrant la modification des chemins de l'eau. Le projet a combiné des travaux d'observations et de description des milieux, d'analyse des données hydrométéorologiques, et le développement d'outils de modélisation, à la fois pour comprendre les processus et les hiérarchiser, mais aussi pour essayer de dériver des outils qui puissent être utiles aux gestionnaires des territoires et des milieux. Le projet s'est appuyé sur deux sites pilotes instrumentés dans le cadre d'observatoires : le bassin versant de l'Yzeron (142 km²) en périphérie lyonnaise et le bassin de la Chézine (34 km²) en banlieue nantaise.

Le premier volet du projet a consisté à décrire et comprendre les systèmes étudiés. Pour cela, l'ensemble des données disponibles sur les bassins versants a été collecté: données climatiques, pluviométriques et hydrologiques d'une part, et données cartographiques et/ou SIG décrivant la topographie, les sols, l'occupation des sols, les réseaux (routes, chemins, eaux usées, eaux pluviales...) d'autre part. Les résultats du projet montrent que l'ensemble de ces informations est nécessaire à l'appréhension complète du fonctionnement des bassins versants. Une part importante du projet a aussi porté sur la description et la cartographie de l'occupation des sols présente et passée à l'aide de photos aériennes ou d'images satellites. L'effort méthodologique a porté sur la documentation de l'imperméabilisation et de l'artificialisation des milieux (Jacqueminet et al., 2011). Les informations existantes ont été complétées par l'acquisition de nouvelles données pour mieux documenter la réponse hydrologique à différentes échelles (mesure des débits pour des bassins emboîtés), caractériser l'impact des réseaux de fossés, en général non cartographiés ; et comprendre la réponse hydrologique des zones rurales : caractérisation de la capacité d'infiltration, description des profondeurs de sol par mesures géophysiques, étude des réseaux hydrographiques à l'aide d'analyse

topographique haute résolution (LiDAR) et d'un réseau dense de limnigraphes, caractérisation des débits seuils de mise en mouvement des sédiments pour quantifier l'incision des talwegs.

Un second volet du projet concerne le développement d'outils de modélisation à deux échelles spatiales distinctes. A l'échelle de bassins de quelques km², une modélisation en continu a été développée (Jankowsky, 2011). Cette modélisation permet de comprendre le fonctionnement des bassins versants périurbains et s'appuie sur une description détaillée des différents objets du paysage : parcelles agricoles, urbaines, réseaux hydrographique, de fossés, d'assainissement, bassins de rétention, déversoirs d'orage, etc.... L'exploitation de cet outil permet de tester des hypothèses de fonctionnement de ces objets et de hiérarchiser leur importance sur la réponse hydrologique à l'exutoire. A l'échelle de bassins plus grands, des travaux ont porté sur l'adaptation de modèles existants pour la simulation en continu de l'hydrologie qui puissent répondre aux enjeux de gestion des bassins versants périurbains (Chocat et al., 2011 ; Furusho et al., 2011b ; Branger et al., 2011).

Ma thèse s'inscrit pleinement dans le programme d'AVuPUR et a contribué au premier volet « Amélioration de la compréhension des processus de transfert en zone rurale ». La thèse se focalise sur le sous-bassin versant du Mercier, considéré comme représentatif des zones rurales. Elle vise globalement à mieux comprendre la réponse hydrologique dans ces zones.

2.2 Description du bassin versant expérimental

2.2.1 Géographie et occupation du sol du Mercier

Comme mentionné plus haut, dans le bassin versant de l'Yzeron d'une surface de près de 150 km², l'objectif premier de l'IRSTEA est d'observer le fonctionnement hydrologique et de le modéliser par le biais de fonctions de production et de transfert dans un milieu fortement impacté par le développement urbain. Les sous bassins versants de la Chaudanne (4.1 km²) et du Mercier (6.7 km²) situés en tête de bassin, sur les contreforts des Monts du Lyonnais, servent de bassins expérimentaux de référence. Le premier est en croissance urbaine forte et permet d'étudier les effets de l'artificialisation des surfaces sur la dynamique de l'eau. Le second est en croissance urbaine beaucoup plus limitée et reste à dominante rurale. Il permet d'être utilisé comme « témoin rural » dans l'analyse du signal hydrologique. Ces deux bassins sont équipés de pluviomètres à augets basculeurs et de stations hydrométriques à l'exutoire afin de récolter des données pluie – débit en continu depuis 1997.

Le bassin versant du Mercier⁶ est actuellement dominé par une occupation du sol agricole (60%) (Figure II.2). La place de l'agriculture orientée vers des systèmes en polyculture-élevage s'est vue limitée lors de l'évolution des systèmes agraires vers la mécanisation et à cause de la pression foncière. Ainsi la surface cultivée a régressé au profit de la forêt et de l'urbanisation. Les parcelles cultivées occupent désormais uniquement des zones faiblement pentues. Deux retenues collinaires permettent aux agriculteurs d'irriguer et diversifier leurs produits : maraichage, fruits... Le village de Pollionnay regroupe la majorité des surfaces imperméabilisées dans la partie nord du bassin versant. Néanmoins, l'étalement urbain a gagné progressivement du terrain ces dernières années au détriment

⁶ Une présentation du bassin versant du Mercier est également disponible dans l'article « On the use of high resolution LiDAR DEM to study drainage network extension from a functional typology of headwater channels » présentée en Partie III.

des parcelles agricoles. La partie ouest du bassin est couverte de forêts essentiellement de feuillus. Ce secteur regroupe les versants les plus pentus inaccessibles aux activités anthropiques en dehors de l'exploitation forestière.

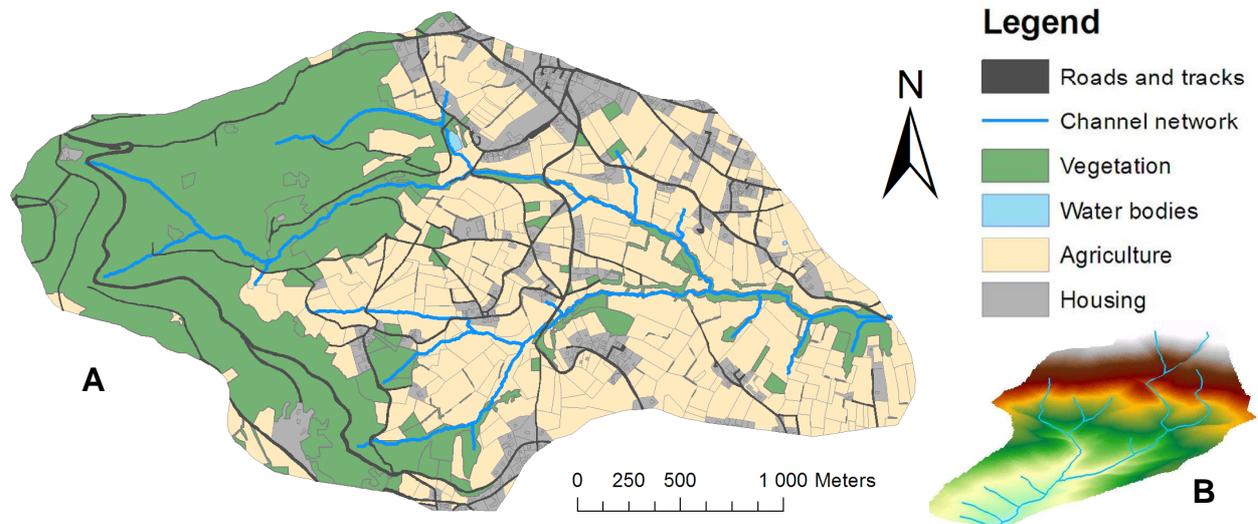


Figure II.2 : Cartographie d'occupation du sol du bassin versant du Mercier (UMR 5600)(A) et vue 3D sur fond hypsométrique allant de 295 à 786 mètres d'altitude (MNT BD Alti® IGN 2005)(B).

La diversité des sols est importante mais la pédogénèse est le plus souvent de nature colluviale. Globalement la partie amont du bassin est à tendance sablo-limoneuse avec une roche mère qui apparaît régulièrement à la surface, la partie aval est à dominante limono-sableuse. Enfin le sous sol du bassin est composé de roches cristallines en particulier du gneiss.

2.2.2 Principes connus du fonctionnement hydrogéologique sur socle

Compte tenu de son faciès géologique, le bassin du Mercier s'apparente à un bassin sur socle cristallin. En l'état actuel des connaissances, un système aquifère en domaine de socle est à la fois un réservoir capable d'emmagasiner des volumes plus ou moins importants d'eau provenant des pluies infiltrées, et un conducteur permettant les écoulements souterrains et la vidange progressive du réservoir vers ses exutoires naturels que sont les rivières (Lachassagne & Wyns, 2001). Dans les terrains de socle, la productivité des masses d'eau souterraine est liée à la présence d'altérites et au degré de fracturation des niveaux sous-jacents (Figure II.3). Les altérites qui se caractérisent par une forte porosité et une faible perméabilité constituent un réservoir qui alimente l'horizon fissuré par drainage. Ce dernier est généralement beaucoup plus perméable en raison de l'interconnexion des fissures qui favorise la circulation des eaux souterraines. C'est dans la partie supérieure de cet horizon que les venues d'eau sont les plus importantes.

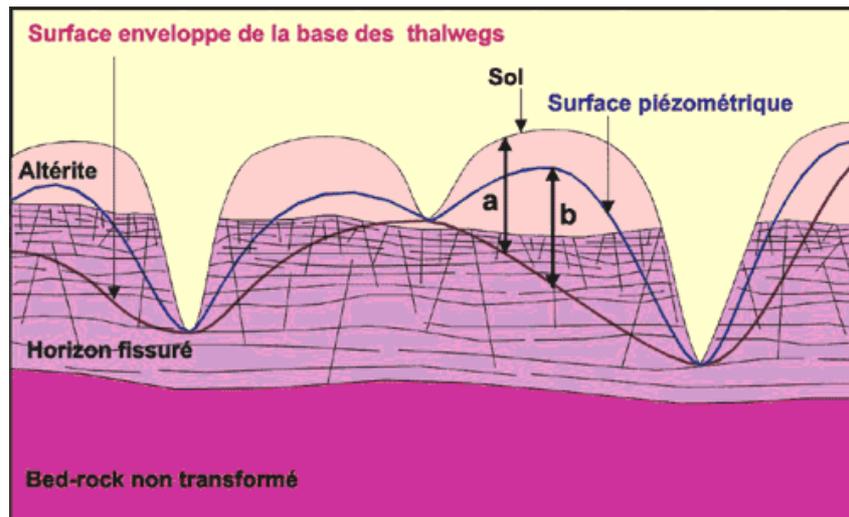


Figure II.3 : Profil géomorphologique d'un bassin versant sur socle avec une évaluation du niveau moyen de la nappe de socle (Lachassagne & Wyns, 2001).

Les zones où préexistaient des réseaux de fractures d'origine tectonique permettant la circulation de l'eau sont des lieux privilégiés d'altération. Ces couloirs constituent des drains privilégiés pour l'eau souterraine, alimentés par les horizons altérés et fissurés superficiels. Comme ils constituent des zones de faiblesse, ils ont été érodés lors du creusement des vallées. Ils se présentent dans le paysage actuel sous la forme de dépressions allongées qui concentrent souvent des écoulements visibles en surface (thalwegs, vallées). L'altération et la fissuration concernent globalement des surfaces et des volumes nettement plus importants que les couloirs fracturés qui sont, eux, des systèmes locaux, dont chacun peut être un cas particulier. De plus, les zones fissurées ou arénisées proches de la surface sont généralement d'extension limitée, ce qui donne donc un ensemble de nappes discontinues. Chaque point d'observation n'est en règle générale représentatif que de lui-même et de son voisinage immédiat (Lachassagne & Wyns, 2001). Ce système hydrologique ne réagit donc pas en fonction de paramètres généraux mais en fonction de facteurs locaux qui s'agrègent. Ce constat ne facilite donc pas l'anticipation de son fonctionnement.

En général, le mode d'écoulement des bassins versants émanant d'une telle structure sur socle provient de deux modèles de nappes, situées respectivement dans les formations cristallines saines et dans les altérites qui les surmontent (Lachassagne & Wyns, 2001). En été, les sources sont manifestement alimentées essentiellement par les nappes profondes lorsqu'elles existent. En hiver, l'écoulement de base est également assuré principalement par la nappe profonde. Par contre, il est possible qu'en période humide, cette contribution s'efface devant celle de la nappe située dans les altérites plus proches de la surface. Cela peut expliquer ainsi la proportion relativement peu importante des apports d'origine profonde dans le volume écoulé annuel.

Les études menées à l'échelle d'un bassin versant sur socle ont conduit à la formulation du modèle suivant (Lachassagne & Wyns, 2001) : en haut de bassin, le ruissellement peut facilement se ré-infiltrer plus bas, dans les concavités, sauf interception par un fossé ou un talus (qui peut favoriser également la ré-infiltration). L'eau percole à travers les altérites jusqu'à la nappe des roches saines, contribuant généralement à une mise en charge des fonds topographiques. Plus bas, une nappe perchée peut se développer, puis pénétrer dans les horizons pédologiques plus conducteurs par un écoulement latéral

subsurfactive, ce processus est facilité par l'existence de réseaux de macropores. Là encore, il peut y avoir exfiltration de cet écoulement subsurfactive dans certaines zones et alimentation des zones de bas-fond. En bas de versant, les talwegs constituent une zone quasi-saturée.

2.3 Connaissances acquises sur le Mercier

2.3.1 Infiltrabilité des sols et observations du sous sol

Dans le cadre du projet AVuPUR, parallèlement à mon travail de thèse, deux types de campagne de terrain visant à mieux comprendre le fonctionnement hydrologique sub-surfactive des zones rurales ont été menées. La première campagne a permis de documenter les propriétés hydrodynamiques des sols en surface (courbe de rétention, courbe de conductivité hydraulique) d'un échantillon représentatif des combinaisons d'unité cartographiques de sol et d'occupation des sols (Gonzalez-Sosa & al., 2010). Cette campagne a montré que l'occupation des sols était beaucoup plus discriminante sur les propriétés d'infiltrabilité des sols que le type de sol lui-même. Ainsi, une infiltration beaucoup plus importante a été observée sous forêt que sous prairie, puis sous cultures. Sous forêt et prairie, la porosité du sol est par ailleurs plus importante que sur sols cultivés du fait d'un système racinaire plus dense et d'une activité biologique plus importante, qui favorisent la rétention de l'eau.

L'autre campagne, exploratoire, visait à quantifier l'intérêt de prospections géophysiques (résistivité électrique) pour documenter les profondeurs de sol (Goutaland, 2009). Trois transects ont été réalisés : l'un sous forêt, les deux autres sur des prairies sur des pentes contigües à un ruisseau. Les résultats montrent que les talwegs présentent des épaisseurs de sol assez faibles qui surmontent des zones de socle altéré dont les épaisseurs peuvent dépasser les 10-15m. Ces résultats sont cohérents avec le schéma de bassin sur socle décrit plus haut (section 2.2.2) à partir de Lachassagne et Wyns (2001), et nous conduisent à penser que ces zones peuvent en effet constituer des volumes de stockage privilégiés de l'eau. Les quelques transects réalisés n'ont pas permis d'appréhender la continuité/discontinuité des zones. En revanche, sur un des sites, un profil transversal et un profil latéral à la pente ont été réalisés. Ils montrent la grande hétérogénéité locale des épaisseurs de sols, avec parfois le socle rocheux affleurant à la surface.

2.3.2 Caractérisation géomorphologique

Compte tenu des informations produites par l'observation locale du sous sol il semble que les talwegs du Mercier présentent très certainement des épaisseurs variables liées aux dynamiques antérieures de transfert de sédiments en provenance des versants par des processus de colluvionnement. Comme sur de nombreux tronçons de réseau hydrographique du bassin versant de l'Yzeron, certains talwegs amont du bassin versant du Mercier sont sujets à des phénomènes d'incision importants. Une épaisseur parfois importante de matériaux a été arrachée au fond de talweg. Ce type d'incision peut contribuer très localement à favoriser le drainage. Les impacts des activités humaines sur la stabilité des cours d'eau sont généralement liés à la modification des régimes hydriques et sédimentaires dans le bassin versant à travers l'évolution de l'occupation des sols et de la végétation.

Schmitt et Grospretre (2008) ont étudiés l'impact de l'urbanisation sur le développement et l'entretien de phénomènes d'incision sur le bassin versant de

l'Yzeron. La grande majorité des zones touchées a fait l'objet de substitution de surfaces agricoles par des surfaces urbanisées présentant une part significative de surfaces imperméabilisées. Schmitt et Grospretre (2008) remarquent cependant que des bassins versants dépourvus de rejets urbains significatifs présentent quelques incisions non négligeables. D'une part, cela révèle l'existence d'autres facteurs déclencheurs à l'origine des incisions (changements d'occupation du sol sans qu'il y ait eu urbanisation, piétinement des berges par le bétail, mise en charge des écoulements par une canalisation...). D'autre part, cela pourrait manifester une sensibilité intrinsèque des sous-bassins à ce mécanisme érosif.

Le bassin versant du Mercier est dans ce cas de figure car sur la zone amont aucune surface urbanisée ne peut être significativement en cause pour expliquer les quelques incisions présentes. En revanche une reconstitution historique de l'occupation du sol dans le sous bassin versant du Bouillon (2 km²), actuellement entièrement recouvert par de la forêt, a montré qu'une grande partie de la surface était occupée par des parcelles cultivées au cours du 19^{ème} et au début du 20^{ème} siècle (Privolt, 2009). Les cultures pérennes vignes, arboriculture, ou les cultures maraichères positionnées sur des versants très pentus ont accru fortement les coefficients de ruissellement et le transfert de matériaux par érosion qui se sont progressivement agrégés dans les fonds de vallée (Delile, 2009). Rapidement au cours du 20^{ème} siècle la déprise agricole a touché ces versants qui sont les plus pentus et difficiles à exploiter malgré l'aménagement éventuels de murets et de terrasses. Comme pour l'ensemble des monts du Lyonnais, l'espace rural devait sans doute être très ouvert au début du 20^e siècle avec de nombreuses structures linéaires du paysage telles que haies, murets et fossés (Privolt, 2010). Cet espace s'est depuis refermé par le développement de la forêt, réduisant significativement les flux de matières sédimentaires vers l'aval.

Les différents travaux conduits en géographie et géomorphologie ces dernières années sur le bassin de l'Yzeron et en partie sur celui du Mercier, convergent vers l'hypothèse d'un lien étroit entre occupation du sol et géomorphologie des réseaux hydrographiques. Ainsi l'arrêt progressif des flux de sédiments dans les talwegs a induit des formes d'incisions du chenal par l'énergie du cours d'eau. La géométrie du chenal tend alors brutalement vers un nouvel équilibre. On pourrait donc considérer que les incisions constituent des indicateurs très grossiers des fonds de vallée qui ont été les plus exhausés au cours des derniers siècles. Cette accumulation de matériaux ainsi que certains aménagements tels que seuils, ou retenues collinaires participent, en plus du système hydrogéologique sur socle, à la dynamique des transferts hydrologiques au sein des talwegs.

2.3.3 Observations du fonctionnement hydrologique

La moyenne annuelle des précipitations observées dans le bassin versant du Mercier sur la période 1997-2009 est de 728 mm avec un écart type de 155 mm (Michel, 2009). Les minima et maxima de température moyenne sont de 6,8°C et 15,8°C respectivement. La Figure II.4 illustre la variabilité du bilan hydrique moyen effectué à l'échelle mensuelle. Sur cette figure, l'évapotranspiration potentielle (ETP) a été calculée à l'aide des données de la base de données SAFRAN (Quintana-Segui et al., 2008 ; Vidal et al., 2010) qui fournit, sur des mailles de 8x8 km², les variables climatiques (rayonnement solaire et grandes longueurs d'ondes incidents, température et humidité spécifique de l'air, vitesse du vent, pluviométrie) à pas de temps horaire. Les données étaient disponibles

depuis 1970 et ont été utilisées pour calculer une évapotranspiration potentielle journalière (ETP) sur le bassin versant selon la méthode préconisée par la FAO (Food Agriculture Organization, 1998 ; Vannier & Braud, 2010). La pluviométrie est issue du pluviomètre de Pollionnay situé sur le bassin et les débits sont issus de la station hydrométrique d'IRSTEA située à l'exutoire du bassin. Il existe une grande saisonnalité des écoulements : la période de recharge se situe en automne et les coefficients d'écoulement sont les plus importants en hiver lorsque les réservoirs sont rechargés. Au printemps et en été la demande climatique contrôle l'affaiblissement des débits dans le cours d'eau.

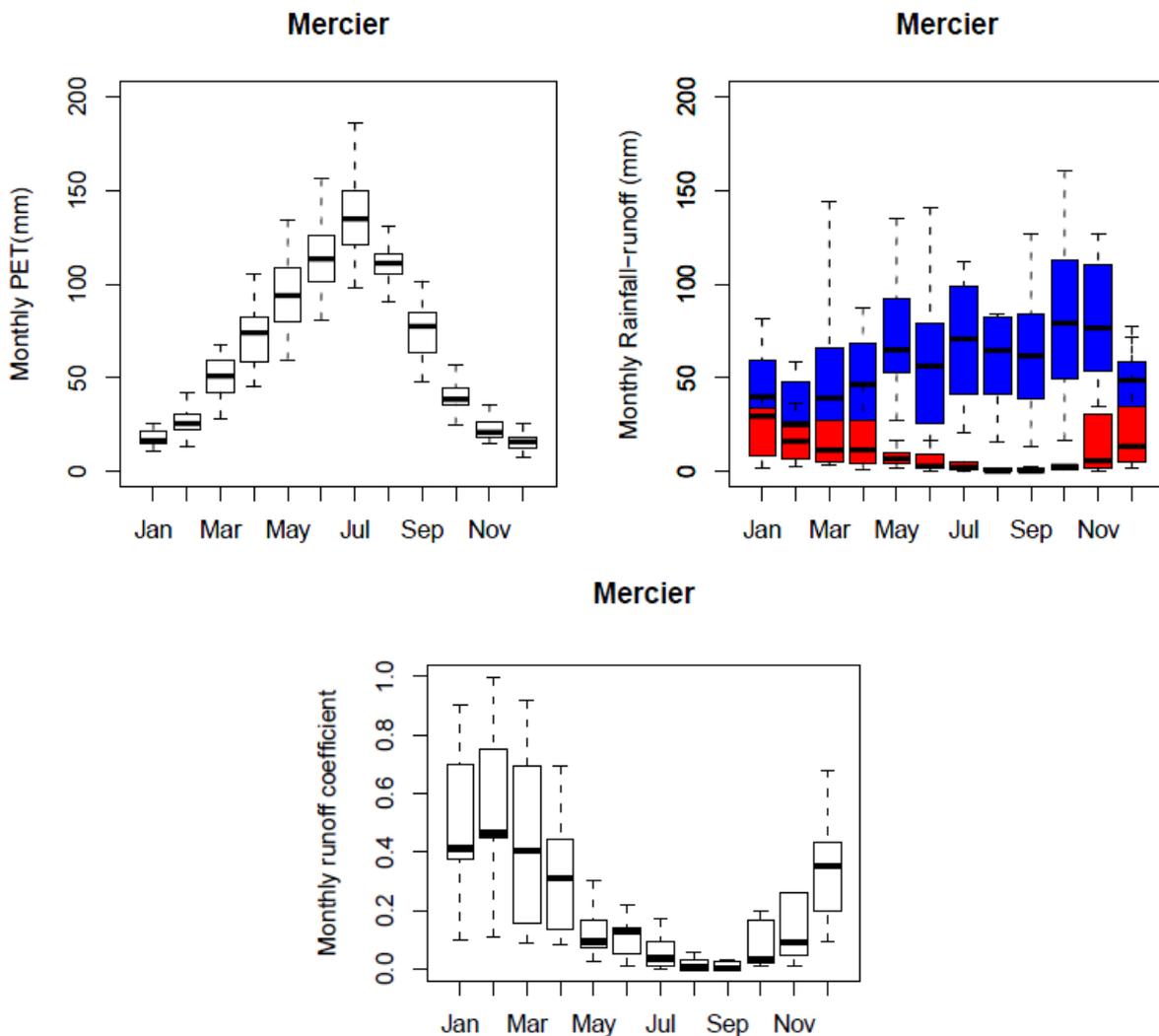


Figure II.4 : Moyennes mensuelle de l'ETP calculée à partir de la base SAFRAN, des pluies et de la lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin versant du Mercier ainsi que du coefficient d'écoulement égal au rapport entre lame écoulée et lame pluviométrique.

La distribution des coefficients d'écoulement mensuels montre avec une borne minimale située systématiquement proche du 0 le caractère transitoire du réseau hydrographique du Mercier en particulier de mai à novembre. L'analyse des hydrogrammes de crue du Mercier laisse apparaître une bonne corrélation entre le coefficient de ruissellement et le débit de base en début d'épisode (Gnouma, 2006). Cette proximité souligne une tendance de fonctionnement par aires saturées contributives : Le débit de base peut être associé au niveau de

saturation des fonds de talweg qui, en interrelation avec les caractéristiques de la pluie, conditionne les processus d'apparition du ruissellement.

Des traçages géochimiques ont été effectués à l'exutoire du Mercier dans le but de décomposer les hydrogrammes de crue. Parallèlement des piézomètres ont été installés le long d'un profil en travers pour identifier différents niveaux de saturation le long d'un versant à proximité du cours d'eau (Gnouma, 2006). Les résultats montrent qu'un processus hortonien semble être activé lors des épisodes de crues au niveau des versants occupés par des parcelles agricoles. Par ailleurs une participation non négligeable des eaux du sol à la crue est à envisager lorsque l'état d'humidité est important avant épisode. Ce phénomène semble bien associé au fonctionnement de zones saturées contributives qui au-delà d'un certain seuil conduisent au mélange entre eau de pluie et eau du sol dans la dynamique de crue.

3 Enjeux et objectifs de la thèse

Dans ce chapitre nous présentons nos hypothèses théoriques pour tenter de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique en ciblant le caractère transitoire du réseau de drainage. Ensuite la mise en œuvre concrète des travaux dans le contexte du Mercier est présentée, compte tenu des connaissances acquises sur son fonctionnement hydrologique avant la thèse.

3.1 Mieux comprendre le fonctionnement hydrologique de surface dans une perspective d'aide à la modélisation.

3.1.1 Équilibrer les connaissances géomatiques et in situ du réseau de drainage

Les difficultés d'acquisition de données hydrologiques de terrain suffisamment nombreuses et denses dans les différents compartiments du bassin versant représentent une importante limite pour décrire la connectivité hydrologique. La conséquence générale est un déséquilibre entre les informations géographiques foisonnantes et les mesures hydrologiques spatialisées en nombre limité (Figure II.5).



Figure II.5 : Illustration symbolique du déséquilibre de données disponibles entre les informations spatiales (image de gauche) et les mesures in situ à l'intérieur du bassin versant (image de droite).

L'inconvénient est que la télédétection et l'information spatiale ne permettent pas aujourd'hui de palier suffisamment le déficit de connaissance de la dynamique hydrologique. Les technologies fournissent des variables d'état, de nature structurelle, à l'origine des nombreux descripteurs géographiques qui sont ensuite utilisés pour modéliser la dynamique du système hydrologique. Néanmoins, affecter des propriétés de dynamique hydrologique en fonction de ces descripteurs est une façon de procéder qui est bornée, dans la mesure où l'on ne peut pas connaître l'ensemble des hétérogénéités du milieu naturel. Par exemple, la méconnaissance des propriétés hydrodynamiques du sol agit comme un frein au développement des applications hydrologiques. Il est difficile de simuler avec fiabilité l'émergence et la propagation du ruissellement car il existe de nombreux systèmes d'écoulement préférentiels inconnus comme les réseaux de macropores par exemple. La difficulté majeure est par conséquent que la réponse hydrologique observée localement dans le réseau hydrographique est le fruit d'un amortissement qui fusionne la diversité des processus transformant la pluie en débit. Il est donc difficile d'établir la hiérarchie des facteurs physiques agissant et de définir des indices synthétiques valables pour tous les contextes géographiques et toutes les situations hydrologiques. L'alternative est donc de bâtir des scénarios et de les valider par des informations prélevées in situ. Les observations servent alors à tester des hypothèses de fonctionnement pour éliminer des possibilités irréalistes et réduire les incertitudes.

James & Roulet, (2007) ont par exemple montré que le pattern d'humidité des sols, obtenu par des observations spatialisées très nombreuses sur un versant,

s'est trouvé assez bien corrélé à la distribution spatiale de l'indice topographique de Beven (Equ.1.1) calculé à l'aide d'un MNT à haute résolution spatiale. Mais ce pattern n'a pas pu être correctement assimilé à un indice synthétique de la connectivité hydrologique. En effet, ce pattern n'a pas pu être mis en relation avec les seuils de fonctionnement du ruissellement observé dans le talweg au pied du versant. Le pattern d'humidité des sols n'est donc pas l'agent majeur de la connectivité hydrologique dans ce cas étudié. Les auteurs proposent de se tourner vers la connectivité au sein du talweg qui semble concerner des agents plus dominants pour expliquer l'écoulement au point observé.

Dans le domaine de l'hydrologie de surface, dont relève ce travail de thèse, le déficit de données dans les réseaux hydrographiques empêche de progresser efficacement sur la connaissance de la distribution des flux de contaminants générés par les phénomènes d'érosion et de pollutions diffuses d'origine agricole. Le réseau hydrographique est également une composante indispensable des modèles hydrologiques spatialisés en tant que support du transfert des écoulements vers l'exutoire. C'est en cela un paramètre majeur (Moussa & Bocquillon, 1994). Son fonctionnement introduit une rupture dans la dynamique hydrologique car le passage versant à réseau implique une accélération des transferts. Ne pas tenir compte du cheminement réaliste de l'eau via le réseau peut donc conduire à des simulations qui ne seraient pas totalement fondées sur une représentation juste physiquement. Les diverses méthodes géomatiques qui décrivent les réseaux hydrographiques transitoires n'intègrent pas la variabilité de leur fonctionnement. Dans la plupart des cas, un tracé de réseau est établi puis utilisé pour des simulations hydrologiques. Il existe assez peu d'observations hydrologiques systématisées dans le temps et l'espace pour cerner l'importance de tel ou tel linéaire de drainage dans le fonctionnement dynamique du réseau et l'organisation spatiale du transfert. Une question méthodologique se pose pour obtenir ces informations nouvelles, qui s'inscrivent dans une recherche de connaissance plus complète de la connectivité hydrologique assurée par le réseau hydrographique.

Pour mieux tenir compte de la dynamique hydrologique il faut expérimenter le fonctionnement transitoire du réseau de drainage qui est associé à quatre niveaux d'informations spatiales avec une difficulté croissante pour les obtenir :

- ⇒ La localisation d'un linéaire de réseau hydrographique
- ⇒ La présence/absence d'un écoulement superficiel dans ce linéaire
- ⇒ La dynamique temporelle du flux au sein de ce linéaire
- ⇒ L'importance du flux transféré au sein de ce linéaire

Ces différentes informations permettraient d'atteindre une connaissance très complète de la variabilité du drainage et des facteurs qui le déterminent. La fonction de transfert implémentée dans les modèles hydrologiques pourrait alors être paramétrée de façon plus précise et plus juste.

3.1.2 Développer les connaissances locales du réseau de drainage pour envisager la réponse globale du bassin.

Pour progresser vers une connaissance plus étendue du transfert dans le réseau hydrographique, notre démarche se compose essentiellement de deux axes :

- Un axe géomatique

Cet axe recouvre un objectif de description d'un réseau hydrographique au comportement réputé transitoire à l'aide de la télédétection et des outils MNT. Notre effort portera plus particulièrement sur l'exploitation de MNT à haute

résolution spatiale obtenu via un levé LiDAR aéroporté. Le but est d'intégrer et d'étudier la topographie des drains de petite taille. Ces derniers se caractérisent par de plus faibles fréquences de réponse hydrologique.

- Un axe hydrologie spatialisée

Cet axe concerne la mise en œuvre de mesures hydrologiques multi-locales au sein du réseau, puis l'analyse du transfert à travers les données collectées. Le dispositif à mettre en œuvre se présente sous la forme de nombreux capteurs limnimétriques autonomes qu'il s'agira de positionner en stations emboîtées dans le réseau hydrographique pour échantillonner la réponse hydrologique. Des méthodes d'analyse des données collectées sont ensuite à proposer. Elles devront faire face à un grand nombre de données potentielles et à une qualité forcément réduite de ces données par rapport à une métrologie classique.

A travers ces deux premiers axes nous souhaitons développer méthodes et résultats pour discuter de l'organisation interne des écoulements de surface dans le réseau hydrographique du bassin versant expérimental du Mercier. Les deux axes sont menés de front et de manière indépendante, c'est-à-dire que les résultats d'analyse du réseau hydrographique effectuée dans l'axe géomatique n'ont pas été exploités pour ajuster le dispositif multi-local d'observation du transfert et vice et versa. Les résultats doivent constituer des outils d'aide à la décision pour déterminer des hypothèses acceptables sur le tracé du réseau hydrographique et sur son « pattern » de fonctionnement à partir de chacun de ces deux axes. Les résultats attendus doivent être utiles pour faire évoluer le paramétrage d'une fonction de transfert dans le cadre de la modélisation hydrologique spatialisée.

- Un axe de synthèse associant les deux approches pour la modélisation.

Le troisième axe de recherche a pour but d'avancer une première valorisation des connaissances issues des deux premiers. Il s'agit d'abord de confronter les résultats obtenus à savoir l'analyse spatiale du réseau hydrographique à partir d'un levé LiDAR et l'observation du transfert dans ce réseau pour discuter de la cohérence d'ensemble. L'objectif est de situer les apports de chacune des méthodes et leur cohérence/incohérence.

Enfin dans la perspective d'évaluer l'intérêt des informations nouvelles obtenues sur le fonctionnement du réseau hydrographique du Mercier, une tentative de simulation de la réponse hydrologique à l'exutoire est proposée. Il s'agit de s'appuyer sur un modèle hydrologique conceptuel simple et pragmatique basé sur des notions de distance d'écoulement. Dans cette approche nous utilisons comme support un MNT pour représenter la distribution des distances d'écoulement dans le bassin versant qui sont transformées en temps de transfert avec un très faible nombre de paramètres. Le but est de simuler la composante rapide du transfert à l'exutoire du bassin versant du Mercier à partir d'hypothèses de simplification du fonctionnement déduites des résultats des deux premiers axes.

Avec ces outils rudimentaires mais faciles d'usage, la démarche consistera à tester en quoi les connaissances locales internes au réseau hydrographique peuvent contribuer à stabiliser des paramètres de transfert d'un modèle. L'objectif n'est pas de modéliser le fonctionnement hydrologique mais de proposer des pistes pour étudier la cohérence entre les patterns de drainage identifiés à partir d'observations locales dans le réseau et la réponse hydrologique globale observée à l'exutoire.

3.2 Détail des axes de recherche et applications sur le Mercier

3.2.1 Quelle dynamique du réseau de drainage et comment l'observer ?

Les travaux qui rapportent des tentatives de fortes densifications des observations dans un réseau hydrographique transitoire sont souvent basés sur des périodes de jaugeages ponctuels (Krasovskaia, 1988 ; Motovilov & al, 1999 ; Kuras & al, 2008). Il s'agit de stratégies d'observation en stations emboîtées dont nous avons vu qu'elles possèdent de nombreux avantages. Elles permettent de détecter la connectivité entre des entités spatiales contigües drainées par le réseau (Ali & Roy, 2009). Les stations d'observations doivent donc être dispersées dans le réseau hydrographique de manière systématique pour couvrir, si possible, la totalité de la topologie (Figure II.6).

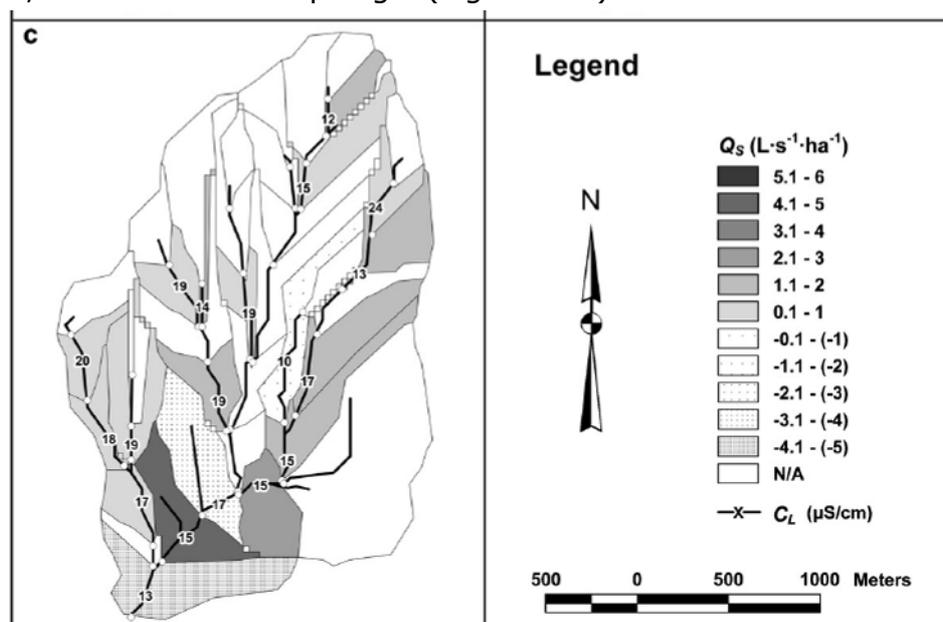


Figure II.6 : Observations spatialisées ponctuelles des débits et de la conductivité électrique sur de multiples stations d'un bassin scandinave au cours de la fonte des neiges (Kuras & al, 2008)

Mais pour aller plus loin que des mesures ponctuelles, il faut disposer d'une instrumentation d'usage suffisamment simple, automatisée, et qui plus est à faible coût. Un travail important doit donc être établi pour faire face à cet ensemble de contraintes techniques et logistiques. Les capteurs qui sont évalués et utilisés dans cette thèse mesurent un niveau d'eau. Positionnés correctement au sein du réseau de talwegs, ils permettent de détecter la mise en charge du chenal par l'activation du drainage superficiel, puis d'apprécier la dynamique de l'écoulement et potentiellement de calculer le débit.

Dans le contexte particulier du bassin versant du Mercier et des connaissances acquises sur son fonctionnement hydrologique, quelles hypothèses peuvent être avancées sur la dynamique de fonctionnement du réseau hydrographique et son rôle dans la réponse hydrologique ?

Le fonctionnement du Mercier analysé à l'exutoire est marqué par un cycle saisonnier lié à l'action de réservoirs qui favorisent une inertie du système hydrologique et alimentent le réseau de drainage dans le temps long. En été le réservoir tend à se vidanger, le tarissement complet du réseau hydrographique est fréquent. Le débit d'étiage ne semble donc pas soutenu par des réserves souterraines importantes de type nappe aquifère. En hiver le réservoir se recharge, et une fois chargé, le réseau hydrographique est à nouveau alimenté

durablement. Malgré des lames d'eau de pluie mensuelles plus faibles en moyenne qu'en été (Figure II.4), les lames d'eau écoulées en hiver sont beaucoup plus importantes car soutenues par la vidange du réservoir. Cette fonction de réservoir/vidange à l'échelle du bassin versant est en partie constituée par l'activité d'aires qui présentent un potentiel de saturation. La saturation d'un talweg se produit lorsque le volume amené par la pluie infiltrée et par les transferts issus de surfaces adjacentes est trop élevé par rapport au flux de drainage exportant les volumes d'eau vers l'aval. Les zones qui présentent les potentiels de saturation les plus élevés peuvent être mises en évidence par les fortes valeurs de l'indice topographique de Beven (Equ.1.1) (Beven & Kirkby, 1979). Sur le bassin du Mercier ces zones apparaissent nettement et sont distribuées principalement dans les fonds de talweg au voisinage du réseau hydrographique, mais ont parfois tendance à s'étendre sur certains versants (Figure II.7).

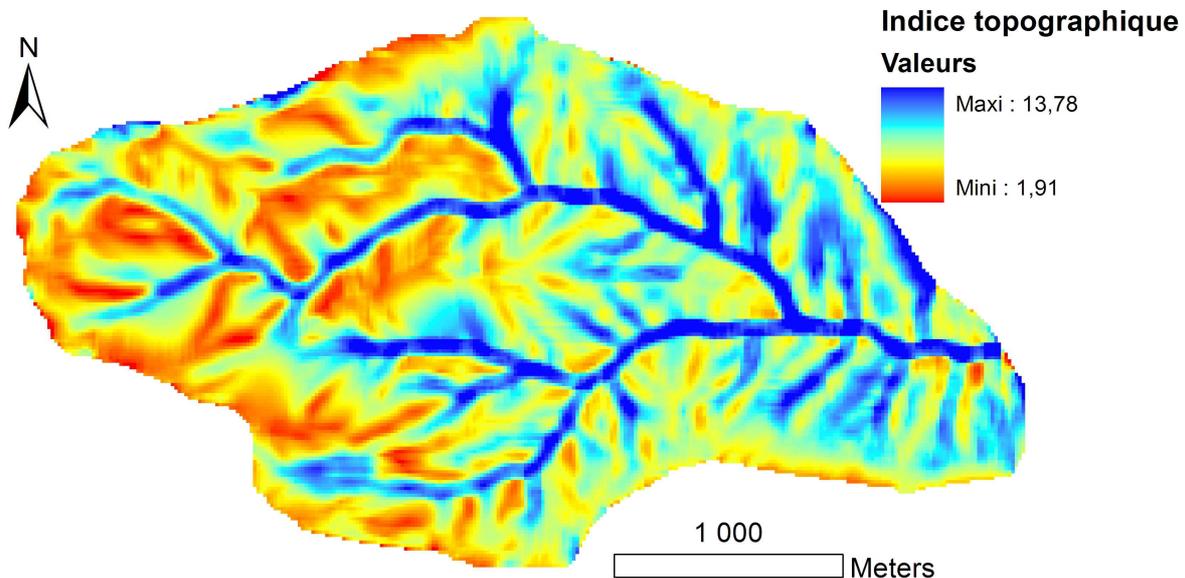


Figure II.7 : Cartographie de l'indice topographique de Beven (Equ.1.1) sur le bassin versant du Mercier calculé à partir d'un MNT à 20m de résolution. Pour une meilleure lisibilité, les valeurs de l'indice ont été moyennées sur une fenêtre 3x3.

Il est donc certain que les zones saturées exercent un contrôle important sur le fonctionnement du réseau hydrographique du Mercier.

De nombreuses études ont permis de décrire le fonctionnement des zones saturées dans différents contextes. Selon Mirabo (1986) la dynamique spatiale des zones saturées est l'élément majeur de contrôle du débit dans les bassins où ce processus est dominant. Dans ce cas lors d'un épisode pluvieux, la relation entre l'extension spatiale des zones saturées et le débit est un outil indispensable pour modéliser. Cette relation est de plus spécifique à chaque bassin. Mais, selon Mérot (1988), les zones saturées n'expliqueraient pas la variabilité totale des débits car la densité de drainage dans le réseau hydrographique est également explicative du débit. Alors comment établir le lien entre extension spatiale des zones saturées et de la densité de drainage ? Au sein d'un talweg, l'extension de l'aire saturée dépend de l'équilibre entre les apports de masses d'eau et l'aptitude du réseau de drainage à exporter cette masse d'eau. L'équilibre entre l'extension des aires saturées et le débit peut donc prendre des formes variables lors d'un épisode pluvieux. La présence massive de zones potentielles de saturation se traduit par l'extension spatiale des aires saturées avant la

croissance significative du débit (Figure II.8A). L'existence d'un mécanisme de drainage de la zone saturée est un élément important car il tend à favoriser l'augmentation du débit au détriment de l'extension spatiale de la saturation (Figure II.8B).

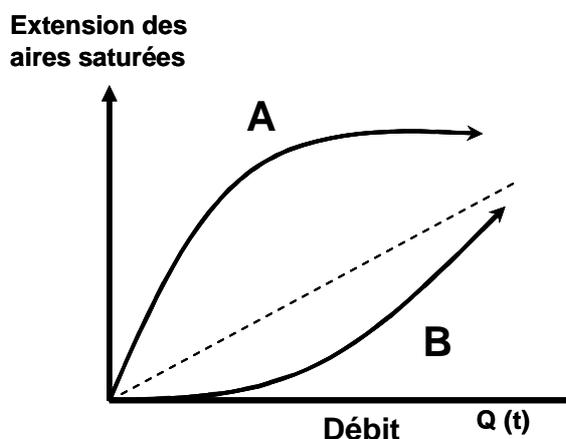


Figure II.8 : Deux grandes tendances d'extension spatiale des aires saturées du bassin versant en fonction du débit à l'exutoire lors d'un épisode pluvieux. La croissance d'extension spatiale des aires saturées est plus rapide que celle du débit (A) ou bien l'inverse (B). Adapté de Mirabo (1986).

Dans cet équilibre d'autres facteurs peuvent intervenir au niveau des talwegs, avec une dynamique temporelle à plus ou moins long terme :

- ⇒ Écologiques : en lien avec la végétation et l'activité biologique avec de l'interception et de la consommation d'eau.
- ⇒ Pédologiques : en lien avec la conductivité hydraulique et les écoulements préférentiels.
- ⇒ Géométrique : en lien avec la forme des talwegs.

Par conséquent l'interaction entre les zones saturées et le réseau hydrographique ne conduit pas à un équilibre identique sur l'ensemble de la surface du bassin versant. Dans ce contexte, une connaissance plus étendue du fonctionnement du réseau hydrographique serait utile pour distinguer parmi les zones potentiellement saturées celles qui sont les plus rapidement contributives.

3.2.2 Quel apport de la haute résolution ?

S'intéresser à la dynamique spatiale et temporelle du drainage dans le réseau hydrographique nécessite d'abord de décrire les linéaires de ce réseau et leur extensibilité. Nous avons vu que l'efficacité des traitements numériques est indiscutable et de nombreux outils sont disponibles pour l'utilisateur qui souhaite extraire automatiquement un réseau hydrographique sous SIG. Mais toute l'information topographique utile pour représenter les cheminements transitoires n'est pas accessible à partir des MNT standards. C'est le cas des éléments de la « microtopographie » comme les réseaux artificiels de fossés ou les caractéristiques morphologiques des talwegs naturels : incision, chenalisation. Dans ces deux cas, les MNT à haute résolution spatiale peuvent apporter des informations nouvelles par rapport aux MNT standards. Les publications récentes sont relativement peu nombreuses mais montrent que les réseaux extraits de MNT Lidar sont les plus proches de la réalité terrain (Figure II.9). De plus, la haute résolution peut apporter des informations complémentaires sur leur nature morphologique en substitution de campagnes de terrain (Tarolli & al, 2010).

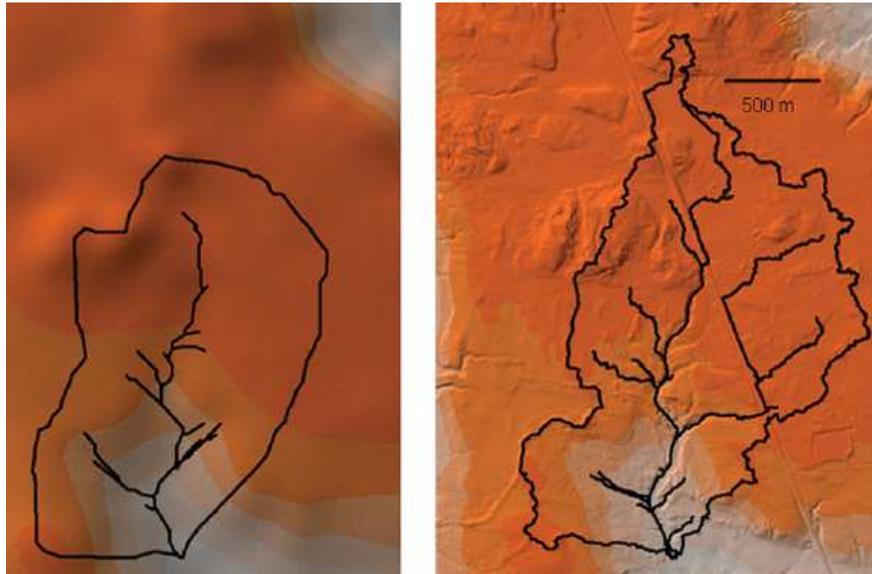


Figure II.9 : Réseau hydrographique et bassin versant extrait à partir d'un MNT standard (image de gauche) et d'un MNT LiDAR (image de droite) (Murphy & al, 2007).

▪ Le cas des réseaux « naturels »

Le terme réseau « naturel » est relatif aux linéaires de drainage inscrits dans les talwegs issus de la géomorphologie, et non pas directement de l'activité humaine. Il n'est pas exclu cependant que ce réseau naturel soit influencé par l'activité agricole ou par la connectivité avec des structures anthropiques voisines.

Le talweg est la ligne joignant les points les plus bas d'un vallon. Le chenal est l'inscription d'un écoulement concentré qui entretient des mécanismes d'incision/dépôts de matériaux. L'incision et donc le chenal ne sont pas forcément continus au sein du talweg. La section en travers du talweg informe sur le degré d'incision du linéaire d'écoulement et donc sur la possibilité d'apparition d'un écoulement concentré. La surface seuil d'apparition du chenal est variable. Elle est déterminée par la nature des couches du sol et du sous sol au voisinage versant-talweg. Cette apparition est généralement liée à la localisation d'une nappe colluviale dans le talweg. Mais le chenal peut apparaître de manière plus précoce ou plus tardive en aval à cause de phénomènes de diffusion dans certains matériaux colluviaux accumulés. Dans une région vigoureusement disséquée avec des versants se terminant directement au pied du talweg, l'incision des talwegs joue un rôle plus important que dans des reliefs à fonds de vallée larges, où le lit ne se place jamais au contact du versant (Tricard & Callieux, 1968). Dans ce dernier cas, qui correspond au bassin versant du Mercier, tous les talwegs ne sont pas incisés. L'analyse de l'extensibilité du réseau hydrographique inclut donc des considérations morphologiques dans les talwegs naturels. Deux grandes tendances pour décrire le réseau hydrographique dans les talwegs du bassin du Mercier peuvent donc être déclinées :

- ⇒ Des talwegs qui font fréquemment partie du réseau de drainage du fait de la présence d'une chenalisation marquée
- ⇒ Des talwegs qui font rarement partie du réseau de drainage du fait de l'absence de chenalisation marquée.

On peut s'attendre à ce qu'un MNT à haute résolution spatiale puisse permettre de révéler, au moins en partie, ces deux tendances dans le réseau de talwegs. Mais dans tous les cas la plus légère chenalisation détectée sera marquée d'une

incision dont la dimension sera de l'ordre de la résolution du MNT (Figure II.10). En revanche, l'exploitation du MNT standard ne permet pas d'aller au-delà de l'extraction du réseau de talwegs (Figure II.10).

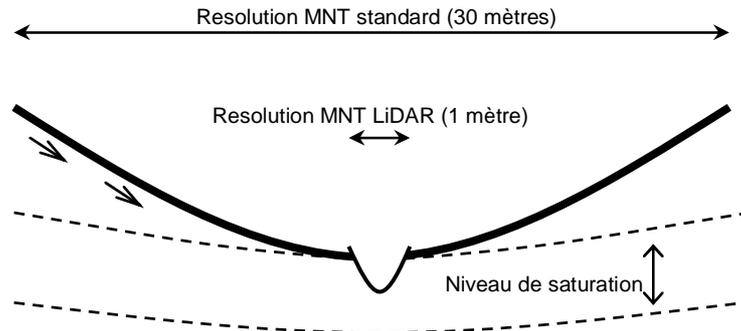


Figure II.10 : Schéma d'un profil en travers d'un talweg et de son chenal de drainage soumis à un fonctionnement hydrologique par saturation du sol.

La présence d'une chenalisation marquée peut être liée à une plus grande fréquence d'activation car les écoulements de subsurface peuvent apparaître à la faveur de cette rupture micro-topographique. Cela représente le signe de l'extension facilitée du réseau de drainage dans les zones de talweg. Il est donc utile de distinguer les zones où une activité de transfert significative risque de s'installer en surface. Une telle distinction devrait permettre de mieux séparer notamment les zones saturées qui peuvent participer à la composante rapide de l'écoulement de crue de celles qui restent dévolues à la composante retardée d'écoulements sub-surfaciés.

- Le cas des réseaux anthropiques

Les travaux de modélisation hydrologique intégrant le rôle des infrastructures anthropiques restent relativement peu nombreux. L'analyse bibliographique montre que les traitements géomatiques avancés de la géographie du cheminement de l'eau sont délicats et restent aujourd'hui à l'état de recherches notamment en amont des modèles hydrologiques spatialisés lors de travaux appelés « préprocessing » établis sous plates formes SIG (Lagacherie et al., 2010). Le projet AvUPUR présenté dans le chapitre précédent a aussi pour but de progresser dans ce domaine (Jankowsky, 2011). L'étape de préprocessing consiste à intégrer des cheminements potentiels à l'aide d'objets linéaires utilisés comme collecteurs ou obstacles. Ces éléments sont issus de données géographiques standards et choisis par expertise. C'est une approche qui a le mérite de valoriser des informations spatiales existantes mais les traitements sont relativement lourds. Nous pensons que le MNT à haute résolution spatiale s'inscrit comme une voie alternative pour produire un réseau de drainage intégrant des éléments fins au fonctionnement hydrologique transitoire. C'est pourquoi ce travail méthodologique s'insère également dans le projet AvUPUR de manière à explorer une voie géomatique alternative. Même si des difficultés ont été révélées concernant l'extraction des éléments anthropiques en milieu rural (Bailly & al, 2006), il est utile de tester ces outils dans différents contextes. En cas de succès, la disponibilité croissante de ces données apparaîtrait comme une opportunité pour étudier efficacement différents contextes et envisager de transposer des modèles construits à des niveaux d'échelle fins.

4 Conclusion et présentation des travaux effectués

Les transferts hydrologiques de surface dans les petits bassins versants ruraux sont produits par des phénomènes non linéaires. C'est pourquoi il est pertinent d'étendre fortement la connaissance du fonctionnement du réseau hydrographique au-delà du seul exutoire du bassin versant. S'il devient possible d'acquérir une information spatiale du fonctionnement des réseaux suffisamment pertinente alors les modèles spatialisés pourront être mieux contraints sur leur fonction de transfert. Leur capacité de prévision pourrait être améliorée, en particulier dans des zones transitoires de transfert.

Pour obtenir rapidement les informations spatiales escomptées, la télédétection est une étape indispensable. La topographie à très haute résolution spatiale qui a tendance à se « démocratiser » peut fournir des éléments nouveaux de description fine des drains en substitution à une étude de terrain. Mais la télédétection reste très insuffisante pour travailler sur la connectivité hydrologique. La connaissance du réseau de drainage doit être équilibrée par une stratégie d'instrumentation de terrain « multi-locale » : de nombreuses stations de mesure distribuées dans le bassin.

Le bassin versant expérimental du Mercier est à composante rurale avec une densité importante de drains anthropiques, quelques surfaces imperméabilisées, beaucoup de surfaces agricoles dont certaines peuvent subir des modifications de leur état de surface. Le faciès hydrogéologique sur socle est considéré par les experts comme hétérogène dans la structure interne des talwegs. Par conséquent le fonctionnement hydrologique de chaque talweg n'est pas facilement comparable, en particulier pour ce qui concerne l'apparition du ruissellement concentré. Le Mercier est un bassin réactif mais le temps de résidence des masses d'eau peut être grandement contrôlé par des zones de saturation plus ou moins contributives et les antécédents de pluie exercent un contrôle sur le coefficient d'écoulement. Tous ces éléments connus du bassin du Mercier semblent se traduire par une complexité de la dynamique spatiale des eaux en surface.

Dans le contexte du Mercier, les approches spatialisées du fonctionnement du réseau de drainage se trouvent donc pleinement justifiées et intéressantes. Les travaux développés dans ce mémoire traitent tout d'abord de l'usage de données topographiques à haute résolution spatiale notamment pour s'intéresser à l'extensibilité du réseau de drainage (Partie III). Ensuite la mise en œuvre et l'exploitation d'observations « multi-locales » ont pour objet de révéler une organisation fonctionnelle de ce réseau (Partie IV). Les résultats de ces deux volets seront finalement discutés pour évaluer leur pertinence à (1) expliquer de manière plus détaillée la réponse hydrologique du bassin versant et à (2) envisager un appui aux modèles spatialisés (Partie V).

**Partie III : Description des tronçons du réseau
hydrographique à l'aide de la microtopographie selon
des critères fonctionnels.**

1 Introduction

Dans cette partie nous souhaitons affiner la détection du réseau hydrographique à partir d'un MNT : **au-delà de la détection habituelle et simple qui consiste à définir un réseau de drainage arborescent sous un mode vectoriel, on cherche à extraire des informations pour obtenir une typologie des drains, indicatrice de leurs aspects fonctionnels.** Le drainage étant intermittent, nous faisons l'hypothèse (i) qu'un réseau de drainage unique et invariant n'est pas envisageable car au contraire l'apparition d'un écoulement concentré ne se produit pas de manière uniforme dans l'espace et le temps et (ii) que cette propriété fonctionnelle est liée au type de drain et à ses dimensions. En premier plan, il est donc souhaitable de décrire les supports de drainage pour tenter de les associer à un fonctionnement hydrologique probable. La question de la topologie du réseau hydrographique est alors traitée en arrière plan de manière à simplement fournir un support potentiel de drainage dans le bassin versant.

Sur le plan méthodologique, ce travail cherche à exploiter la microtopographie amenée par les MNT LiDAR qui permet de décrire des drains de faible largeur. Cette propriété est intéressante en tête de bassin versant car les drains intermittents présentent des largeurs proches de la résolution de tels MNT. Par ailleurs, plusieurs travaux démontrent que les capteurs LiDAR génèrent des MNT bruités par les erreurs de mesure et par la variabilité de la microtopographie. Cela complique leur usage mais le degré de finesse des MNT LiDAR est tout de même intéressant pour s'approcher des drains activés temporairement au cours d'un épisode pluvieux.

Dans l'espace rural deux catégories fonctionnelles majeures de drains seront systématiquement distinguées :

- ⇒ **Les drains naturels** où la présence de chenaux de drainage est déterminante sur la dynamique de réponse du bassin.
- ⇒ **Les drains artificiels** du paysage rural. Une densité importante de ces drains peut être déterminante localement en transférant des flux en provenance de surfaces à forts coefficients de ruissellement.

Le premier chapitre présente les propriétés du levé LiDAR et des MNT haute résolution utilisés. Ces informations préalables ont pour unique but de confirmer la plus-value amenée par ces outils pour la détection des chemins de l'eau en milieu rural dans le contexte étudié. Les deux chapitres suivants sont consacrés à la détection des aspects fonctionnels des drains au sein du réseau hydrographique. Drains anthropiques et naturels y sont alternativement étudiés. Le Chapitre 2 aborde les différentes méthodes d'exploitation du MNT LiDAR pour différencier les drains. Le Chapitre 3, sous forme d'article, développe des méthodes introduites dans le Chapitre 2 en les validant par une approche terrain pour évaluer l'intégration des drains anthropiques et pour détecter les drains naturels chenalisés. L'impact possible des différents drains sur la réponse du bassin est également envisagé pour montrer l'intérêt de segmenter le réseau de drainage selon des propriétés fonctionnelles.

Ce travail est une étape pour pouvoir établir ensuite le lien entre cette hiérarchisation fonctionnelle locale et la dynamique des écoulements (point qui sera abordé en Partie IV par une approche de terrain spatialisée), puis enfin établir le lien entre ces descriptions locales et la réponse globale du bassin versant (point abordé en Partie V)

2 Propriétés et qualité du MNT LiDAR exploité

Le processus de production du MNT à haute résolution est décrit dans ce chapitre, ainsi que plusieurs analyses pour montrer les aptitudes de cet outil pour la caractérisation du tracé du réseau hydrographique. Quelques éléments de comparaison de calculs hydrologiques effectués à partir de MNT LiDAR et de MNT dits « standards » plus grossiers et plus facilement accessibles sont présentés.

2.1 Levé LiDAR et production du MNT

2.1.1 Echantillonnage altimétrique LiDAR

Le capteur LiDAR mis en œuvre dans cette étude est embarqué sur une plate forme aéroportée (cf Partie I section 4.3 pour une description de la technologie). Le survol du bassin du Mercier a été effectué fin mars 2008. La décision d'effectuer le vol LiDAR en fin d'hiver avait pour intérêt de limiter les interceptions des pulses par les feuilles des arbres (valables pour les essences feuillues majoritaires sur le bassin).

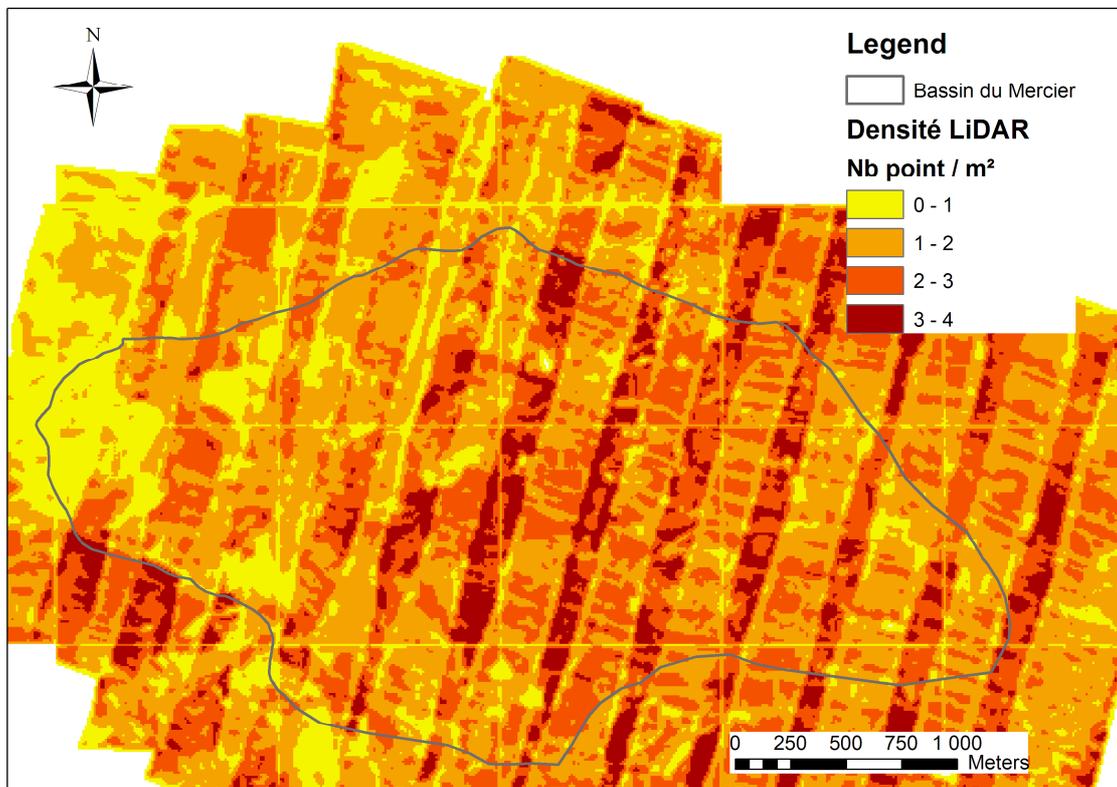


Figure III.1 : Cartographie de la densité d'échantillonnage du levé LiDAR effectué sur le Mercier après filtration des points du sursol. La densité est calculée sur des pixels de 10m de résolution.

Après filtration du levé LiDAR pour éliminer les points correspondant au sursol, la densité des points de mesure au sol est en moyenne supérieure à 2 pts/m² dans l'ensemble du bassin versant du Mercier. Cette densité est néanmoins variable à l'intérieur du bassin versant. Les valeurs les plus élevées allant jusqu'à 4 pts/m² s'expliquent par les recouvrements des scans effectués par le capteur lors du survol (Figure III.1). La densité moyenne des mesures dans les zones forestières est inférieure à celle des zones agricoles à cause des interceptions de pulses

LiDAR par la végétation, en particulier dans les parcelles de résineux qui sont implantés de manière très dense.

2.1.2 Production d'un MNT à haute résolution

- Interpolation du levé LiDAR

A partir du semis de point LiDAR un MNT à 1 mètre de résolution a été interpolé à l'aide de la méthode des « voisins naturels » (Sibson, 1981). Cette méthode ne déduit aucune tendance et ne produit pas de sommets, dépressions, crêtes ou vallées autres que ceux déjà représentés par les échantillons.

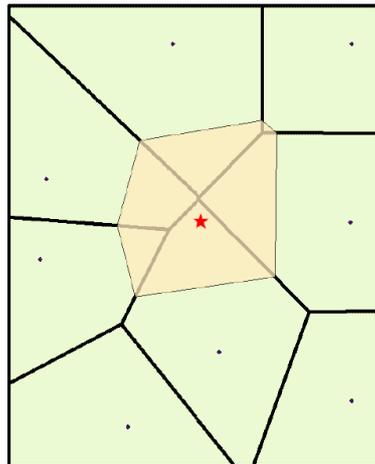


Figure III.2 : Interpolation par la méthode des voisins naturels : l'étoile rouge est le point interpolé au sein du maillage de Thiessen élaboré à partir des points connus (source : <http://webhelp.esri.com>).

La grille raster est interpolée sur la base d'une pondération issue d'un maillage de polygone de Thiessen créé à partir du semis de points LiDAR (Figure III.2) : Ce maillage est recalculé pour chaque point d'interpolation, en prenant en compte le semis de points LiDAR et le point d'interpolation en cours. La proportion de superposition entre ce nouveau polygone et les polygones initiaux est alors utilisée comme pondération.

- Propriétés du MNT produit

Le MNT (Figure III.3A) et le raster dérivé de pente sont distribués autour d'une valeur moyenne de respectivement 475 mètres et 12 % avec un écart type de respectivement 105 mètres et 8 %.

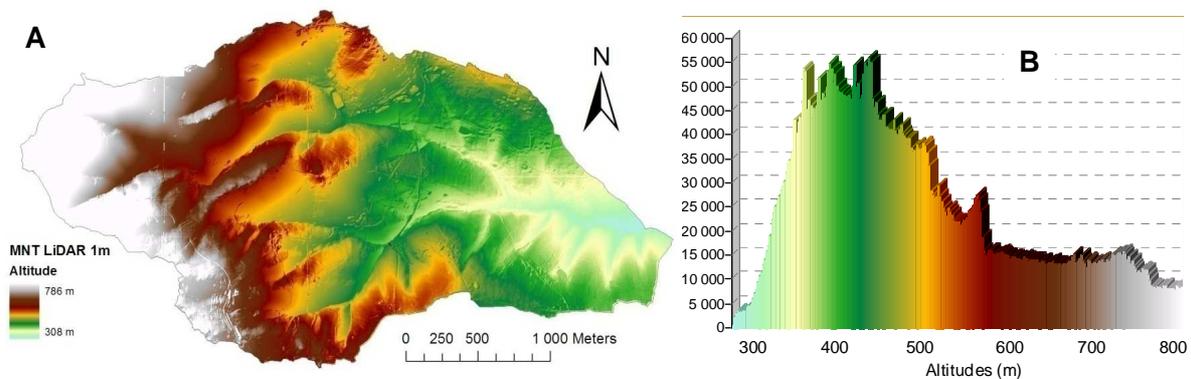


Figure III.3 : MNT LiDAR 1m du bassin versant du Mercier (A) et son histogramme de distribution (B).

Ces distributions ne sont pas centrées, la plupart des valeurs d'altitudes sont comprises entre 350 et 550 mètres (Figure III.3B) et celles de pente entre 3 et 14 %. Les valeurs élevées d'altitudes et de pentes concernent la partie amont du bassin versant, montagneuse et occupée essentiellement par de la forêt.

2.1.3 Précision des MNT haute résolution produits

Pour obtenir un ordre de grandeur de la qualité des MNT LiDAR, une comparaison des valeurs altimétriques a été effectuée entre des points levés à l'aide d'un GPS différentiel de haute précision et les pixels correspondants sur des MNT à 1m et 2m de résolution.

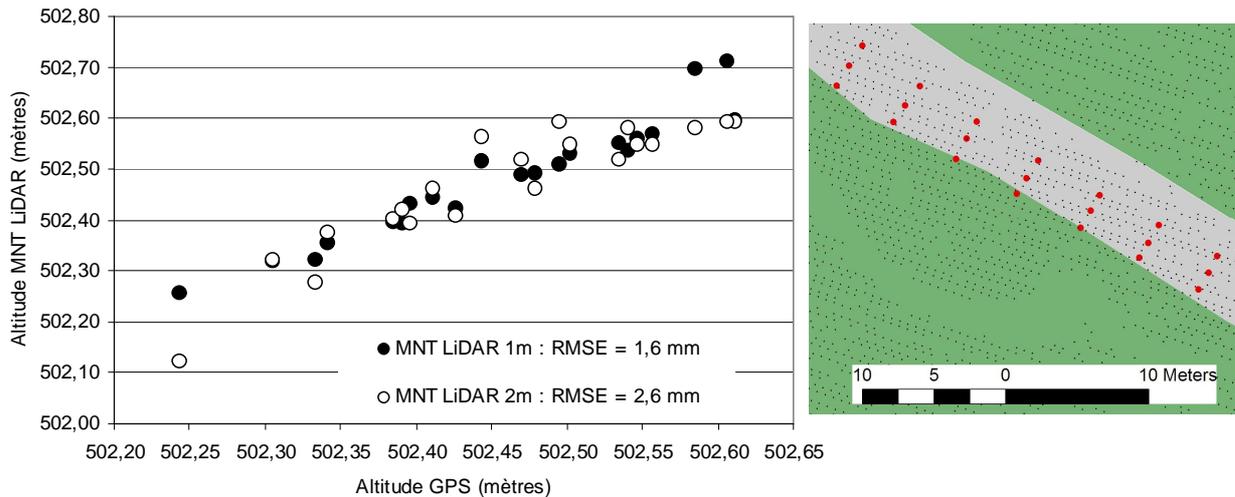


Figure III.4 : Altitude des pixels du MNT LiDAR en fonction de l'altitude mesurée par GPS différentiel sur 21 points de mesure situés sur une route goudronnée (Points rouges sur la carte).

Cette analyse a été volontairement effectuée sur une route goudronnée, surface optimale du point de vue de la restitution des mesures LiDAR en termes de stabilité, de densité et de précision. Le résultat montre que les valeurs des cellules du MNT interpolées à partir des mesures LiDAR sont bien du même ordre de grandeur que les mesures obtenues par GPS (Figure III.4). Un affaiblissement de la résolution du MNT de 2m à 1m tend cependant à dégrader la précision de la valeur altimétrique de manière très légère par rapport à la mesure GPS, avec un RMSE qui passe de 1,6 à 2,6 mm. Le résultat permet de vérifier la qualité excellente de la mesure LiDAR transmise au MNT même s'il est démontré que cette qualité se dégrade sur des occupations du sol plus rugueuses. La présence de végétation conduit à des retours anticipés du pulse LiDAR et donne une altitude moyenne plus haute que l'altitude moyenne du sol (Hodgson & al, 1999).

2.2 Éléments de comparaisons entre des réseaux hydrographiques extraits de MNT LiDAR et de MNT « standard ».

2.2.1 Comparaison des topologies de réseaux

Pour évaluer la qualité géométrique du réseau hydrographique extrait du MNT LiDAR, des comparaisons ont été effectuées avec les extractions issues d'un MNT interpolé à partir des courbes de niveaux et des points cotés de l'IGN. Les deux MNT ont été produits en raster à 1m de résolution afin d'être rendus comparables. Les extractions de réseaux hydrographiques à partir des deux MNT ont été réalisées à l'aide de l'algorithme le plus robuste dans ce domaine qui est

le D8 (O'Callaghan & Marks, 1984) sous ArcGIS 9.3 après avoir traité les pixels cuvettes parasites.

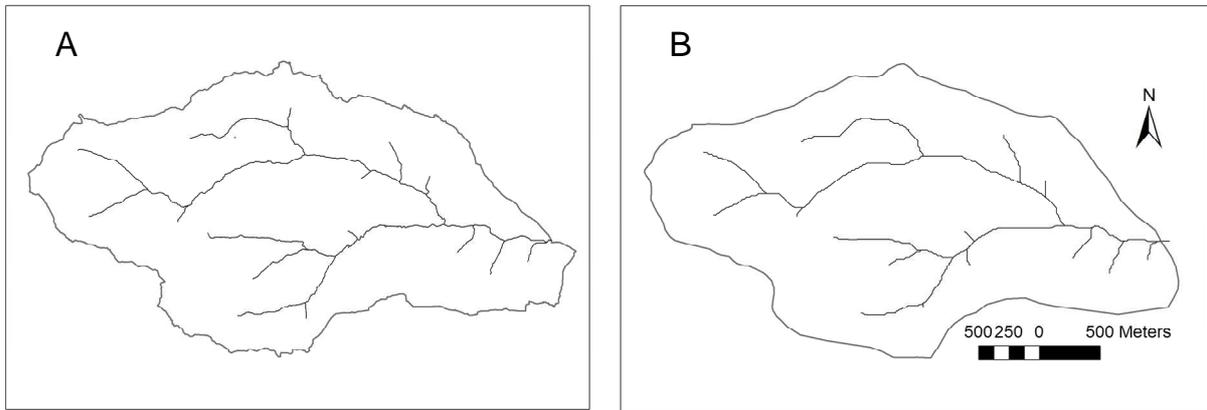


Figure III.5 : Bassins versants et réseaux hydrographiques extraits du MNT LiDAR (A) et du MNT IGN (B) avec une aire drainée minimale de 10 ha.

Avec une surface seuil d'initiation du réseau hydrographique relativement élevée de 10 ha, les réseaux hydrographiques extraits du MNT LiDAR et du MNT standard IGN sont sensiblement identiques d'un point de vue topologique (Figure III.5). On constate simplement l'existence de plusieurs linéaires d'ordre 1 avec le MNT LiDAR qui n'apparaissent pas avec le MNT standard.

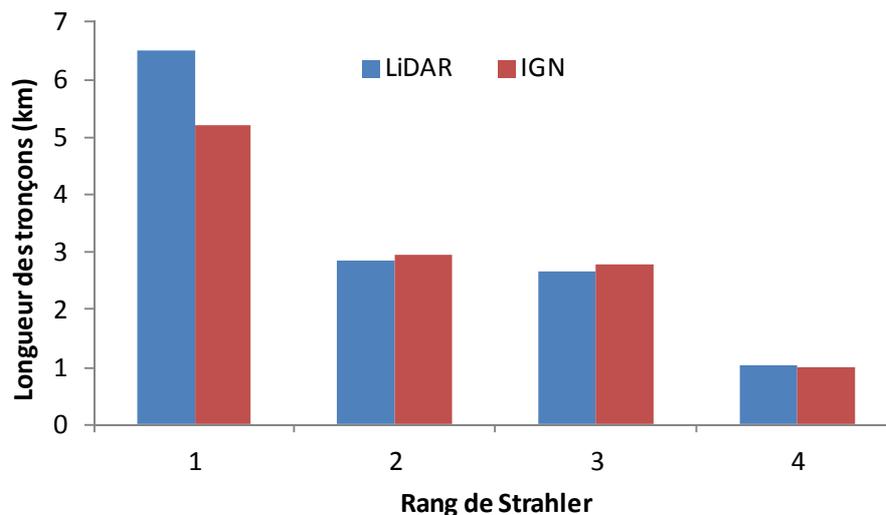


Figure III.6 : Comparaison des longueurs de réseaux hydrographiques extraits d'un MNT LiDAR et d'un MNT standard (IGN) avec une aire drainée seuil de 10 ha (Algorithme D8).

La comparaison des longueurs de réseaux hydrographiques extraits de ces deux MNT a ensuite été effectuée pour chaque rang topologique de Strahler (Figure III.6). Les résultats confirment l'accroissement des linéaires d'ordre 1 de Strahler dans le cas du MNT LiDAR. Pour ce dernier, l'arborescence du réseau est légèrement plus développée à aire drainée initiale identique de 10ha. Pour les valeurs supérieures à 1 de Strahler, les sinuosités naturelles du lit des cours d'eau sont mieux décrites par le MNT LiDAR mais cela ne se traduit pas, comme on aurait pu s'y attendre, par un linéaire plus long qu'avec le MNT standard. Les erreurs d'interpolation du MNT standard causent des écarts importants de tracé qui peuvent se traduire par un allongement des tracés malgré leur simplification.

2.2.2 Comparaison d'un tracé de réseau avec une référence terrain

Pour affiner la comparaison des tracés géométriques des réseaux hydrographiques, une analyse est effectuée pour mesurer l'écart de qualité entre MNT LiDAR, MNT standard et référence de terrain sur un linéaire de drainage d'ordre 2 de Strahler long de 300 mètres. Sur ce tronçon, la largeur du chenal d'écoulement est souvent inférieure ou voisine du mètre qui correspond à la résolution du MNT LiDAR. Le MNT standard IGN est également ré-échantillonné à cette résolution de manière à être rendu comparable. Les linéaires extraits des MNT par la méthode D8 sont comparés à un linéaire de référence obtenu par un levé GPS de haute précision. Ce levé est composé de points enregistrés lors du parcours du chenal de drainage en moyenne tous les mètres pour intégrer tous les changements de direction de l'écoulement. Ces points sont ensuite traités sous SIG pour obtenir une ligne qui constitue un linéaire de référence.

La variable mesurée est la longueur des intersections entre les linéaires extraits des MNT LiDAR et IGN d'une part, et des zones tampons concentriques créées autour du linéaire de référence d'autre part. Le résultat illustre, comme on pouvait s'y attendre, la qualité très supérieure du linéaire extrait avec le MNT LiDAR. Le MNT IGN offre une bonne précision avec une tolérance de 10 mètres autour du réseau de référence. Le MNT LiDAR offre quand à lui une précision d'extraction qui reste correcte avec quasiment les deux tiers du linéaire extrait qui est inscrit dans une zone tampon de 2 mètres autour du linéaire de référence observé sur le terrain (Figure III.7).

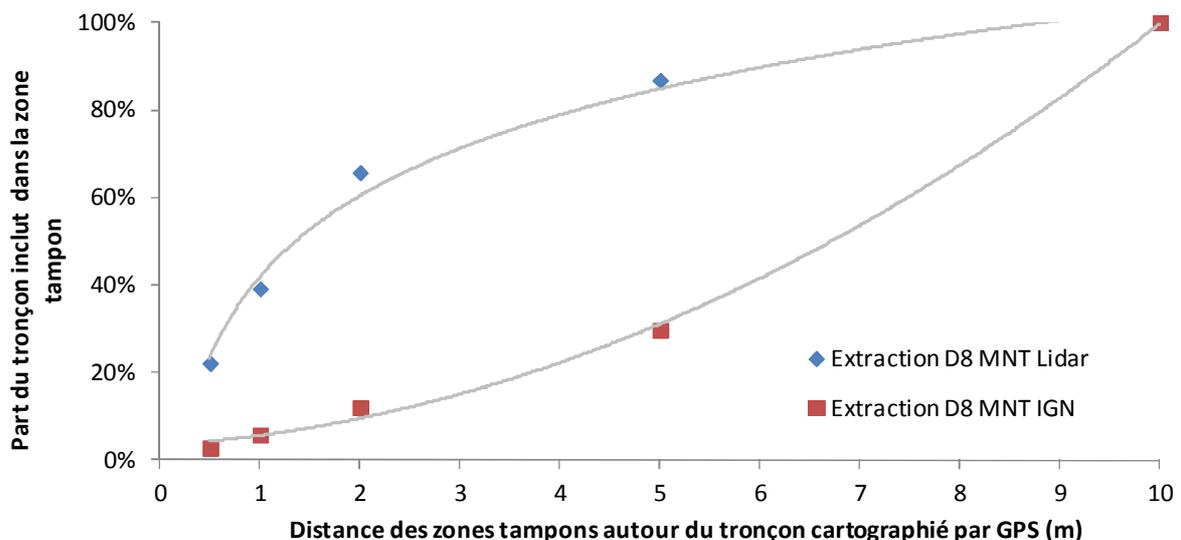


Figure III.7 : Parts d'un tronçon de réseau extrait par MNT LiDAR (1m) et par MNT IGN (1m), qui sont incluses dans des zones tampons concentriques autour du tronçon de référence cartographié in situ.

Les extractions du réseau hydrographique effectuées avec un MNT LiDAR et avec un MNT IGN ne sont donc pas comparables et les usages que l'on doit en faire sont évidemment différents. Le MNT LiDAR autorise un tracé plus précis et montre une bonne adéquation avec les mesures de terrain. Mais la comparaison avec les observations de terrain montre que des erreurs notoires persistent dans le tracé en utilisant la technique classique du D8. En effet presque 20% du tracé se situe au-delà de 5 mètres du chenal de référence tracé à partir d'un levé GPS (Figure III.7). Ce taux n'est pas négligeable.

2.2.3 Extension potentielle du bassin versant révélée par le MNT LiDAR

Le MNT LiDAR semble le meilleur outil pour obtenir automatiquement un tracé plus juste et plus précis du réseau hydrographique au sein du bassin versant du Mercier. Cependant les extractions des contours du bassin et du réseau hydrographique à partir du MNT LiDAR brut après élimination des cuvettes parasites ont révélé une importante extension topographique au nord ouest du bassin versant par rapport à ses dimensions connues issues d'un MNT standard (Figure III.8). Une vérification terrain nous a démontré que cette extension est plausible lors de crues. La connexion entre le talweg voisin et le bassin versant du Mercier est assurée par un sentier encaissé qui suit une ancienne canalisation à ciel ouvert chargée de détourner une partie du débit vers le village voisin. Au-delà d'un seuil franchi par le niveau d'eau en temps de crue, l'écoulement démarre à l'intersection du sentier et du talweg en question. Le MNT LiDAR a donc dû être légèrement corrigé pour revenir sur le contour topographique du Mercier le plus plausible.

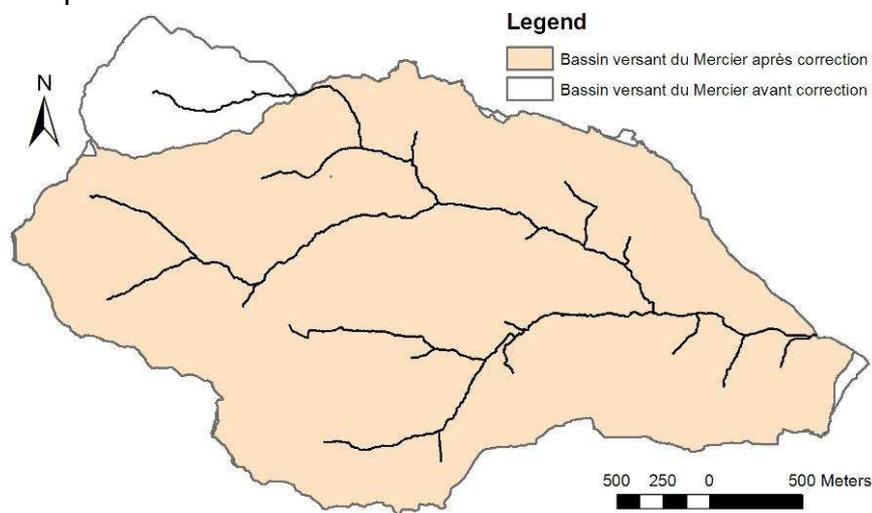


Figure III.8 : Extraction du contour du bassin versant du Mercier avant et après modification du MNT brut issu du levé LiDAR.

2.3 Conclusion sur les propriétés du MNT LiDAR

Un MNT à haute résolution (1m) a été constitué sur le bassin du Mercier à partir d'un levé LiDAR d'une densité moyenne élevée d'environ 2,2 pts/m². La topologie du réseau hydrographique extrait de ce MNT à 10ha de surface drainée (méthode D8) est comparable avec celle extraite d'un MNT standard. La précision dans le tracé des linéaires de drainage au sein des talwegs est nettement améliorée par rapport à ce que l'on obtient à partir d'un MNT standard. Une analyse des écarts de qualité montre que 80% du tracé avec MNT LiDAR se trouve à moins de 5 mètres du tracé de référence contre moins de 30% avec un MNT standard. Cette vérification confirme que l'usage d'un MNT LiDAR permet bien de s'intéresser directement aux drains supports du transfert alors que le MNT standard permet de s'intéresser aux talwegs. On peut donc attendre, dans le cadre de réseaux de drainage intermittents évacuant de faibles débits, une détection précise du cheminement réel des eaux de surface se produisant lors d'un épisode pluvieux.

Cette qualité confirmée du MNT LiDAR est désormais un acquis pour développer notre hypothèse basée sur un drainage qui varie dans l'espace et le temps en lien avec le type de drain et ses dimensions. Avec ses atouts et ses contraintes nous allons chercher à décrire localement les supports de drainage obtenus avec le MNT LiDAR et proposer de les associer à un fonctionnement hydrologique probable.

3 Microtopographie et aspects fonctionnels du réseau hydrographique

Dans ce Chapitre 3 nous posons le problème du lien qu'il est nécessaire d'établir entre la structure interne du réseau hydrographique et son fonctionnement pour éviter de le considérer comme un continuum spatial aux propriétés uniformes de transfert. Cette problématique est également développée dans l'article présenté dans le Chapitre 4 qui suit. Les méthodes développées ensuite pour approfondir les aspects fonctionnels du réseau hydrographique sont basées sur l'usage d'un MNT LiDAR dans un but de substitution à des observations de terrain. Les éléments méthodologiques présentés dans ce Chapitre 3 sont soit des compléments, soit des alternatives aux développements présentés dans l'article du Chapitre 4.

3.1 Hypothèses et objectifs

3.1.1 Le réseau hydrographique est un objet multi-fonctionnel majeur

Dans les bassins sur socle en climat tempéré, la notion de zone saturée contributive a été depuis longtemps mise en avant comme facteur majeur de la réponse hydrologique. Pour exploiter cette théorie, l'indice topographique de Beven (Beven & Kirkby, 1979) est usuellement calculé à partir d'un MNT à basse résolution de manière à restituer les dépressions topographiques susceptibles de saturer et donc de contribuer à l'écoulement du bassin. De nombreux auteurs ont ensuite confirmé que ce facteur représente un processus qui n'est pas dominant à tous niveaux d'échelles temporelles et spatiales et que le drainage de surface doit également être mieux pris en compte en particulier à des niveaux d'échelle fins pour améliorer la connaissance de la dynamique des écoulements (Mérot, 1988 ; Ambroise, 1999 ; Lane & al, 2004 ; Martin & Didon-Lescot, 2009). Il est important de continuer d'établir le rôle des différents facteurs qui déterminent le pattern de connectivité hydrologique responsable de la réponse globale du bassin versant.

Selon Ambroise (1999), il existe des seuils fonctionnels qui régissent l'activation des divers processus prenant en charge les flux hydrologiques : pour un processus donné, lorsque la demande de transfert excède localement l'offre de transfert le flux plafonne. L'excédent est pris en charge par un second processus qui à son tour met en mouvement une masse d'eau en générant un flux, etc.... L'auteur insiste sur le fait qu'au-delà de ces seuils qu'il faudrait connaître, il est important d'associer à chaque processus des caractéristiques de transfert qui sont les suivantes :

- ⇒ Vitesses caractéristiques dépendantes des résistances opposées par le milieu
- ⇒ Longueurs de transfert dépendantes de caractéristiques morphométriques
- ⇒ Temps de transfert caractéristiques causés par les combinaisons vitesses et longueurs introduisant des décalages temporels selon les conditions imposées.

Ces caractéristiques générales sont très variables au sein du bassin mais utiles pour décrire le caractère transitoire des processus. Les processus régissant le fonctionnement du réseau hydrographique devraient être abordés selon cette approche. Nous avons montré en Partie I que le réseau hydrographique est un facteur majeur de la réponse hydrologique du petit bassin versant rural. Il assure

les liaisons hydrauliques entre différentes zones du bassin et donc l'intégration spatiale des flux élémentaires (Ambroise, 1999). La densité de drainage fait partie des facteurs dépendant de seuils fonctionnels en lien avec l'extension des zones saturées contributives localisées souvent au voisinage du réseau de drainage (Mérot, 1988). Le réseau de drainage se densifie lors d'un épisode pluvieux car divers processus s'enchaînent, mais cette densification du drainage n'est pas uniforme dans l'espace du bassin versant même sous hypothèse de pluie homogène.

Par conséquent, le pattern de drainage responsable de la réponse du bassin versant se construit par l'activation puis la contribution tout d'abord des drains les plus efficaces qui assurent collecte et vitesse de transfert. C'est ensuite des drains plus rugueux, sinueux car moins fréquemment activés qui contribuent à l'écoulement après la mise en charge des zones de saturation. Tous les drains d'un paysage rural n'assurent donc pas la même fonction dans l'établissement de la réponse globale à l'exutoire du bassin. Mais l'addition de tous les tronçons du réseau représente un continuum dans lequel sont distribuées les trois caractéristiques de transfert proposées par Ambroise (1999) : vitesses, longueurs et temps.

3.1.2 Objectif : décrire et exploiter la diversité fonctionnelle du réseau hydrographique

De manière à mieux intégrer la dynamique hydrologique dans le continuum spatial que représente le réseau hydrographique il convient d'approfondir sa description sous un angle fonctionnel.

Aux niveaux d'échelles les plus fins il s'agit de toutes les ruptures topographiques d'un paysage rural qui peuvent collecter et drainer des écoulements provenant de leur voisinage amont : réseau de voirie, parcellaires agricoles et périurbains, de même que les incisions naturelles comme l'encaissement des chenaux d'écoulement en fond de talweg. Tous ces éléments constituent potentiellement des linéaires d'extension du réseau de drainage. Leur connaissance est essentielle pour mieux comprendre la dynamique interne des écoulements à la surface du bassin versant. Le problème est de connaître les fonctionnalités locales de ces multiples agents de drainage pour en déduire la hiérarchie probable de densification du réseau de drainage en fonction des conditions de forçage pluviométrique. Ce travail est une étape pour pouvoir établir ensuite le lien entre cette hiérarchisation fonctionnelle et la dynamique des écoulements (point qui sera abordée en Partie IV par une approche de terrain spatialisée) puis enfin établir le lien à l'échelle de la réponse globale du bassin versant (point abordé en Partie V).

Le MNT LiDAR permet d'accéder directement aux éléments de la microtopographie importants à l'échelle d'un bassin versant de quelques km² comme celui du Mercier. L'objectif majeur est d'aborder par cet outil la diversité fonctionnelle des drains car elle est indicatrice d'un pattern de drainage reproductible. L'objectif second est d'estimer l'impact possible du pattern obtenu sur la réponse du bassin versant en se basant uniquement sur la longueur de transfert, faisant partie des trois caractéristiques de transfert proposées par Ambroise (1999) : vitesse, longueur et temps. C'est en effet celle qui est déductible d'MNT par le tracé des réseaux hydrographiques.

3.2 Appréhender la diversité fonctionnelle du réseau hydrographique

La démarche mise en œuvre est différente pour les drains anthropiques et pour les drains naturels. Il s'agit du premier critère choisi pour distinguer les drains intermittents dans un bassin versant rural.

3.2.1 Typologie fonctionnelle des drains anthropiques

La fonction des drains anthropiques est de drainer des surfaces artificialisées qui leur sont directement connectées de manière à infiltrer ou évacuer l'eau vers l'aval. Les drains anthropiques doivent être détectés de manière à intégrer leur fonctionnement dans le pattern de drainage et pouvoir évaluer leur rôle à l'échelle du bassin versant. En cas de fortes densités de drainage par rapport au réseau naturel, le réseau anthropique devient majeur et incontournable dans le pattern de drainage (Moussa & al, 2002). La morphologie des cheminements artificiels comme les fossés de voirie ou agricoles n'est pas directement liée à leur fonctionnement hydrologique mais à la gestion des aménagements de l'espace rural. Leur impact à l'échelle globale du bassin versant dépend essentiellement de leur connectivité aux drains naturels qui collectent et transfèrent les écoulements produits en amont avec :

- ⇒ Soit des drains dont l'exutoire est une zone tampon favorisant l'infiltration comme un versant enherbé ou une haie. Dans ce cas l'aptitude du drain à contribuer à l'écoulement du bassin est limitée par une faible connectivité hydrologique car l'écoulement ne rejoint pas directement un drain naturel.
- ⇒ Soit des drains directement connectés au réseau naturel en fond de talweg. Dans ce cas l'aptitude du drain à contribuer à l'écoulement du bassin est importante.

Lors d'un épisode pluvieux le pattern de drainage est marqué par la contribution des drains directement connectés puis plus tardivement des drains dont la connectivité dépend de la saturation d'une zone tampon interposée.

3.2.2 Typologie fonctionnelle des drains naturels

En tête de bassin, les drains naturels ont pour fonction de drainer les dépressions topographiques qui accumulent des masses d'eau. La morphologie des fonds de talweg est issue de multiples processus hydrologiques, géomorphologiques voire anthropiques mais n'est pas systématiquement modélisée artificiellement dans le cadre de la gestion des aménagements ruraux. Lorsque le bassin versant produit un écoulement permanent, le drainage s'effectue en aval sur un support facilement identifiable qui est un lit de cours d'eau.

Dans les parties amont des bassins sur socle en milieu tempéré, le lit de cours d'eau est plus difficilement identifiable. Les eaux pluviales ont tendance à s'infiltrer dans le sol et à alimenter d'abord des nappes de fond de vallée. Le fond de talweg apparaît plus ou moins incisé (Figure III.9), de manière discontinue, voire sans aucune incision jouant le rôle de chenal canalisant un écoulement concentré.

L'absence de chenal et la présence de végétation offrent une résistance à l'avancement des masses d'eau qui se déplacent par gravité, et empêchent l'installation précoce d'un drainage efficace à la surface. Cet état peut évoluer vers une chenalisation lorsque le ruissellement concentré exerce au cours du temps une action érosive qui se traduit par le développement d'une incision.



Figure III.9 : Talweg d'ordre 1 situé dans l'espace agricole du bassin versant du Mercier. On distingue une incision qui représente une zone de concentration du ruissellement.

Inversement le chenal existant peut disparaître par comblement provenant de l'apport de colluvions si l'action érosive du drainage est insuffisante. Les tendances de chenalisation peuvent évoluer à longs termes : la morphologie du drain est donc un produit de l'écoulement car elle intègre tous les processus se déroulant en amont. Mais à l'échelle de l'épisode pluvieux la morphologie du drain est plutôt un agent de l'écoulement car elle détermine une capacité de transfert. Vu dans l'espace du bassin versant, l'état de chenalisation du réseau de drainage est donc un indicateur du pattern de drainage.

L'épisode pluvieux étant l'échelle temporelle privilégiée dans cette thèse, la fonctionnalité hydrologique des drains naturels dépend donc de l'existence d'un chenal d'écoulement. De manière simple deux fonctionnalités sont distinguées :

- ⇒ Les drains naturels chenalisés qui présentent une bonne aptitude à contribuer à l'écoulement rapide du bassin versant du fait de la présence d'un organe de collecte et de transfert. La liaison hydraulique est directe et le drainage efficace.
- ⇒ Les drains naturels non chenalisés qui présentent une aptitude réduite à contribuer à l'écoulement rapide du bassin versant tant que la saturation de la nappe locale n'est pas dépassée. La liaison hydraulique est diffuse et le drainage est ralenti.

Notons que les dépressions topographiques au voisinage des fonds de talwegs sont également des objets topographiques majeurs dans des contextes hydrologiques tels que ceux des petits bassins ruraux de moyenne montagne. La question de la chenalisation est centrale pour traiter de l'aspect fonctionnel du drain mais l'environnement topographique des drains naturels sera également étudié en s'appuyant sur les informations apportées par les MNT haute résolution.

3.3 Description locale et fonctionnelle des drains via le MNT LiDAR

La résolution spatiale métrique du MNT LiDAR conduit généralement à une précision altimétrique du pixel supérieure, de l'ordre de quelques dizaines de centimètres (Hodgson & al, 1999). C'est cette précision qui permet de s'intéresser à des drains de taille comparable à la résolution métrique, et d'envisager l'aspect fonctionnel des drains : la haute résolution permet-elle de

préciser où se propage préférentiellement le drainage de surface lors d'un épisode pluvieux ?

Se posent donc à la fois :

- ⇒ la question préalable de la localisation précise des drains de manière à obtenir les longueurs drainées
- ⇒ la question centrale de cette partie, à savoir une description locale du chenal de drainage pour indiquer son potentiel de transfert.

Les MNT LiDAR sont actuellement à l'étude pour déduire directement les drains de la topographie car la description d'un chenal de drainage justifie la localisation d'un drain potentiel. Les MNT LiDAR apportent une richesse de description spatiale en milieu rural comme on peut le constater sur la Figure III.10 : des indices tels que la courbure⁷ du terrain permettent d'identifier visuellement la plupart des structures de microrelief capables de collecter et/ou drainer des écoulements.

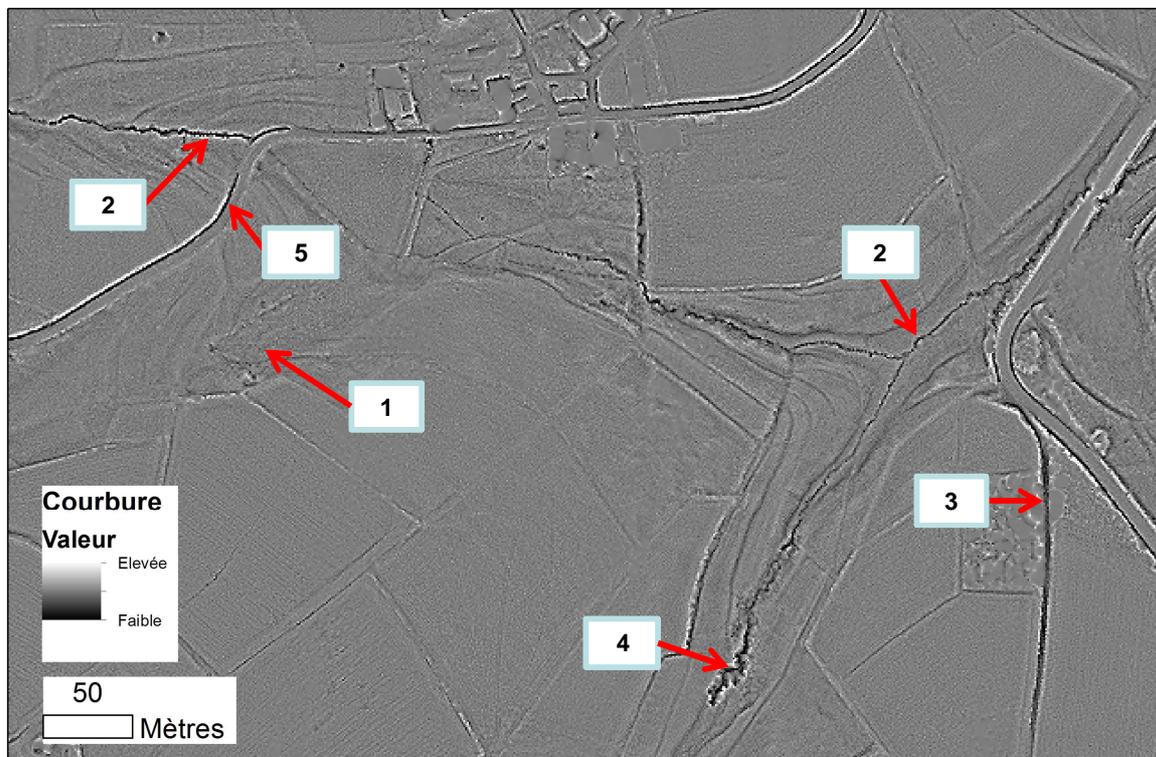


Figure III.10 : Illustrations des cheminements possibles de l'eau dans la microtopographie amenée par le MNT LiDAR (1m) traité par l'indice de courbure totale sur une portion du bassin du Mercier : drain naturel non chenalisé (1), drain naturel chenalisé (2), chemin rural encaissé (3), incision profonde du chenal naturel (4), fossé de voirie (5).

Dans le cas des drains anthropiques la question de la localisation est suffisante et ne dépend donc que de la taille du pixel en rapport avec la largeur du chenal entretenu artificiellement. Dans le cas des drains localisés dans les talwegs naturels, il existe des hétérogénéités morphologiques comme le montre la figure 9 entre les drains de type 1, 2 et 4. Le premier ne présente pas une structure linéaire bien visible contrairement aux deux autres qui sont associés à la présence plus significative d'un chenal de drainage.

⁷ La courbure est la dérivé seconde d'une surface

Les éléments méthodologiques présentés par la suite sont des compléments ou des alternatives aux choix méthodologiques développés dans l'article présenté dans le Chapitre 4 suivant.

3.3.1 Bénéfices et limites de la haute résolution avec la technique standard D8

La technique D8 est une des plus communément employée pour extraire automatiquement un arbre de drainage des MNT. Cette technique correspond à un choix de direction de pente maximale parmi 8 directions possibles d'écoulement dans la grille du MNT (Partie I, section 4.1.1). Des résultats antérieurs montrent que la technique D8 appliquée au MNT LiDAR est suffisante pour obtenir les réseaux de drainage les plus justes et précis en terme de localisation aussi bien pour les drains naturels qu'anthropiques (Murphy & al, 2007 ; Remel & al, 2008). De plus la technique D8 garantit une arborescence et donc une continuité totale du réseau. Toutefois, les cheminements choisis deviennent arbitraires lorsque la variabilité altimétriques locale du MNT est trop réduite (Partie I, section 4.1.2). Or que ce soit dans le contexte de drains naturels ou anthropiques, la typologie fonctionnelle proposée en 3.2 suppose qu'il existe des discontinuités dans la chenalisation des drains affectant probablement la continuité des propriétés de transfert : vitesses, temps.

- Cas des drains naturels

Les résultats présentés dans le Chapitre 1 section 2.2.2 sur la comparaison de tracé d'un drain naturel du bassin du Mercier montrent que le tracé est nettement amélioré avec un MNT LiDAR par rapport au MNT standard. Cependant cette approche démontre également que des incertitudes persistent sur la localisation précise du drain lorsque les dimensions de ce dernier deviennent voisines de la résolution du MNT. Dans ce cas la présence d'un drain au sens d'une chenalisation est incertaine car la technique D8 assure une continuité du réseau quelle que soit la variabilité topographique. Cette technique n'est donc pas totalement satisfaisante dans ce cas car elle ne tient pas compte des propriétés locales variables du drain, or cette information est essentielle à ce niveau d'échelle.

- Cas des drains anthropiques

Le MNT LiDAR peut intégrer grâce au D8 tout ou partie des tracés de drains anthropiques dans la limite de sa résolution. Mais la distinction fonctionnelle précisée en 3.2.1 de connectivité directe ou indirecte des drains anthropiques au réseau naturel est délicate à prendre en compte car la continuité des tracés entre drains anthropiques et drains naturels est souvent masquée par des aménagements enterrés comme des buses. La continuité des drains anthropiques ne peut donc pas être traitée uniquement avec le MNT LiDAR. Cette approche nécessite au préalable d'apporter une connaissance supplémentaire au MNT pour établir la connectivité précise des drains extraits. Une localisation et incrustation manuelle des pixels du MNT au niveau des passages en canalisation sub-surfacique est suffisante pour extraire les linéaires de fossés artificiels (Murphy & al, 2007). Ce travail est une condition nécessaire pour obtenir un tracé correct du réseau anthropique. Se pose ensuite la question du critère seuil optimal de surface drainée à utiliser pour initier les drains avec la technique D8.

En appliquant ces préconisations la résolution métrique du Lidar est suffisante pour révéler directement sur le bassin du Mercier un grand pourcentage de drains anthropiques (Figure III.11).

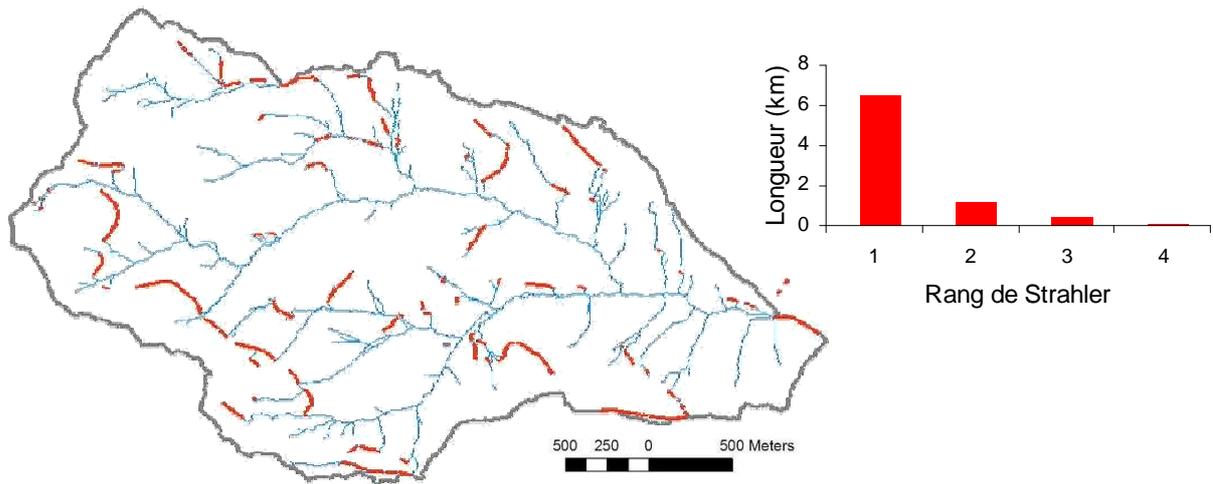


Figure III.11 : Localisation des linéaires anthropiques (surlignage rouge) du réseau hydrographique du Mercier extrait à partir du MNT LiDAR (1m). L'histogramme montre le cumul des linéaires de voirie extraits par rang topologique du réseau extrait à 1 ha de surface drainée.

Le réseau de voirie composé des routes, chemins et sentiers est partiellement confondu au réseau hydrographique. L'ensemble des tracés anthropiques représente plus de 25% du réseau hydrographique extrait du MNT avec un seuil de surface drainée de 1 ha. Les éléments de voirie intègrent le réseau pour une longueur totale de plus de 6 km. Pour plus de 75% de cette longueur, il s'agit de fossés de voirie.

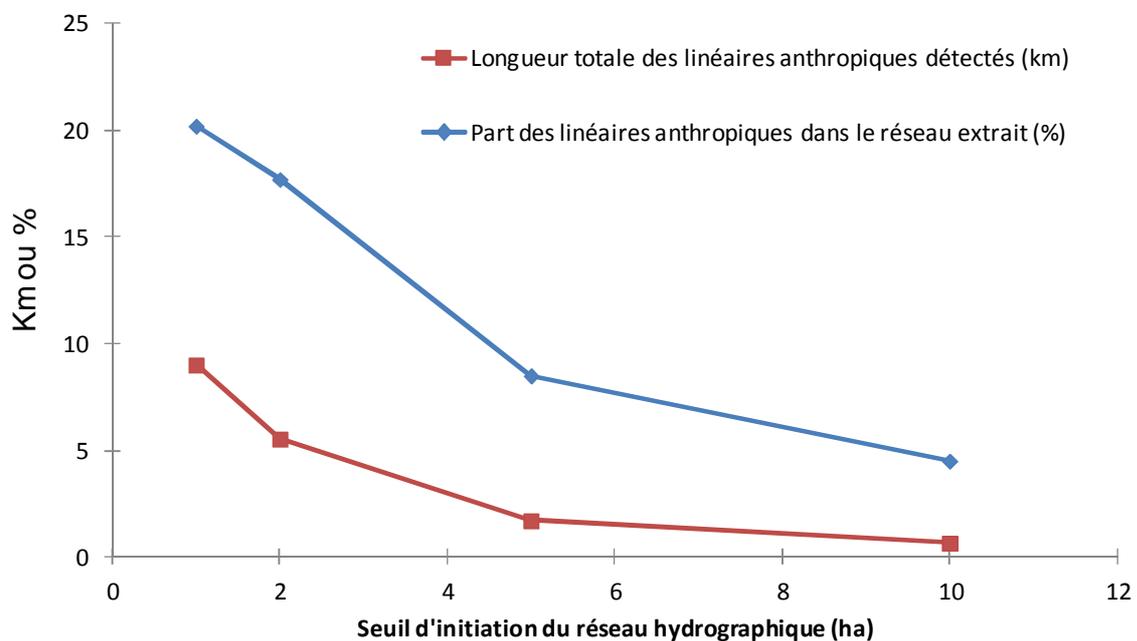


Figure III.12 : Estimations des longueurs et de la part de linéaires anthropiques intégrés dans le réseau hydrographique du Mercier en fonction du seuil de surface contributive utilisé pour l'extraction (méthode D8) à partir d'un MNT LiDAR (1m).

Une analyse de sensibilité des longueurs anthropiques extraites aux valeurs seuils d'initiation du réseau comprises entre 1 et 10 ha est effectuée. Les résultats montrent que c'est en deçà de 10 ha et en particulier entre 5 et 2 ha que la part des linéaires anthropiques dans le réseau hydrographique extrait s'accroît significativement (Figure III.12).

- Éléments de synthèse

La localisation de tout drain dans le MNT LiDAR par la technique classique du D8 est systématiquement améliorée lorsque la largeur du chenal d'écoulement est supérieure à la résolution du MNT (James & al, 2007 ; Murphy & al, 2007). Dans le cas contraire pour les drains naturels, une approche permettant de réduire les incertitudes sur la présence du chenal de drainage serait souhaitable. De telles approches seront développées plus loin en 3.3.2 et 3.3.3.

Dans le cas des drains anthropiques, la question de la présence d'un chenal ne se pose pas mais sa largeur sera déterminante si l'on souhaite s'appuyer sur un MNT LiDAR pour les intégrer dans les réseaux hydrographiques avec la technique D8. Une validation basée sur une confrontation des résultats d'extraction des drains anthropiques du Mercier (après correction des passages en canalisation sub-surfaciques) avec des observations de terrain est développée dans le Chapitre 4. Une distinction est réalisée sur le terrain entre les drains anthropiques indirectement ou directement connectés au réseau naturel (cf 3.2.1). Ce travail montre que le seuil optimal d'aire drainée pour initier le réseau est voisin de 1 ha pour obtenir une densité de drainage anthropique réaliste dans le cas des drains directement connectés au réseau naturel. Ces résultats attestent de l'intérêt d'utiliser un MNT LiDAR pour limiter, voire éviter une cartographie de terrain des principaux linéaires anthropiques pouvant intervenir dans la réponse hydrologique du bassin versant. Cet intérêt grandit avec la taille du bassin versant investigué.

3.3.2 Approche fonctionnelle des drains naturels par un indice indépendant des directions d'écoulement : la rugosité altimétrique

L'intérêt des MNT LiDAR est de pouvoir exploiter directement les formes de la surface topographique au voisinage des drains pour mieux connaître les propriétés de transfert. Dans ce but des méthodes permettant d'analyser la variabilité locale au sein des MNT LiDAR sont nécessaires. Cette variabilité est relative d'une part à la microtopographie naturelle et d'autre part à l'erreur associée aux valeurs altimétriques des cellules.

- Description de l'indice de rugosité altimétrique

La topographie résiduelle est une mesure de la variabilité locale au sein du MNT. Cet indice permet de révéler des tendances dans la rugosité de surface au sol ou pour différencier des lits de cours d'eau (Cavalli & al, 2007). L'indice de rugosité altimétrique : « roughness index elevation » est l'écart type des valeurs altimétriques calculé dans une fenêtre de calcul choisie par l'utilisateur. Il s'exprime de la manière suivante (Cavalli & al, 2007) :

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - x_m)^2}{N}} \quad (\text{Equ.3.1})$$

Avec :

σ : indice de rugosité altimétrique

x_i : altitude de la cellule i

x_m : altitude moyenne des cellules de la fenêtre de calcul

N : nombre de cellule de la fenêtre de calcul

Le résidu altimétrique s'obtient par soustraction de la valeur altimétrique d'une cellule du MNT par l'altitude moyenne des cellules de la fenêtre de calcul. Le

résidu moyen est ensuite calculé dans cette fenêtre. Cet indice est indépendant de toute direction de pente.

- Application à la discrimination topographique des drains naturels du Mercier

Dans le cas des drains naturels, une topographie résiduelle plus importante devrait être rencontrée localement s'il existe une chenalisation indiquée par une discontinuité topographique. Dans ce cas, il existe un potentiel plus important de transfert. Dans le cas contraire, la dispersion des valeurs altimétriques ne permet pas de distinguer un chenal de drainage. Les deux profils de talwegs correspondant aux deux niveaux fonctionnels de drainage présentés plus haut (cf 3.2.2) pourraient être discriminés. La Figure III.13 permet de comparer la distribution des valeurs de rugosité altimétrique au niveau de ces deux types de drains.

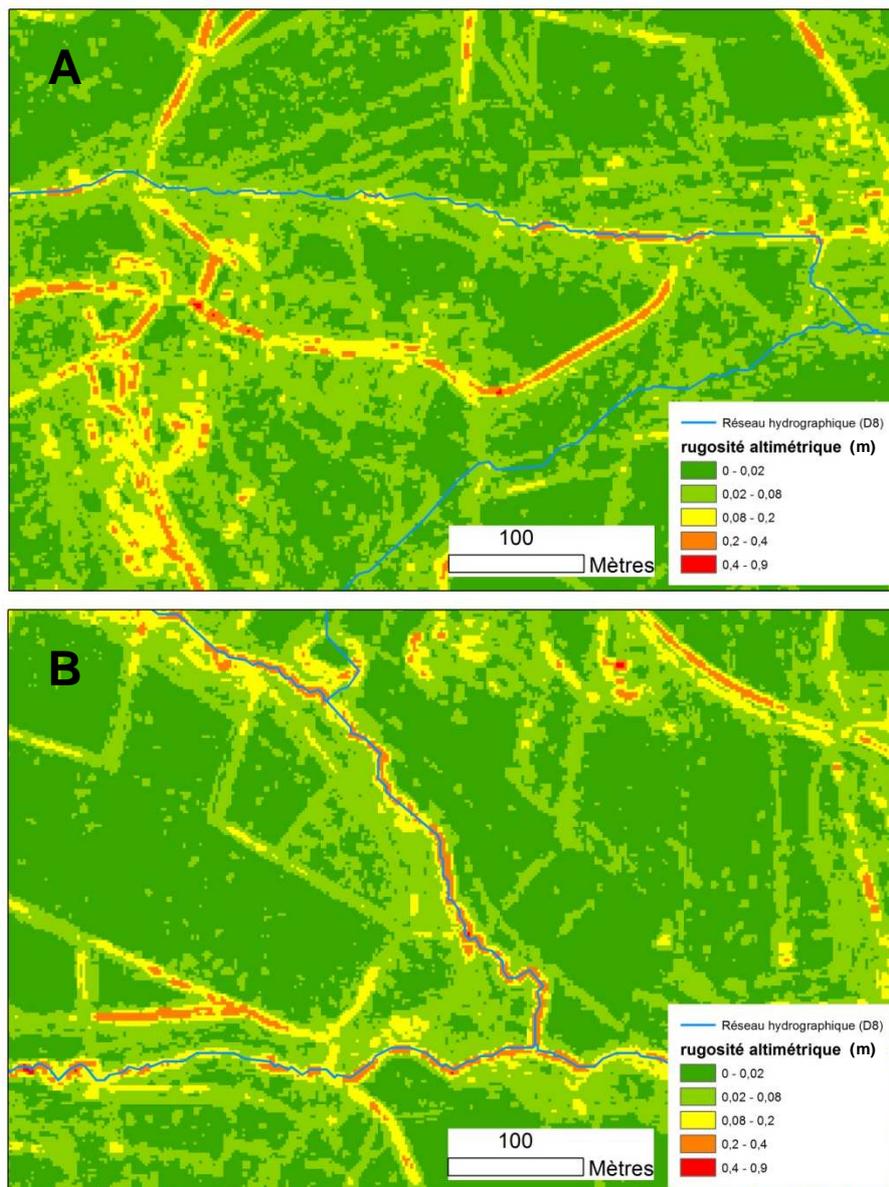


Figure III.13 : Cartographies de l'indice de rugosité altimétrique (mètres) calculé sur le MNT LiDAR (2m) du bassin du Mercier : talwegs de rang 1 (A) et talwegs de rang 3 (B).

Pour utiliser l'indice de rugosité altimétrique sur le bassin du Mercier, les 25 tronçons de plus de 200 mètres de long du réseau hydrographique ont été sélectionnés pour échantillonner la topographie résiduelle à différents niveaux hiérarchiques de Strahler : rang 1, rang 2 et rangs 3 à 4 regroupés de manière à obtenir un effectif de tronçon suffisamment élevé. Le réseau hydrographique utilisé est tracé avec l'algorithme D8 dans le MNT avec un seuil de surface drainée de 10 ha, suffisamment élevé pour éviter l'insertion de linéaires anthropiques. La rugosité altimétrique a été analysée à deux résolutions du MNT : 1 et 2 mètres et calculée pour chaque résolution dans des zones tampons de 1 et 2 mètres autour des tronçons pris comme échantillons. Les valeurs retenues pour le calcul de la rugosité d'un tronçon sont donc calculées dans des « couloirs » de 2 et 4 mètres de large en fond de talweg qui sont supposés inclure le support de drainage. Les observations de terrain montrent que la largeur du cours d'eau dans les tronçons les plus aval n'excède jamais 4 mètres de large.

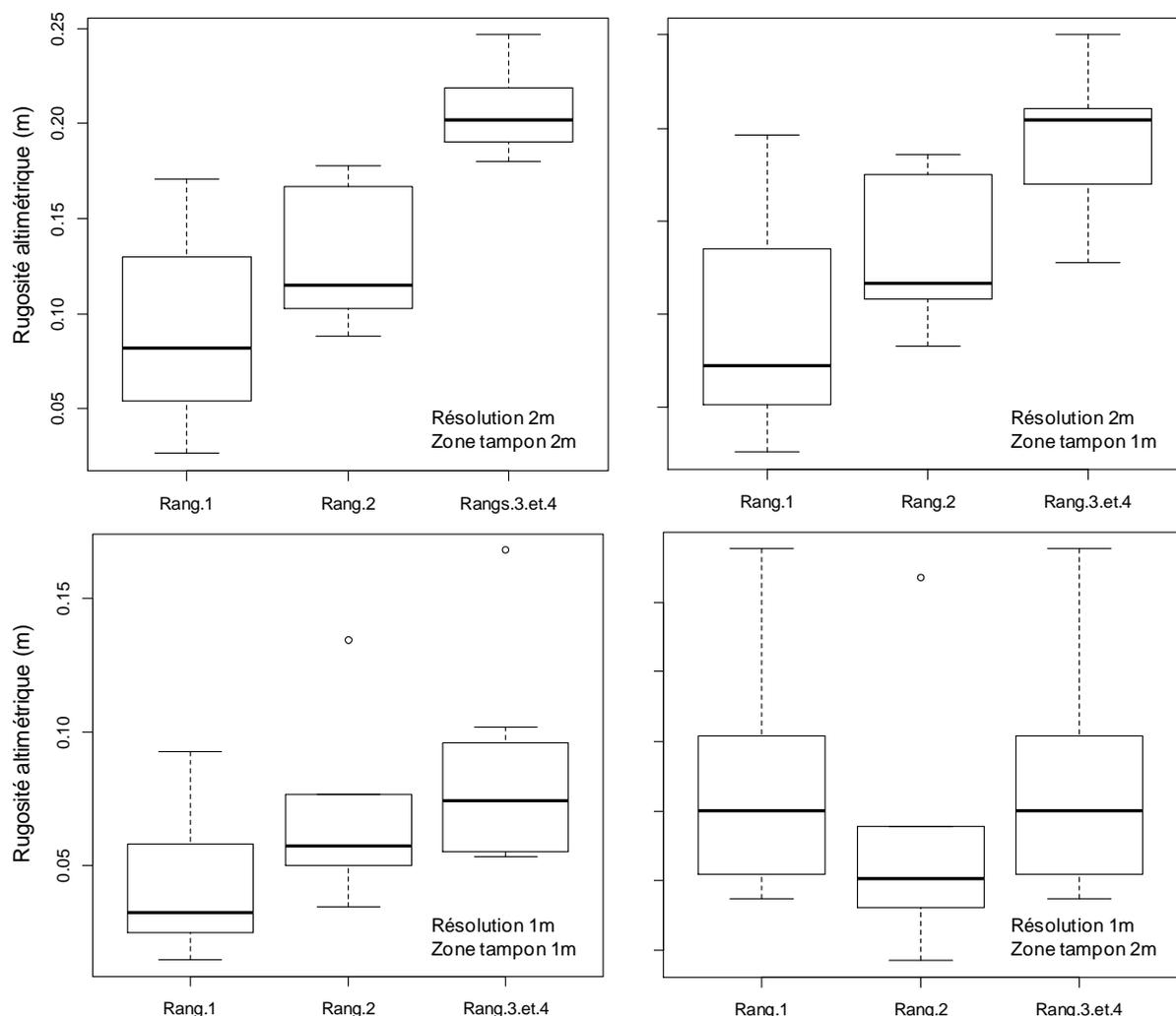


Figure III.14 : Distributions de la rugosité altimétrique (Cavalli & al, 2007) des drains du Mercier classées selon le rang de Strahler.

Les résultats indiquent une rugosité altimétrique moyenne des tronçons échantillonnés allant de 0,01 à 0,25 mètre à 2m de résolution et 0,01 à 0,17 mètre à 1m de résolution (Figure III.14). Les différences de rugosité obtenues entre les séries de tronçons classées par rang topologique sont très significatives

uniquement à 2m de résolution (test Kolmogorov-Smirnov : $p < 0,01$). Les valeurs les plus élevées et les plus stables sont obtenues pour les rangs de Strahler les plus élevés d'ordre 3 et 4. Aux ordres inférieurs à 3, les tronçons observés présentent en moyenne une rugosité deux fois plus faible. Les valeurs sont encore plus faibles et plus instables pour les tronçons de rang 1.

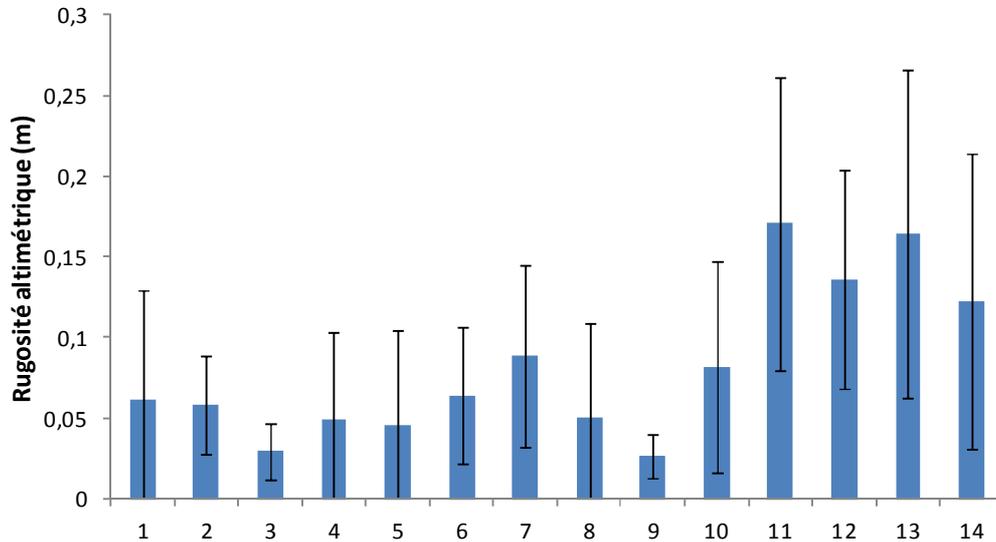


Figure III.15 : Rugosité altimétrique moyenne et écart type au sein des 14 tronçons de rang 1 du réseau hydrographique du Mercier de longueur supérieure à 200 mètres (résolution MNT 2m et calcul dans une zone tampon de 2m).

Les tronçons de rang 1 sont divisés en 2 groupes avec quelques tronçons amont qui sont très hétérogènes (Figure III.15) du fait de la présence d'incisions très marquées du chenal (cf Partie IV section 4.3.2 pour une explication détaillée de ces phénomènes particuliers liées aux conditions géomorphologiques locales).

- Conclusions et perspectives :

L'usage de l'indice de rugosité altimétrique permet globalement de discriminer les drains naturels en lien avec leur hiérarchie topologique : au-delà du rang 2 de Strahler la topographie résiduelle est maximale en valeur moyenne et en stabilité ce qui suppose une chenalisation nettement plus marquée qu'en amont. Cette discrimination est plus aisée à 2m de résolution qu'à 1m.

Les inconvénients de cet indice sont toutefois nombreux dans le contexte évalué : les valeurs sont globalement faibles et peu étendues, elles se rapprochent de l'ordre de grandeur de l'erreur de mesure associée aux valeurs altimétriques des cellules du MNT en particulier pour les rangs 1 à 2 de Strahler. Ces caractéristiques en font un indice difficile à interpréter. Il s'adapte mal au contexte topographique peu variable d'un bassin comme le Mercier. Son utilisation rapportée par Cavalli & al (2007) est appliquée dans un contexte de torrents de haute montagne où la variabilité altimétrique est plus élevée et largement supérieure à l'erreur de mesure associée aux valeurs des cellules du MNT. De plus la mise en œuvre de cet indice s'appuie dans le cas testé sur la localisation au préalable des drains dans la grille du MNT via la technique D8. Or nous avons vu en 1.1.2 que celle-ci produit des résultats associés à une incertitude sur la localisation exacte des drains. L'incertitude s'accroît lorsque la taille de ces derniers se rapproche de la résolution du MNT, ce qui est généralement le cas en deçà de l'ordre 3 de Strahler. La question de l'incertitude sur la localisation des drains doit être traitée de manière à utiliser correctement

le MNT aux plus hautes résolutions qui génèrent pour les faibles rangs de Strahler de très faibles et très instables valeurs de rugosité.

3.3.3 Association directe entre localisation et fonctionnement des drains naturels

- Approches actuelles par l'indice de courbure : intéressantes mais inadaptées à l'échelle des chenaux de drainage

Actuellement plusieurs recherches sont orientées sur la courbure du relief pour extraire les drains chenalisés et représenter ainsi directement un réseau hydrographique « fonctionnel » indépendant de critères de surfaces drainées et ou de pentes qui donnent lieu à des choix relativement arbitraires en termes de localisation (Lashermes & al, 2007 ; Pirotti & Tarolli, 2010). On peut se demander si cet indice est pertinent dans un objectif de différenciation fonctionnelle plus fine des drains au sein du réseau extrait telle que la typologie proposée en 3.2.3 pour les drains naturels.

- Approche par l'incertitude altimétrique et son impact sur le tracé des drains

L'indice de rugosité altimétrique évalué ci-dessus en 3.3.2 montre que pour les tronçons de réseau de rang de Strahler inférieurs à 3, la variabilité altimétrique au voisinage des drains est très faible et se rapproche de l'erreur associée aux valeurs altimétriques des cellules du MNT. Cette erreur se traduit en incertitude sur la localisation des drains, elle est aussi liée à l'incertitude sur la présence d'une chenalisation. Etudier l'impact de l'erreur sur la localisation des drains permettrait donc de donner plus de crédit à l'existence d'une chenalisation dans la limite de la résolution du MNT.

L'impact d'une incertitude altimétrique sur les tracés peut être testé avec la méthode D8. Cette méthode aboutit systématiquement à un réseau arborescent quelle que soit la structure topographique des linéaires et leur aptitude à assurer une fonction de drainage. L'objectif est de détecter les tronçons sensibles aux incertitudes altimétriques puis évaluer s'il s'agit d'une absence de chenalisation, limitant par conséquent l'activité de drainage de surface du talweg.

Une valeur d'incertitude altimétrique tirée d'une distribution normale centrée sur 0 avec un écart type de 0,3 m est ajoutée aléatoirement aux cellules du MNT LiDAR avant l'exécution de la filière D8. Cette opération est reproduite à 500 reprises, aboutissant à des simulations de 500 réseaux hydrographiques. Le seuil de surface contributive pour l'extraction du réseau hydrographique est fixé à 10ha pour éviter l'intégration de linéaires anthropiques et conserver le réseau de talwegs majeurs (cf section 3.1.1). En fin de procédure, chaque cellule du MNT obtient une valeur comprise entre 0 et 500 correspondant à sa fréquence d'appartenance au réseau hydrographique.

La Figure III.16 montre la différence de stabilité du tracé suite aux simulations Monte Carlo en amont et en aval du réseau hydrographique du Mercier : en amont les deux tronçons de rang 1 présentent peu de pixels à forte fréquence d'appartenance au réseau, par conséquent l'ensemble des simulations se traduit par une large emprise en fond de talweg (Figure III.16A).

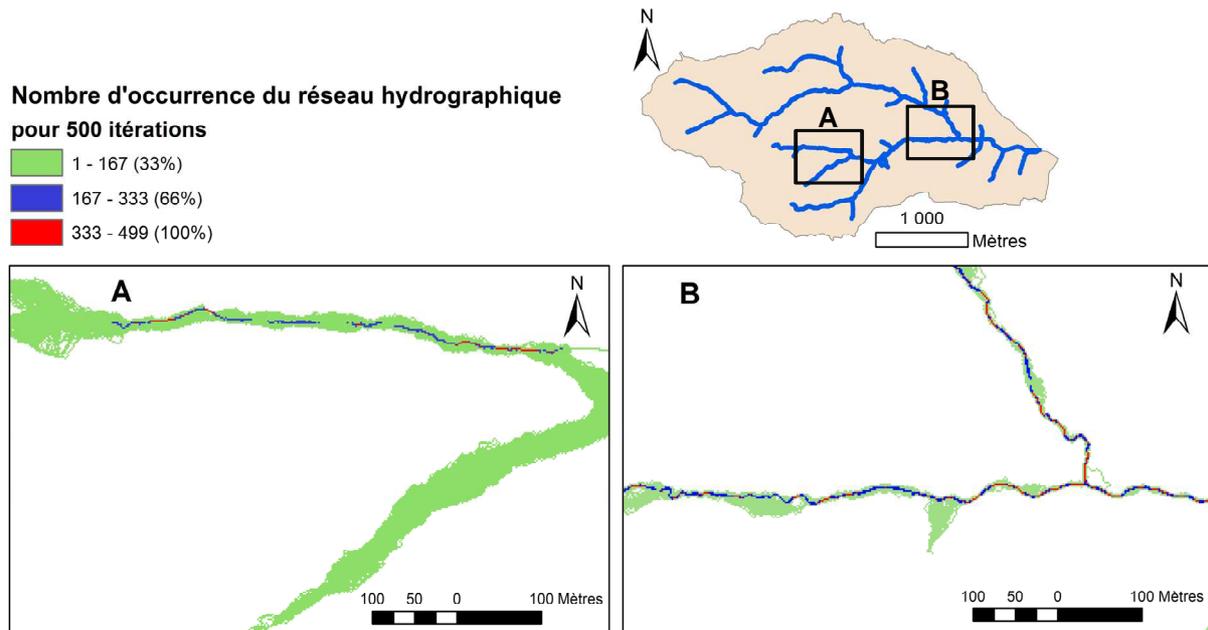


Figure III.16 : Résultats des simulations Monte Carlo de l'impact d'une erreur altimétrique affectant le MNT LiDAR (1m), sur l'extraction du réseau hydrographique du Mercier par la méthode D8.

On observe néanmoins des disparités entre les 2 tronçons amont car le tronçon nord présente un linéaire discontinu constitué d'alternances entre fortes et faibles valeurs. Cette ligne discontinue correspond sur le terrain à des zones de chenalisation du fond de talweg (Figure III.9) dont la largeur est voisine de la résolution du MNT LiDAR. Le tronçon sud est dépourvu de chenalisation de ce type et ne possède par conséquent aucun pixel à fortes fréquences d'appartenance au réseau. Ce tronçon présente sur le terrain un fond de talweg couvert de végétation, moins apte à fournir un écoulement concentré que le tronçon nord. Plus en aval, les tronçons de rang 3 et 4 présentent un lit de cours d'eau assez bien implanté dans la topographie locale. Par conséquent les pixels à fortes fréquences d'appartenance au réseau sont nombreux et constituent un linéaire qui apparaît nettement de façon continue malgré la propagation d'erreurs dans le MNT (Figure III.16B).

Une vue générale de la fréquence maximale d'appartenance au réseau est proposée sur la Figure III.17 à travers une fonction de distance à l'exutoire obtenue en km/km : les longueurs de réseau hydrographique sont cumulées par classe de distance à l'exutoire. Il apparaît que les zones de fortes densités de drainage situées à 2 et 3 km de l'exutoire du Mercier sont affectées par de faibles valeurs de stabilité du tracé de réseau suite aux propagations d'incertitudes verticales. Ces linéaires présentent une chenalisation nulle à discontinue au cœur du bassin versant.

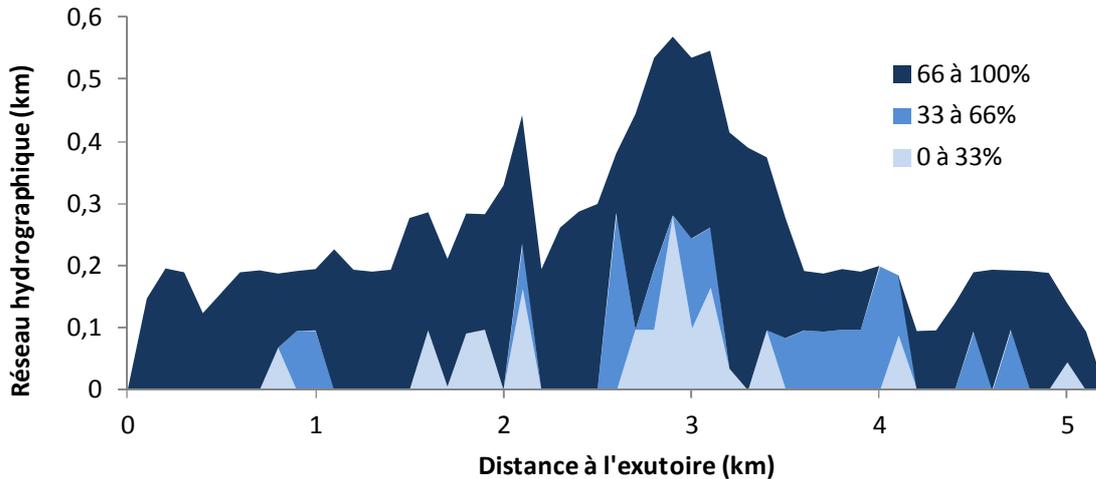


Figure III.17 : Stabilité de localisation de la ligne de plus grande pente (D8) au sein du réseau hydrographique du Mercier. La fonction distance est divisée en 3 classes de fréquences cumulées calculées sur des tronçons de 100 mètres de longueur unitaire.

L'indice proposé permet bien de séparer des tronçons de réseau aux propriétés de transfert différentes du fait de la microtopographie locale. Cette hypothèse est confirmée dans le Chapitre suivant par une confrontation de ces résultats cartographiques aux observations de terrain. L'observation de terrain montre qu'il existe au niveau des tronçons où la chenalisation est incertaine des zones d'humidité persistante au sein de dépressions topographiques plus ou moins larges. En complément il convient de mieux décrire cet environnement topographique à l'aide du MNT LiDAR.

3.3.4 Cartographie de l'environnement topographique des drains

L'approche fonctionnelle des drains développée dans ce Chapitre se place dans un contexte de bassins versants ruraux dont le fonctionnement hydrologique est impacté par des zones saturées contributives localisées dans des dépressions topographiques (cf 3.1.1). Le transfert hydrologique de surface est dans ces zones assuré par des drains dont l'activité de drainage est asservie à des seuils fonctionnels (Ambroise, 1999) : chaque drain présente une offre de transfert qui commence à être satisfaite lorsque celle de la zone saturée est dépassée par la demande pluviométrique.

Le potentiel de saturation de telles zones peut être mesuré grâce aux MNT à basse résolution par l'indice Beven (cf Partie I, section 1.1.2) basé sur le rapport entre surface drainée amont et pente locale.

L'intérêt de la haute résolution est de pouvoir mesurer plus précisément la proximité entre les drains et les surfaces voisines en termes de dénivelé. Il est possible grâce à au MNT LiDAR de cartographier les surfaces proches topographiquement des drains, susceptibles de stocker des masses d'eau et d'en redistribuer une partie en excès. Cette information est intéressante pour un bassin tel que celui du Mercier où l'activité de zones saturées distribuées dans les talwegs exerce un contrôle sur la réponse globale du bassin (cf Partie II, section 2.1.1).

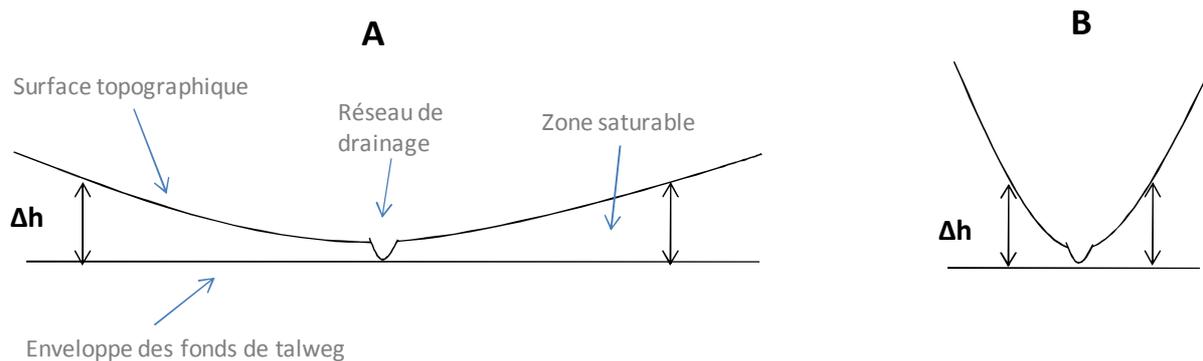


Figure III.18 : Section en travers d'un talweg ouvert présentant un fort potentiel de saturation (A) par rapport à un talweg encaissé présentant un faible potentiel de saturation (B). Δh est le dénivelé mesuré entre la surface topographique et l'enveloppe des fonds de talweg.

Pour cartographier l'étendue de ces zones saturables au voisinage du réseau, une étude de la dénivellation entre la surface topographique des versants et le niveau du fond de talweg est proposée. La largeur des dépressions topographiques dépend du niveau d'encaissement au voisinage des drains (Figure III.18) : le réseau de drain est extrait du MNT LiDAR (1m) par la méthode D8 pour une surface minimale de 10ha. Une série de point est échantillonné le long de ce réseau avec un pas de 10m. Ensuite la série de points obtenue est interpolé pour produire une surface enveloppe des fond de talwegs. Le MNT LiDAR est soustrait à cette surface pour obtenir une cartographie estimant les dénivélés entre la surface topographique des versants et le niveau des drains. Le résultat est une estimation en tous points du bassin de la différence de niveau (Δh) entre la surface topographique et le fond de talweg (Figure III.18).

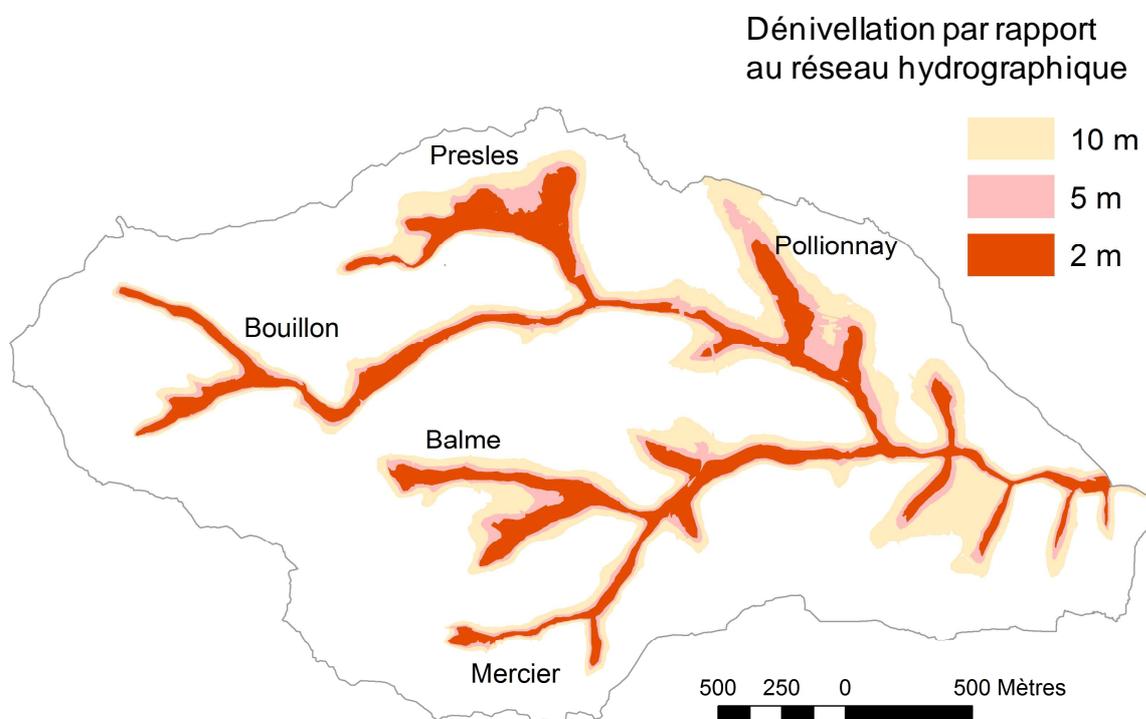


Figure III.19 : Zonage des dénivellations de 2, 5 et 10 mètres calculées avec un MNT LiDAR (1m) par rapport à la localisation du réseau hydrographique du Mercier.

Sur le bassin du Mercier cette différence de niveau est seuillée à 2, 5 et 10 mètres. Le résultat cartographique de ce traitement est présenté sur la Figure III.19.

Les talwegs situés dans les secteurs Balme, Presles et Pollionnay possèdent des dépressions topographiques relativement étendues au voisinage du réseau de drainage (Figure III.19). Ces surfaces s'élargissent assez nettement lorsque le dénivelé passe à 5 et surtout 10 mètres. Au contraire, dans les talwegs des secteurs Bouillon et Mercier les zones situées à moins de 2 mètres de dénivelé des linéaires de fond de talweg sont limitées à des couloirs qui s'étendent assez peu en largeur même lorsqu'on passe à 5 ou 10 mètres de dénivelé par rapport au réseau hydrographique.

De telles différences au voisinage du réseau de drainage indiquent différents potentiels de saturation pouvant interagir avec l'activité de drainage de surface.

3.4 Synthèse et perspectives

3.4.1 Bénéfices du MNT LiDAR pour appréhender le fonctionnement du réseau de drainage

Partant du principe que le réseau hydrographique est un facteur majeur du fonctionnement hydrologique, dans ce Chapitre nous avons posé le problème du lien entre la caractérisation interne des drains et leur dynamique de transfert. Nous partons du principe que la présence d'une chenalisation est le signe d'une « offre » de transfert (Ambroise, 1999) plus importante et efficace qu'en absence de chenalisation. En milieu rural le réseau est constitué de drains anthropiques et naturels. Pour les premiers la chenalisation est maintenue artificiellement, pour les seconds, il existe une discontinuité possible des fonds de talweg amont : soit nettement marquée par une incision, soit diffuse avec de la végétation.

Dans le cas du bassin du Mercier, plusieurs talwegs ont été comblés par colluvionnement (Schmit & Grosprêtre, 2008) puis colonisés par la forêt ou exploités par l'agriculture comme pâtures. La ligne d'écoulement présente souvent une microtopographie peu variable, sans chenaux de drainage de largeur comparable ou supérieure à la résolution du MNT LiDAR 1m. Les expérimentations conduites sur le bassin du Mercier montrent que les MNT LiDAR permettent de localiser les drains anthropiques et naturels puis de décrire leur topographie locale :

⇒ Dans le cas des drains anthropiques :

La haute résolution du MNT LiDAR traitée avec la technique classique D8 permet d'intégrer les linéaires essentiels de largeur suffisamment grande par rapport à la résolution mais le MNT nécessite des corrections locales de connectivité (Cf Chapitre 4 pour plus de détails de terrain sur cette approche).

⇒ Dans le cas des drains naturels :

Des indices qui dépendent de la variabilité altimétrique locale des drains ont été testés de façon à caractériser leur hétérogénéité au sein du continuum spatial que représente le réseau hydrographique. Dans les tronçons de rangs inférieurs à 3 de Strahler, la rugosité altimétrique s'affaiblit et tend à se rapprocher de l'erreur de mesure associée au MNT LiDAR (Hodgson & al, 1999). La variabilité de la rugosité est le fait de la réalité du terrain mais aussi de l'erreur de mesure en milieu herbacé ou arbustif (plusieurs paramètres interviennent pour obtenir le MNT à partir du levé LiDAR brut et rendent complexe l'estimation précise des erreurs que nous n'avons pas choisi d'approfondir). Au sein de ces talwegs, la

microtopographie n'est pas suffisamment structurée pour qu'une trajectoire de flux soit correctement déterminée avec la technique D8. Pour tenter de mieux cerner l'existence ou l'absence d'une structure topographique, une incertitude sur la valeur altimétrique est propagée dans les cellules du MNT LiDAR à l'image d'un bruit blanc gaussien. Ensuite la méthode D8 est appliquée. L'analyse des erreurs de tracé de plus grande pente générées par ces incertitudes a permis de séparer des tronçons de réseau au tracé robuste d'autres au tracé incertain. En moyenne l'indice de stabilité des tronçons amont varie entre 22 à 33% avec des coefficients de variation de 30 à 54% alors qu'en aval l'indice de stabilité se situe entre 40 et 50% et varie très peu. Les tracés instables se trouvent au sein de talwegs présentant souvent les plus larges dépressions topographiques (Tableau III.I).

Tableau III.I : Synthèse des valeurs moyennes et coefficients de variation (CV) des différents indices issus du MNT LiDAR (1m) pour étudier la microtopographie des drains naturels du Mercier.

Secteur du réseau de talwegs du Mercier	Topographie du résiduelle (m)	Stabilité du tracé de réseau		Largeur à 2m de dénivelé du fond de talweg	
		Moyenne	CV %	Moyenne %	CV %
Balmes	0,14	71	25	54	56
Rangs Mercier	0,23	52	33	30	35
Strahler Bouillon	0,24	69	33	30	42
< 3 Presles	0,20	77	31	38	91
Pollionnay	0,10	96	22	40	84
Rangs Strahler > 2	0,41	26	44	13	31

Sous réserve des limites liées à la résolution et à la précision verticale, le MNT LiDAR permet donc de distinguer les fonds de talwegs aux drains bien chenalisés de leurs homologues qui présentent une chenalisation plus diffuse et discontinue voir absente. Confirmée par une confrontation avec des données de terrain (cf Chapitre 4 pour une analyse détaillée de cette confrontation) cette information spatialisée du réseau permet sur le plan fonctionnel de localiser différentes dynamiques transitoires de transfert hydrologique en surface et cela représente une perspective intéressante pour l'hydrologie.

3.4.2 Perspectives : apport de cette connaissance fonctionnelle pour l'hydrologie du petit bassin versant rural

Le MNT LiDAR permet de s'intéresser à des propriétés intéressantes de transfert des drains sans envisager une caractérisation de terrain approfondie de ces éléments. Cette description est évidemment impossible avec des MNT standard.

La localisation et les longueurs drainées facilement extractible du MNT permettent, selon le type fonctionnel de drain d'envisager des densités de drainage dont les dynamiques de transfert sont différentes. Cependant ces groupes de drains se connectent dans un même continuum pour bâtir une réponse globale du bassin versant avec des seuils fonctionnels qui dépendent des caractéristiques du forçage pluviométrique.

Néanmoins, cette description approfondie des supports de drainage ne fournit qu'une connaissance partielle car elle concerne uniquement les processus de surface. De nombreux autres processus se juxtaposent. On ne considère pas les processus liés à la saturation des zones humides de fond de vallée qui communiquent avec les drains en surface. Toutefois nous avons montré que le

contour des dépressions topographiques est également dérivable à l'aide des MNT LiDAR.

L'article du Chapitre suivant pose le même problème d'une connaissance plus approfondie du réseau de drainage pour éviter de le considérer comme un continuum aux propriétés homogènes et ainsi mieux paramétrer la fonction de transfert dans les modèles hydrologiques. Pour cela l'article s'appuie sur les indices proposés dans ce Chapitre 3 et cherche à valider leur usage par une approche de terrain.

4 On the use of high resolution LiDAR DEM to study drainage network extension from a functional typology of headwater channels

Dans cette partie nous présentons le contenu intégral de l'article intitulé: "On the use of high resolution LiDAR DEM to study drainage network extension from a functional typology of headwater channels" soumis à la revue *Hydrological Processes*.

En résumé:

Partant de l'hypothèse que la densité de drainage du petit bassin versant est variable et croissante au cours d'un épisode pluvieux, l'article pose le problème de la schématisation du réseau hydrographique utile pour bâtir une fonction de transfert dans un modèle. L'objectif est de s'appuyer sur les bénéfices amenés par les MNT LiDAR pour proposer une typologie des tronçons du réseau hydrographique selon différentes propriétés fonctionnelles : drains anthropiques, drains naturels chenalés ou non chenalés. Les méthodes proposées pour réaliser cette typologie sont basées sur l'algorithme D8 en tenant compte des incertitudes sur les tracés des drains naturels à haute résolution que l'on suppose liées à leur chenalisation et donc à leur aptitude à générer un drainage efficace. La validation terrain montre que (1) la majorité des drains anthropiques est correctement cartographiée à condition d'utiliser des informations externes sur la connectivité entre drains anthropiques et drains naturels et (2) la chenalisation discontinue des drains amont est assez correctement détectée par un tracé D8 incertain. L'apport du MNT LiDAR est par conséquent incontestable pour fournir un diagnostic rapide du potentiel de transfert par une cartographie des propriétés topographiques et donc fonctionnelles des drains du réseau hydrographique. La localisation et l'extraction des longueurs drainées pour chaque type fonctionnel proposé permettent d'envisager l'impact possible de cette variabilité sur la réponse globale du bassin versant.

4.1 INTRODUCTION

Catchment functioning is often simplified by distinguishing between production areas where runoff is generated and drainage network where runoff is concentrated and routed towards the catchment outlet. In many hydrological applications, the drainage network is determined once and is then assumed to be constant. However, in headwater catchments, the definition of transfer pattern is not so obvious because the drainage network can expand and contract according to the rainfall events. It has long been demonstrated that runoff drainage density is correlated to catchment response (Gregory and Walling, 1968; Gurnell, 1978; Day, 1983). The upstream network can sometimes be partially connected downstream because of discontinuity in the channelization processes (Gurnell, 1978). Anthropogenic influence has also an impact by adding artificial reaches to the drainage network. Modelling studies demonstrated impacts of ditches on the hydrological regime in bypassing some retardation mechanisms (Moussa et al, 2001; Carluer and De Marsily, 2004). Roads-side ditches located in hillslopes can also reduce critical contributing areas required to generate channelization processes (Montgomery, 1994). The hydrological functioning strongly depends on the network which controls the transfer of water through the catchment in terms of travel time and also in connecting or disconnecting different areas. Such variability in transfer pattern is highlighted (Spence and Hosler, 2007) and recent studies recommend to describe the relevant components of hydrological

connectivity to better understand catchment behaviors (Bracken and Croke, 2007, Lexartza-artza and Wainwright, 2009). However it is not yet taken into account in the input parameters of hydrological models.

The use of digital elevation models (DEM) has been included in most GIS (Geographical Information System) platforms for many years to extract drainage networks. Numerical methods, based on raster DEM (Jenson and Domingue, 1988), provide fast automatic extractions but the indices fail to describe the dynamic nature of drainage networks (Wharton, 1994). Use of channel initiation thresholds from area or slope-area indices are more or less arbitrary proposed and provide results inconsistent with field data (Montgommery and Fournier-Georgiou, 1993; Puech and Adam, 1996; Bischetti & al, 1998). Probabilistic approaches seem more appropriate (Istanbuluoglu et al, 2005; Giannoni et al, 2005). Besides, few studies focus on the influence of error in elevation data on extracted drainage networks (Wechsler, 2006). The locations of low Strahler order streams are considerably sensitive to elevation uncertainty propagated in a conventional DEM. Therefore, simulated hydrographs could be significantly impacted (Lindsay and Evans, 2008). The development of DEM has indeed to be achieved, first to delineate both perennial and ephemeral drainage network and second to provide network expansion potential (Wharton, 1994). High resolution LiDAR DEM could contribute to resolve these issues thanks to far better morphological accuracy (Lindsay and Evans, 2008; Tarolli et al, 2009).

Airborne laser scanning data is increasingly used to produce high-resolution topographic data. In spite of a still high cost, the technology leads to a large density and accuracy of measurements with fast delivery time (Baltsavias, 1999). One of the main constraints for hydrological applications is to extract bare ground level return pulses from the initial survey (Baltsavias, 1999). Several filtering methods exist and the performance of the filters depends on landscape complexity (Baligh et al, 2008). The LiDAR DEM accuracy is variable according to the land cover. Mean absolute vertical error is typically a few centimeters but the values could increase in leaf-on conditions (Hodgson et al, 2003). From now, the availability and accuracy of LiDAR data offer the possibility to extract channels directly from geometric and morphological information instead of using raster interpolation and standard processing. Thus, recent works exploited LiDAR data to detect disruption from agrarian ditches (Bailly et al, 2006), probable channelized portions of the landscape (Lashermes et al, 2007) or landform curvature (Pirrotti and Tarolli, 2010).

The benefit of using LiDAR data remains still substantial in the field of catchment modeling using classical raster extraction methods like D8 algorithm (O'Callaghan and Marks, 1984): In the case of gullies detection under forest canopy, LiDAR DEM provided the most accurate available map (James et al, 2007). Murphy et al (2007) also showed that hydrological networks derived from LiDAR DEM were the most accurate as compared to conventional DEM extractions or to photo interpretation-derived network. Several studies confirmed that the spatial resolution of DEM is essential to model headwater channels (James et al, 2007; Murphy et al 2007; Remel et al, 2008). Others indicated that LiDAR DEM can be proposed as a substitute to field survey for many drainage network analyses (Cavalli et al, 2007; Vianello et al, 2009). However, this specific advantage is not entirely satisfactory in anthropogenic landscapes with dense artificial linear structures. LiDAR sensor is then defined as a complementary tool to others spatial products like photogrammetric data (Ackermann, 1999; Baltsavias, 1999) or to ancillary data (Bailly et al, 2006; Murphy et al, 2007).

Consequently, we wondered if the expected immediate downscaling interest of LiDAR DEM is so obvious to reveal ephemeral channels responsible for drainage network expansion.

The local variability of LiDAR DEM elevation values stems from both elevation error and real microtopography. This variability is an important issue because catchment modeling from LiDAR DEM demonstrated that flow paths controlled by surface microtopography could have significant effects on hydrological connectivity of saturated areas (Lane et al, 2004). This finding highlighted the importance of the microtopography as a threshold control of internal flow dynamics in a topological sense (Ambroise, 2004). The aim of this paper is to take advantages of LiDAR DEM accuracy to extract both realistic headwater drainage network and additional information such as channelization properties. We propose a typology of ephemeral reaches, leading to specific hydrological influences in terms of expansion potential of drainage networks:

1. The artificial linear reaches included in the microtopography. They are mainly related to road side ditches or agricultural ditches. The latter were underlined to enhance channelization and strengthen runoff connectivity.
2. The channelized natural reaches, related to thalwegs with significant channel bed, high transfer rates and flow velocities in most cases located downstream.
3. The unchannelized natural reaches characterised by the absence of well formed channel bed, and consequently to more roughness, low flow velocities and high residence time, in most cases located upstream.

Our work is focused on methods to assess the suitability of LiDAR DEM extractions to achieve this functional typology in a rural landscape. Then drainage network extensions suggested by the typology are examined to illustrate changes in transfer patterns. Conclusions are proposed about LiDAR DEM usefulness to provide a fast diagnosis about expansion potential of a drainage network as compared to field survey.

4.2 MATERIALS AND METHODS

4.2.1 Catchment description

The study area is the Mercier catchment (7 km²) (Fig.1). It is located nearby the city of Lyon (France). It is a sub-catchment of the Yzeron catchment (150 km²) which is fully urbanised in the downstream part integrated in the Lyon built-up area. The Mercier catchment is a headwater location belonging to small mountains called "Monts du Lyonnais". It is mostly covered with pasture or crops (60 %), and forests (30 %). Landscape is mainly determined by livestock farming. It is also significantly affected by urban features through the existence of a dense roads and paths network. The urbanized area is less than 10 % of the total area. Impervious areas are particularly concentrated in a small rural village in the northern part of the catchment. The urbanized area advanced during the last decades at the expense of agricultural fields. Elevation ranges from 295 to 786 meters a. s. l. The geomorphology of the catchment is characterised by mountains, steep slopes and valleys in the upper part under forest cover. In the lower part, gentle slopes allow farming and housing. The bedrock is composed of gneiss which is overlaid by shallow superficial soil formations. There is a large spatial variability of soil in the basin (Gonzalez-Sosa et al, 2010). The two main types are sandy loam in the upstream part where bedrock often shows on the surface and loamy sand in the downstream part where stream channels

discharges increase, generating sediment deposition. Loamy sand and clayey loamy sand covers more than 50% of the basin area.

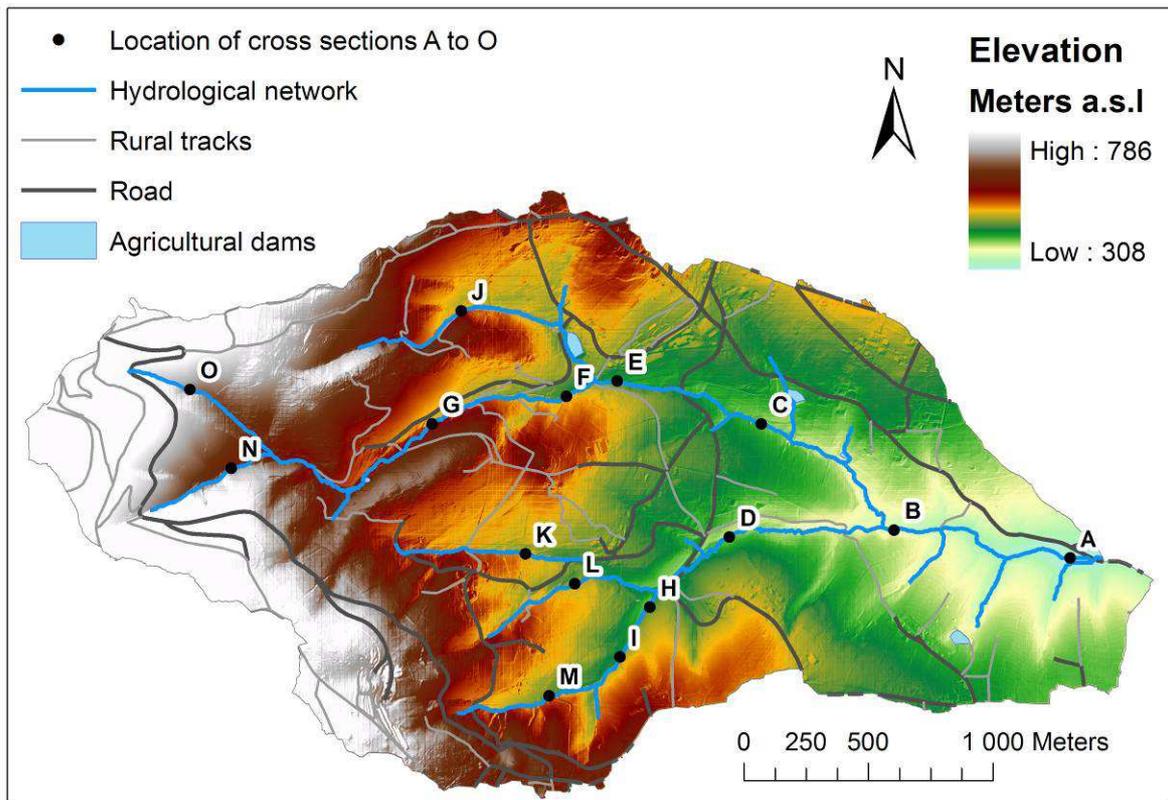


Figure 1: Mercier catchment illustrated with LiDAR dem elevation. Locations A to O were chosen to provide graph profile of channel cross section in figure.6.

The climate is temperate with both Mediterranean and continental influences. The mean annual rainfall depth calculated over the 1997-2009 period is 728 mm with a standard deviation of 155 mm. The average annual minimum and maximum temperature are 6.8°C and 15.8°C, respectively. Monthly average runoff coefficients at the outlet range from 5% in summer to 77% in winter (Gnouma, 2006).

4.2.2 Field survey

The objective of the field survey was to make an inventory of the temporary drainage network of the Mercier catchment according to the proposed channel typology. The channelization property of natural reaches and the connectivity of artificial channels were checked from visual observations. The field survey was carried out with a differential GPS (global positioning system) to facilitate the network computation in GIS. In the field, a visual inspection based on channel bed presence or absence, was sufficient to distinguish between channelized or unchannelized thalwegs. The channelized beds were related to incision due to runoff concentration in the thalwegs. The opposite cases classified as unchannelized reaches were defined by the presence of an abundant vegetation at the bottom of thalwegs. The upper unchannelized thalwegs were mapped from downstream to upstream until no more watermarks like sediment or vegetation rubbles were detectable after a rainfall event of five years return period.

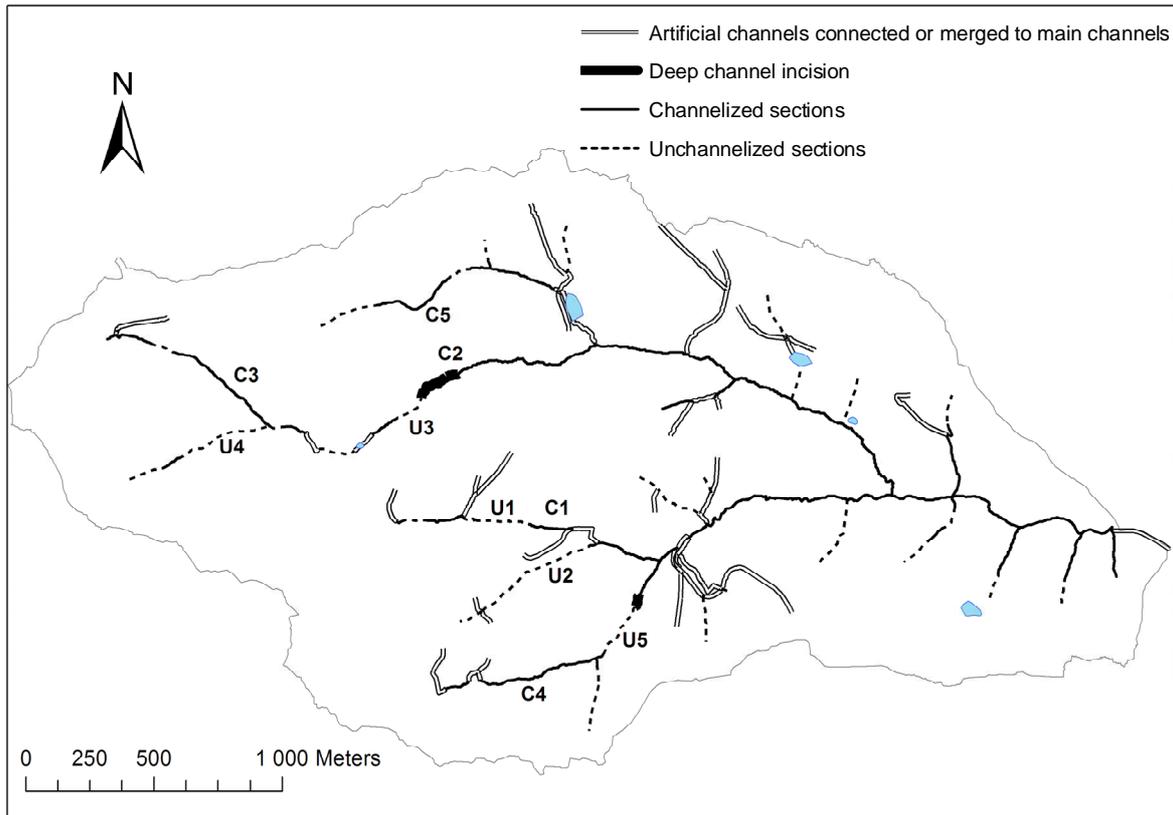


Figure 2: Map of the surveyed channel network according to channel typology. Locations U and C are the sampling reaches for the stability index validation in figure 9.

To map artificial ditches, GPS coordinates were also recorded at regular intervals of ten meters. An inventory of ditches from roadsides, agricultural plots or even others channelized linear features like track roads was realised. In the same way, these elements were taken into account only when recent watermarks were detectable. A distinction was also made between connected and unconnected artificial channels to a downstream natural channel. Unconnected ditches were encountered when obstacles or culverts located in the ditch induced the water to bypass the road side and flow down in the hillslope. This functional classification was then stored into a GIS (Fig.2).

4.2.3 LiDAR data acquisition and processing

The LiDAR data (provided by Sintegra sarl <http://www.sintegra.fr/>) were acquired in March 2008 during good weather conditions and before vegetation growth. This winter period was chosen to reduce return pulse from hardwood forest canopy and to maximize ground return pulses. The helicopter was equipped with a LEICA ALS 60 and was flying at an average altitude of 800 m above ground level. The flying speed was around 180 km h⁻¹. Thirteen fly axes were produced with 30 % recovery. The initial survey was filtered to eliminate vegetation and building returns. The filtering step was processed by algorithms from the TerraScanTM software (<http://www.terrasolid.fi/>). The mean point density after the filtering process was two points per square meter. This density changed according to the different land cover. The mean point density was 1,5; 2,2 and 1,8 points per square meter respectively for forest, agricultural fields, and built areas. The LiDAR ground data were entirely used for the DEM interpolation with the natural neighbour algorithm, well suited to interpolate

ground return from LiDAR survey (Bater and Coops, 2009). The spatial resolution is more important than the interpolation method because all algorithms estimate altitudes more accurately when finer spatial resolutions are used (Bater and Coops, 2009). A one meter resolution grid was then produced on the 7 km² of the Mercier catchment to extract fine linear structures.

Drainage network extractions

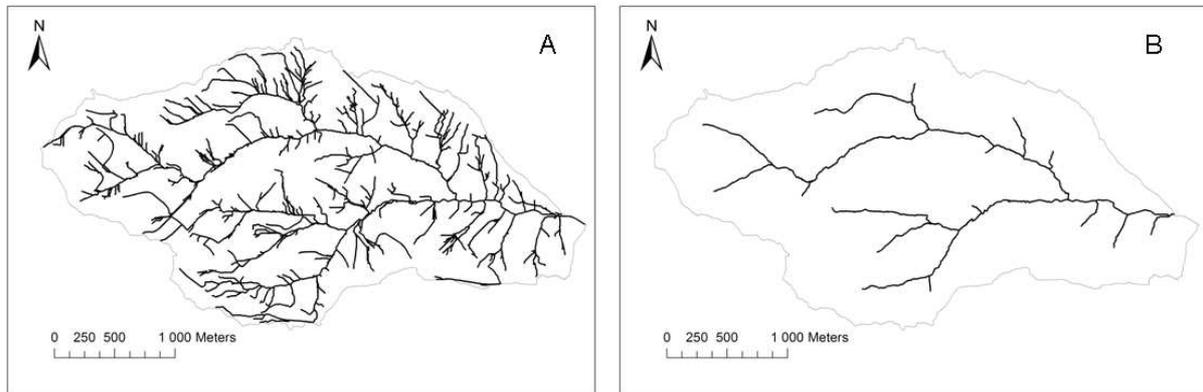


Figure 3: Hydrological networks of Mercier catchments extracted from LiDAR DEM (1m) with a threshold area of 0,01 km² used as reference to locate artificial channels (A) and with a drainage threshold area of 0,1 km² used as reference to identify unchannelized reaches (B).

The D8 algorithm (O'Callaghan and Marks, 1984; Jenson and Domingue, 1988), including fill sinks algorithm, with a simple area threshold is chosen to automatically extract the drainage network from the LiDAR DEM in ArcGIS 9.3. Small drainage threshold areas are used in order to extract man made channels among low order reaches. The tested drainage threshold areas are 0,01 km² (Fig.3A) and 0,02 km². Improvement of LiDAR DEM extractions around culvert and bridge locations is carried out by decreasing elevation only on culverts and bridge locations to ensure channel continuity by D8 processing (Murphy et al, 2007). The widely known drainage enforcement method (Hutchinson, 1997) using available coarse vector data is not carried out here. The horizontal accuracy of the ancillary data is usually lower than features captured by LiDAR DEM and their use generates disturbances on drainage network delineation (Murphy et al, 2007).

In order to deal with channelization on natural reaches, a higher drainage threshold area of 0,1 km² is chosen to extract a reference drainage network (Fig.3B). This threshold was well suited to delineate a network consistent with the main geomorphological thalwegs encountered in the field. In addition, this reference network correctly matched with the one extracted from a conventional coarser DEM until parallel lines appear on first order reaches due to insufficient vertical variability (Saunders, 1999).

4.2.4 Comparison of LiDAR DEM extractions against field survey delineations

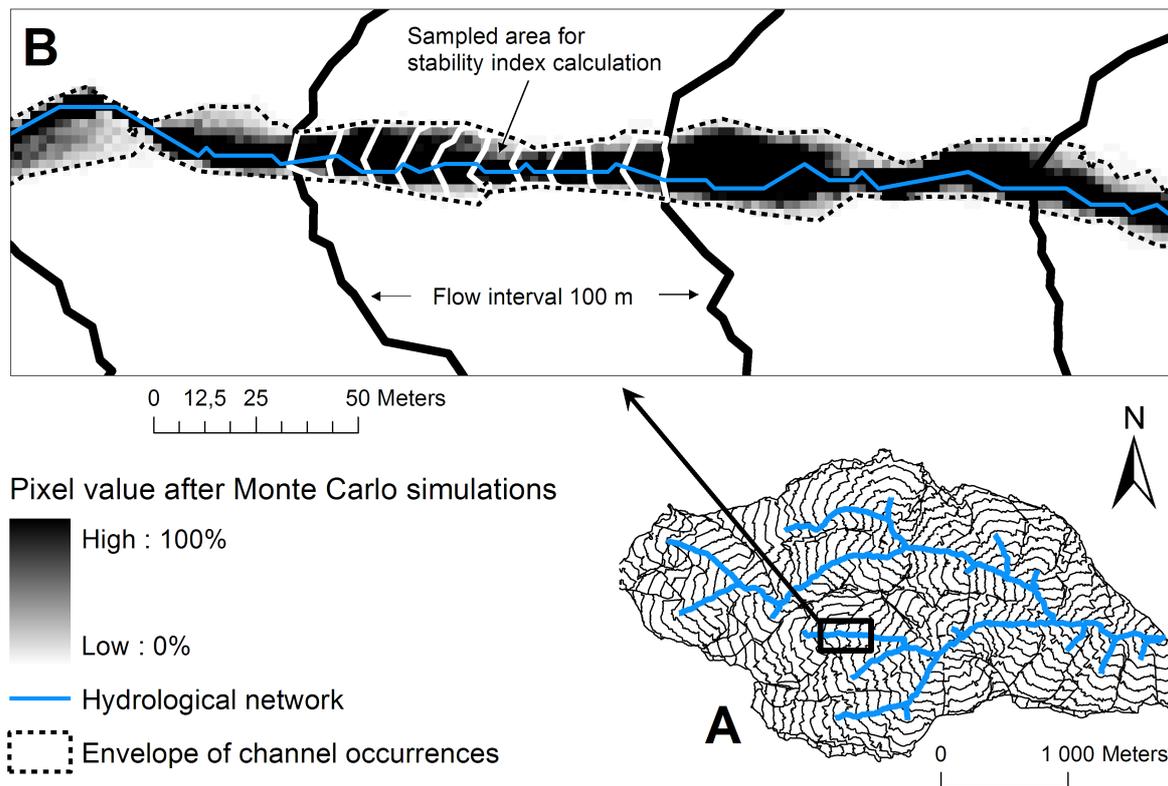


Figure 4: Methodology implemented to calculate the stability index along the natural drainage network: The Mercier catchment is spatially discretized into “flow intervals” equidistant from the basin outlet (A). Results of Monte Carlo simulations of drainage networks according to the noise propagated into the DEM generated an envelope around the real channels (B). The maximum value of this envelope was sampled from network sections of ten meters to produce a stability index of natural channels.

For the comparisons between various extracted and surveyed reaches identified in this study, a “network distance function” (NDF) is calculated. The NDF is defined as the drainage density as a function of the distance from the basin outlet. To estimate this function, we first calculate, thanks to the DEM, the distance between each cells and the basin outlet according to the D8 steepest slope paths. Then we classify the cells by equal interval of 100 meters to make a partition of the catchment that we call “flow intervals” (Fig.4A). Finally, within each flow interval, we subdivide the drainage network reaches in sections of ten meters length before computing the NDF.

The NDF is calculated as follow:

$$D(x) = \sum_{j=1}^N n_j(x) \quad (1)$$

Where, x is the distance of a network location from the basin outlet, n is the network length in the flow interval j . N is the number of flow intervals. Within each flow intervals (j) the network length (n) is calculated by adding unit channel sections of ten meters length. Consequently, a flow interval intersects one to multiple channel sections. Such a distance function is well suited to analyse the concentration of channel sections according to the distance from the basin outlet.

To verify if the extracted reaches from the LiDAR DEM can be considered as representative of the reaches observed in the field, the fit between the extracted and surveyed NDF is assessed. The quality of the fit is measured by means of a standard root mean square error (RMSE) value as:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^N (\hat{D}(x) - D(x))^2}{N - 1}} \quad (2)$$

Where \hat{D} is the estimated NDF, D is the surveyed NDF and N is the total number of flow intervals along the hydrological network (Equ.1). A method of drainage network extraction providing low RMSE has better predictive ability than a method with large RMSE.

Artificial network comparison against field survey

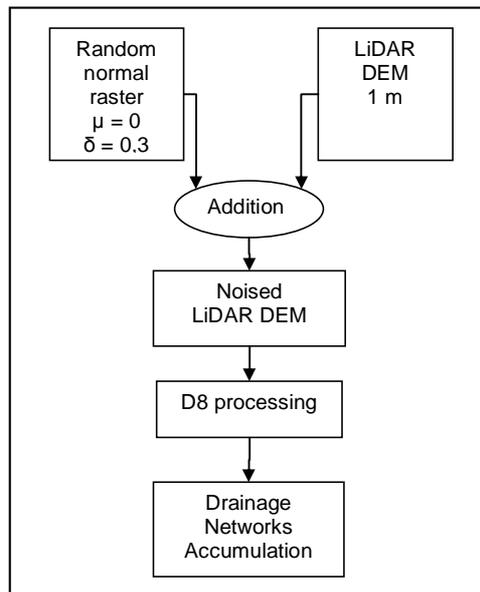


Figure 5: Simplified flow chart of vertical uncertainty propagation in LiDAR DEM in order to define a stability index of natural channel sections from D8 algorithm. The Monte Carlo analysis was run with five hundred repetitions.

A first step uses field maps as reference of artificial flow pathway locations to be compared to hydrological extraction from the LiDAR DEM. A proximity analysis with a buffer distance of 2 meters is conducted to select channels extracted from LiDAR DEM that matched with these reference locations. A second step validates the ability of LiDAR DEM to extract the artificial channels directly connected to the main downstream natural channels. These channels are crucial to enhance direct runoff connectivity. Inversely we assume that unconnected artificial channels are of far lesser importance on runoff propagation towards the basin outlet. The lengths of the different extracted channels are then compared to artificial channels identified in the field. Ratios of channels detection by LiDAR DEM extractions in agreement with field verification are calculated. The results are detailed according to artificial channel categories: main roads sides, rural tracks, pedestrian tracks. In addition to detection ratios, extracted connected artificial channels are compared and fitted to field survey delineations (Equ.2) according to the distance from the basin outlet (Equ.1).

4.2.5 LiDAR DEM processing to assess channelization

Two types of information are generally processed from DEM to provide the drainage network: (1) the location of channels as accurately as possible within the catchment topography, (2) the connectivity between channels to build a network topology. At fine scale, upstream channel locations are unequally affected by incision processes which contribute to define the morphological profile of channel sections. Therefore, we propose to explore a third information based on the hydraulic efficiency of channels for propagating the flow. Vertical errors from LiDAR DEM are very low, as compared to standard elevation products. Here we assume, thanks to LiDAR DEM accuracy, that the residual variation of topography near natural channel locations is related to the presence of a channel bed even if the width is slightly lower than the DEM resolution. Therefore it is a sign of flow convergence and surface runoff occurrence. Inversely, the lack of significant channel-bed in upstream thalwegs is a sign of roughness and higher water residence time before downstream propagation. Following this hypothesis, the propagation of a noise in the LiDAR DEM is carried out to study disturbances on network delineation. We expect that a small disturbance encountered in drainage network extractions could be related to channelized reaches and a large disturbance could be related to unchannelized reaches. The sensitivity analysis of the propagation of vertical errors on the drainage network delineation is conducted on the LiDAR DEM with a Monte Carlo simulation approach. The spatial structure of elevation error is not assessed in this study. It depends principally on LiDAR sampling density, filtering capacities, white noise of the acquisition system, vegetation cover and finally, of the interpolation method used to build the DEM. To deal with uncertainty values in the absence of higher accuracy data to validate LiDAR survey, a Monte Carlo simulation using spatially uncorrelated random fields is preferred. The simulated noise is estimated from a normal distribution based on a potential root mean square error (RMSE). A common assumption is based on a Gaussian statistical distribution of noise with a zero mean and a standard deviation equal to the RMSE (Lindsay and Evans, 2008). The selected RMSE should be comparable to frequently published measures of DEM error (Gatzolis and Freed, 2004). Random normally distributed elevation errors of 0 – 30 cm is systematically added to the DEM before extracting the drainage network with the D8 algorithm in ArcGIS 9.3 (Fig.5). The artificial network is not concerned by these procedures, firstly because the channelization distinction is inappropriate and secondly because human infrastructure locations generate important variability in the morphological signature of ditches according to hillslope contexts. This configuration could strongly impact the local distribution of elevation errors, resulting in a poor spatial autocorrelation of errors.

4.2.6 Definition and validation of a channel “stability index”

For each Monte Carlo simulation (Fig.5), the grid cells are classified as belonging to the drainage network or not. At the end of the Monte Carlo simulations, i.e after five hundred iterations, we calculate for each grid cell, the frequency at which the cell is classified as belonging to the drainage network. The grid cells of positive occurrence forms in most cases an envelope around the probable real channel location (Fig.4B). This envelope is sampled every ten meters according to the distance from the basin outlet following the surveyed hydrological network. Sampling areas are therefore located along channels and the maximum frequency of channel occurrence is recorded from these areas (Fig.4B). This maximum value is assimilated as a “stability index” for each sampled channel

section. High values of the stability index are related to a stable channel section regardless the noise introduced in the LiDAR DEM. The channel sections locally disturbed by a culvert or others artificial linear structures are excluded from this analysis. The variability of the stability index along the drainage network is then analysed according to the drainage contributing area of the sampled channel sections and the topological Strahler ordering. The stability index ability to discriminate between channelized from unchannelized reaches is validated in two steps. First, validation of the stability index values against field survey is conducted on a set of reaches selected in different land use contexts (forest or pasture) and for variable drainage areas. Four channelized reaches and four unchannelized reaches of 200 meters length were chosen in homogeneous thalwegs. The selected reaches are in most cases illustrated by a cross section extracted from the 1m LiDAR DEM (Fig.6). Statistical distributions of the stability index in these reaches are then studied. The Kolmogorov-Smirnov test is applied to check if the channelized and unchannelized reaches display significant differences in the stability index statistical distribution. Second we assess the range of optimal threshold values of the stability index to extract the major surveyed unchannelized reaches from the reference hydrological network. Comparisons are established between extracted reaches and surveyed reaches for stability index values ranging from 20% to 70%. The comparisons and fit are then carried out using NDF (Equ.1) and RMSE (Equ.2).

4.2.7 Assumptions drainage network extensions

Various channels from the functional typology achieved in this study are gradually added to suggest expansion potential of runoff in the drainage network. Assumptions about this potential are precisely defined in Table I.

Table I: Drainage networks designation according to expansion potential from the functional typology of headwater channels.

Drainage network designation	Definition of the potential extensions
Main channels (MC)	Alluvial downstream channels until connection to major unchannelized reaches
Extension 1 (E1)	MC and connected artificial channels
Extension 2 (E2)	MC and upstream channelized reaches interrupted by major unchannelized reaches
Extension 3 (E3)	E2 and connected artificial channels
Extension 4 (E4)	E2 and connection of all the unchannelized first order reaches
All channels (AC)	All the identified channels: artificial, channelized, unchannelized

The major drainage network of the Mercier catchment is restricted to the main downstream channelized reaches until the presence of major upstream unchannelized reaches reduces the direct surface runoff connectivity. The six drainage networks of Table I are examined using NDF (Equ.1). To make the comparisons easier between these extended networks, NDF are normalized by the extent of the largest surveyed network defined as "AC" in Table I. Finally,

interpretations are proposed on potential impacts of drainage networks extensibility on the hydrological response at the basin outlet.

4.3 RESULTS

4.3.1 Artificial channels detection from LiDAR DEM

Artificial channels inventory from field survey and detection rates from LiDAR DEM are presented in Table II. The road and rural track network is distributed all over the Mercier catchment (Fig.1) and represents a total of length about 40 km. This network is a potential support to runoff pathway. Half of this path length is inventoried as road side and rural ditches. The presence of significant watermarks after a rainfall event of five years return period is detected on a limited length of artificial pathways. Eighty per cents of them are road side ditches. Similarly, features directly connected to main natural channels represent only 16 % of the total artificial channel length. Eighty per cents of them remain road side ditches. Detection ratios indicate that the corrected DEM from culvert locations allows the delineation of 66 % of the total artificial channel length directly connected to downstream thalwegs. For the connected pathways the detection ratio is clearly better than for all features with watermarks and for the whole set of linear features.

Table II: Typology of artificial channels from field survey (fs) in Mercier Catchment and ratios of D8 extractions from LiDAR DEM (1m) with a drainage threshold area of 0,01 km².

Type of artificial channel	Pedestrian tracks (m)	Cart tracks (m)	Roads ditches (m)	Total (m)	D8 LiDAR DEM (m)	D8 / Total
Full available vector map (GIS + fs)	9780	10465	20784	41030	8193	20%
Presence of watermarks (fs)	761	1329	10536	13080	6131	47 %
Connected to main channels (fs)	629	503	5088	6220	3815	66 %

4.3.2 Analysis of channelization in natural thalwegs from the stability index

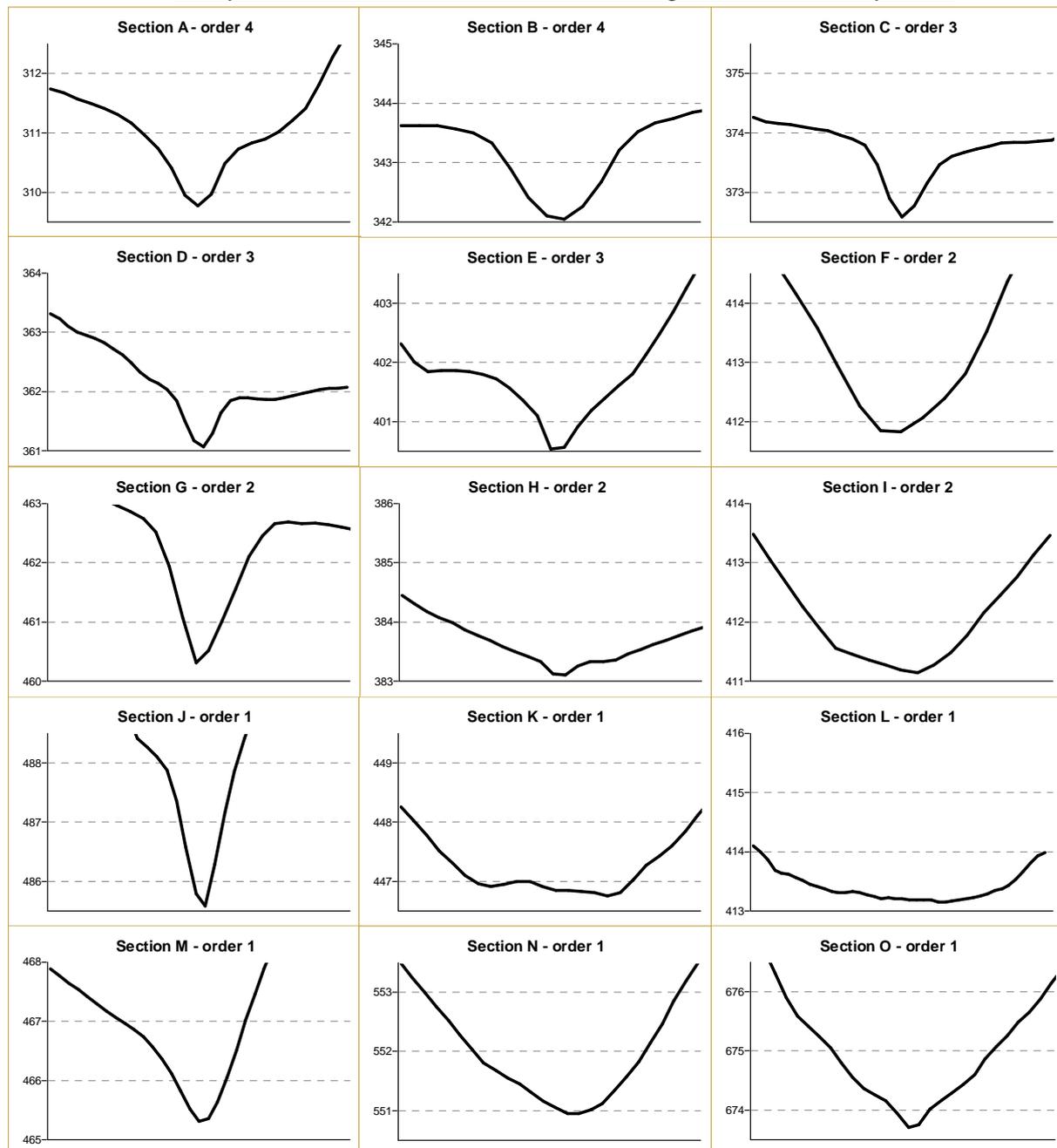


Figure 6: Topographic profile graph from sampled cross sections located in Mercier natural channels. The sections were produced from the LiDAR DEM (1m). For each section the elevation range is 3 meters in ordinate; the horizontal distance range is 30 meters in abscissa. The sections A to O correspond to the locations A to O on Figure 1. Orders 1 to 4 correspond to Strahler order on Figure 1.

The sampled cross sections located on various Strahler order streams are representative of a large diversity in terms of shape and channel depth (Fig.6). For profiles A to E located in highest Strahler order 3 and 4, the channel beds are well defined. The sections are quite similar despite some changes in hillslope context. Diversity is really important for lower order streams: Profiles H, I, K, L do not present significant channel bed morphology. J and M are located in convergent steep slopes of upstream valleys and G is located in a deep channel incision of colluvial deposits. To assess this heterogeneity from LiDAR DEM along

natural channels, we derived a stability index on regular sampled locations from the sensitivity analysis of channel delineation to elevation uncertainties (Fig.4).

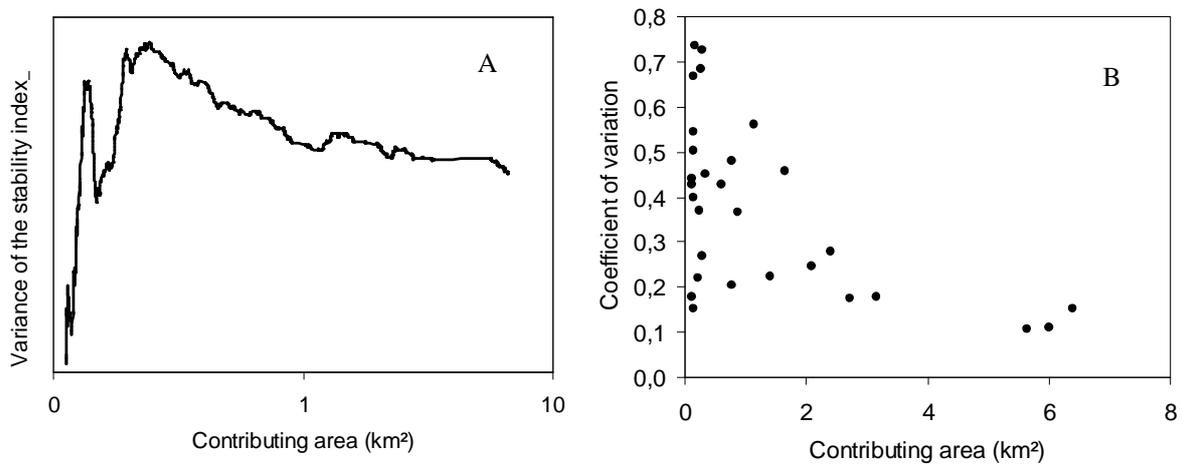


Figure 7: Variance of the stability index sampled along the hydrological network according to the contributing area (A). Coefficient of variation of the stability index calculated on each natural reaches of the hydrological network (B).

The variance of the stability index calculated along the drainage network is important for low values of contributing areas (Fig.7A). The variance reaches a maximum value for contributing area of about 0,25 km². Then the values stabilize around 1 km² of contributing area. Besides, the test of homogeneity (Kolmogorov-Smirnov nonparametric two sided sample test) of the stability index statistical distributions between the four Strahler order groups (Fig.8) gave systematically high significant differences ($p \ll 0,001$) except between Strahler order 3 and 4 ($p < 0,1$) where it is less significant. The results indicate that stability index values are even higher and more stable when the Strahler order stream is high. The analysis of the stability index variability is then detailed within each natural reaches according to their mean drainage area value (Fig.7B). Results show that only part of the upstream natural reaches is concerned with high coefficient of variation of the stability index.

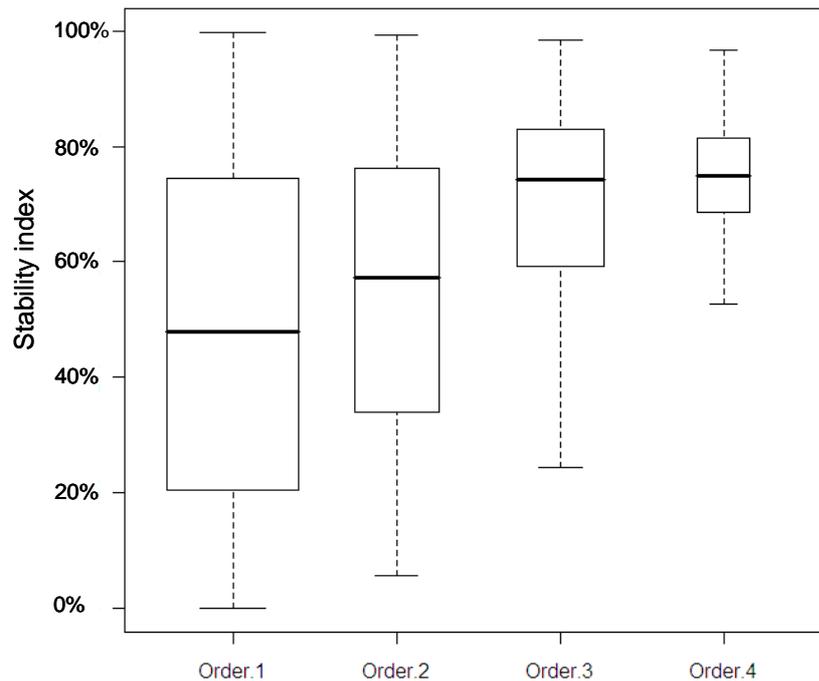


Figure 8: Boxplot of channels stability index sorted by Strahler orders, observations are made every 10 meters on the channels (Fig.6). The widths of boxes are proportional to the number of observations. Median, box: 25% - 75%, whisker: 1,5 times the interquartile range from the box.

To finally validate the interest of the defined stability index to deal with channelization, we selected a set of specific reaches from field survey in upstream channels. Significant differences ($p < 0,001$) are systematically found (Kolmogorov-Smirnov nonparametric two sided sample test) between the statistical distribution of unchannelized reaches (U) and channelled reaches (C) as illustrated in boxplots of Figure 9. The various locations of the selected reaches U and C are available in Figure 5. Major changes on channel bed morphology of upstream reaches sometimes close to each others are highlighted by the stability index. However some significant differences are also found between samples within the set of unchannelized reaches confirming their heterogeneity.

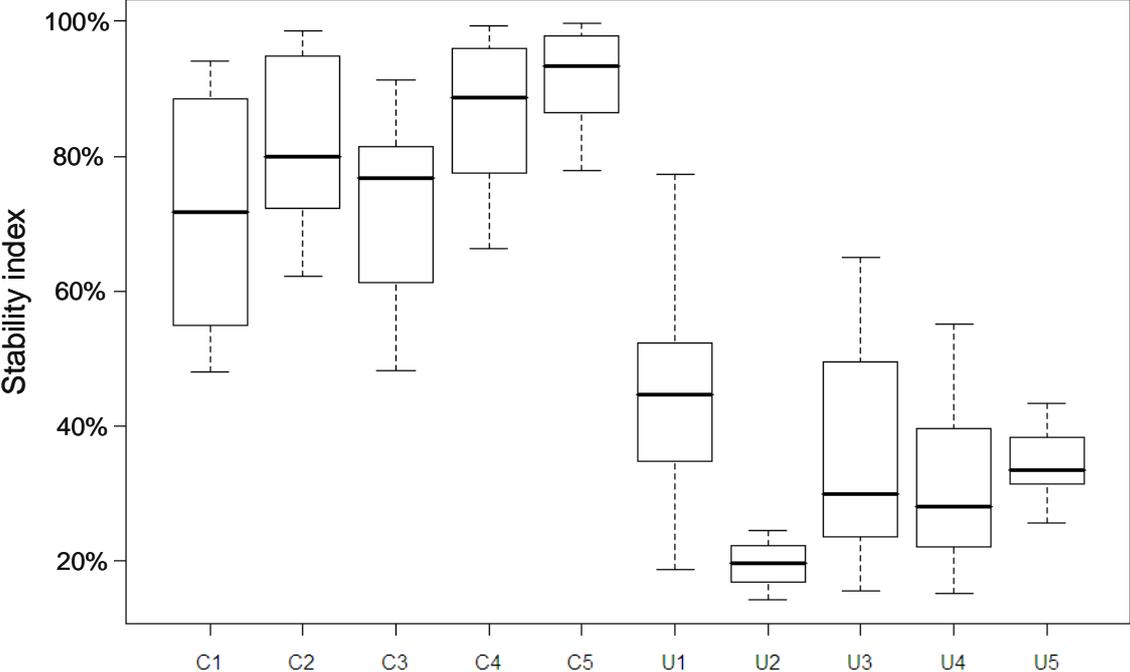


Figure 9: Boxplots of the stability index in selected reaches of 200 meters length from surveyed unchannelized reaches U1 to U5 and channelized reaches C1 to C5 located on Strahler order 1 or 2 (see precise locations in Fig.5). Median, box: 25% - 75%, whisker: 1,5 times the interquartile range from the box.

4.3.3 Validation of the channel typology against field survey

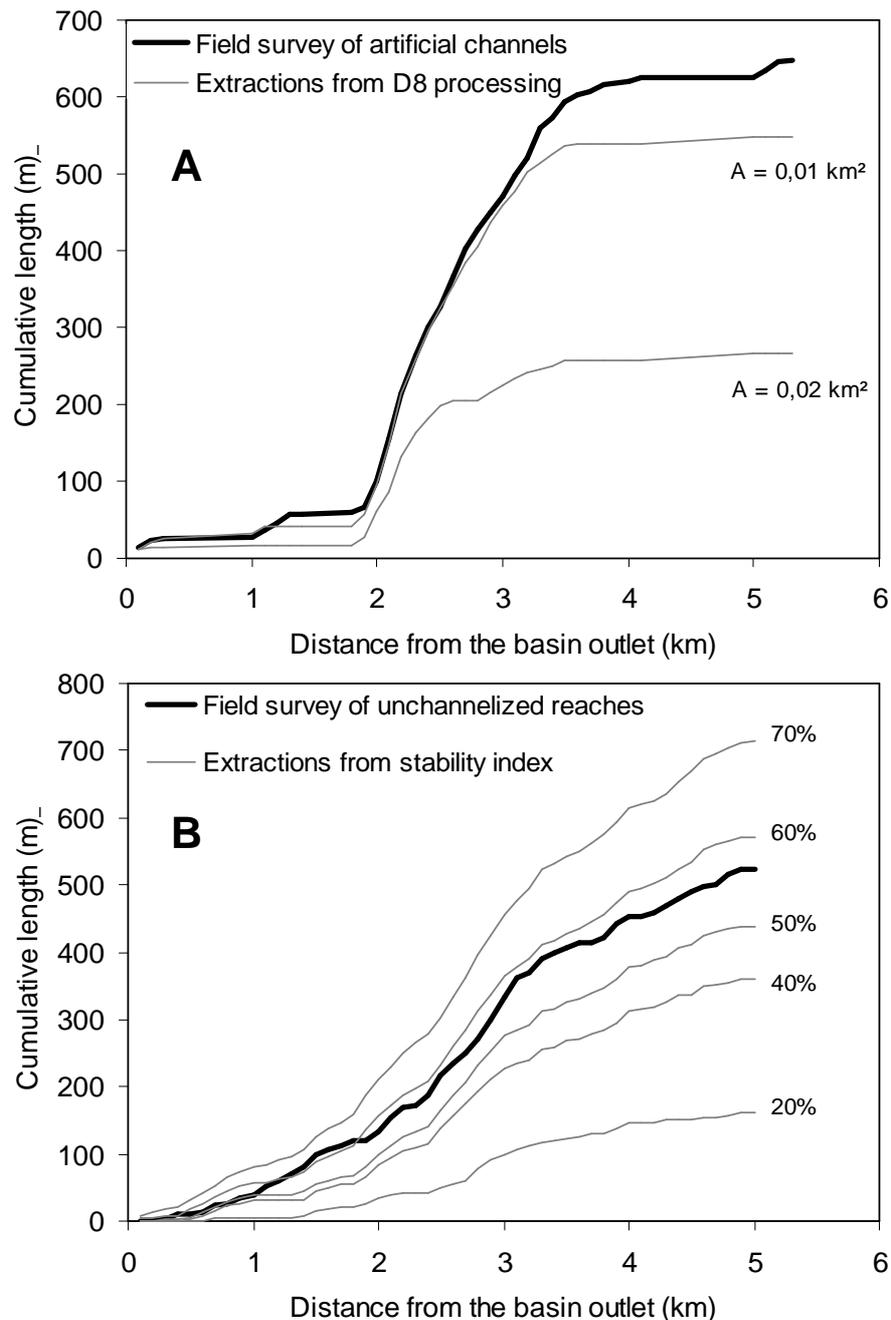


Figure 10: Comparison between field survey and LiDAR extractions along the hydrological network for (A) connected artificial channels with thresholds contributing area of $0,01 \text{ km}^2$ and $0,02 \text{ km}^2$ (B) for unchannelized reaches with stability index thresholds of 20% to 50%.

Figure 10 compares the extractions of artificial and unchannelized reaches to field survey by means of NDF (Equ.1). The comparisons between connected artificial channel extractions and field survey (Fig.10A) shows a globally good agreement when the smallest drainage threshold area of $0,01 \text{ km}^2$ is used. In order to identify unchannelized thalweg reaches, we test several hypotheses of threshold for the stability index. The convergence between field survey delineation and extractions was optimum for stability index between 50% and 60% (Fig.10B). In Table III, the RMSE (Equ.2) confirmed the large sensitivity of

the fit between artificial drainage extraction and field survey to higher drainage threshold areas. For unchannelized reaches detection, the lowest RMSE corresponds to the stability index equal to 50%. Errors were distributed fairly homogeneously along the hydrological network and did not concern some precise flow intervals.

Table III: RMSE values (Equ.2) between field survey compared to LiDAR DEM extractions for artificial channels according to various threshold contributing area, for unchannelized reaches according to various stability index thresholds, and for potential hydrological network from the three channel types (see Table I).

Artificial channels	Threshold area (km ²)	0,01	0,02					
vs								
Field survey	RMSE	7,48	15,32					
Unchannelized reaches	Stability index (%)	20	40	50	60	70		
vs								
Field survey	RMSE	9,75	7,15	6,38	6,71	8,09		
Drainage networks	Extensibility	MC	E1	E2	E3	E4	AC	
vs								
Field survey	RMSE	2,33	2,90	3,79	6,5	3,67	7,45	

4.3.4 Drainage network extensions from the different channel types

In Table I we present different expansion potential of drainage network to be compared, from the smallest ("MC") to the greater ("AC"). Figure 11 provides the NDF (Equ.1) of the suggested networks for both field survey and LiDAR DEM extractions. With only the main channels (Fig.11-MC), the shape of the NDF is very restricted as compare to all channels (Fig.11-AC). The addition of connected artificial reaches to the main channels introduces a peak in the resulting NDF (Fig.11-E1). The addition of upstream channelized reaches interrupted by unchannelized sections introduces a smoothed peak in the NDF (Fig.11-E2). The addition of artificial reaches to "E2" generates a quite similar shape as "AC" with a smaller drainage density (Fig.11-E3). The addition of all the unchannelized reaches to "E2" generates a quite similar peak as "E1" but located farther from the basin outlet (Fig.11-E4). The fits between NDF from DEM extractions and from field survey are correct but the introduction of artificial reaches in drainage network expansion leads to higher RMSE (Table III).

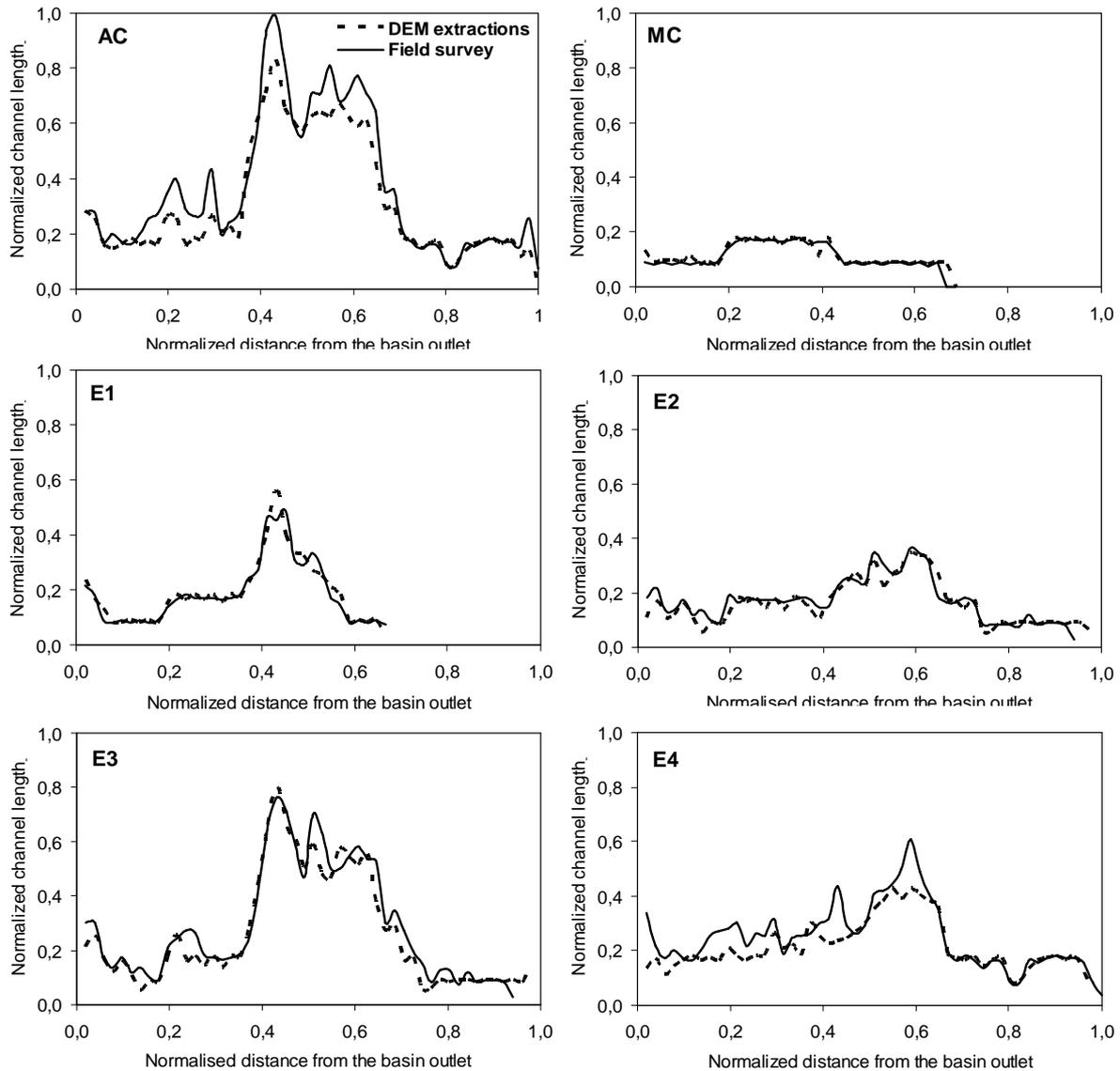


Figure 11: Normalized distance functions $D(x)$ (Equ1) of each assumptions of expansion potential of Mercier drainage network (see Table I). The distance functions are normalized by the most extensive network i.e “AC”.

4.4 DISCUSSION

4.4.1 Does Lidar DEM incorporate drainage network expansion from artificial channels?

In this study we examine the aptitude of LiDAR DEM to extract artificial flow pathways in a rural landscape. It is assumed as Murphy et al (2007) that artificial network delineation from LiDAR DEM is more accurate than ancillary vector data. To go further we compare to field data, focusing on artificial reaches directly connected to natural thalwegs. In the Mercier catchment, we used a LiDAR DEM rectified only from masked culverts locations and then processed using the D8 algorithm with 0,01 km² drainage threshold area. It is not necessary to extract artificial channels with a drainage threshold area lower than 0,01 km² because extensions are insignificant. At the opposite, beyond this value, channel length quantification is very sensitive (Fig. 10) (Table III).

This methodology provides reasonable detection ratios of man made ditches responsible for runoff connectivity (Table II). This connectivity is related to artificial features more or less perpendicularly to main thalwegs. It is often roads or rural tracks that crossed the channels. We could notice in the field that connected ditches are also deeper than unconnected upstream sections. The depth, which could often be related to high runoff frequency and slope, is detected thanks to the LiDAR return pulses located at the bottom of ditches. These pulses influenced the resulting interpolated elevation values and facilitated ditches detection by the D8 algorithm. However, despite of the high density of LiDAR return pulses, many errors result from divergence between extracted reaches and surveyed reaches, even for artificial channels. Consequently numerous sections of road side ditches surveyed in the field are not entirely covered by the D8 extractions with a buffer tolerance of 2 meters. But errors on delineation generated by the extraction method presented here do not significantly impact the shape of the NDF (Equ.1) that integrated connected artificial channels: the surveyed drainage network can be slightly overestimated (Fig.11-E1). Consequently, local corrections of LiDAR DEM from culvert and bridges were sufficient although it is not entirely satisfactory. We agree with Murphy et al, (2007) to avoid introduction of ancillary linear features into a DEM in case of LiDAR DEM availability. LiDAR DEM can therefore be considered as an efficient tool to reveal relevant artificial reaches belonging to the ephemeral drainage network. However the connected reaches to downstream channels represented only about 50% of artificial channel length automatically extracted from D8 processing (Table II). This means that trust all the LiDAR DEM extractions leads to overestimations of channel length responsible for expansion potential of drainage network. Ancillary vector data or visual interpretations from the DEM are therefore required to select relevant extracted reaches. Furthermore, in specific cases of culvert bypass effects, it is impossible to assess direct connectivity of artificial ditches without field survey.

4.4.2 Is Lidar DEM appropriate to detect channelization of upstream reaches?

The stability index developed from Monte Carlo simulations (Fig.4) demonstrates the sensitivity of the drainage network delineation to vertical errors propagated in the LiDAR DEM for unchannelized reaches. The vertical accuracy of the LiDAR survey is high enough and the local vertical variability low enough to return the main unchannelized reaches surveyed in the field. As Lindsay and Evans (2008) study for standard DEM, we found that low Strahler order streams delineation is the most sensitive to the propagation of a vertical uncertainty in the LiDAR DEM. However, an important variability of the stability index is clearly highlighted for low Strahler order reaches (Fig.7B). The significant differences between the statistical distribution of channelized and unchannelized reaches from low contributing areas (Fig.9) confirms that the stability index does not follow a strict upstream to downstream gradient in the upper part of the catchment.

There is a real spatial heterogeneity in fine morphological properties of headwater thalwegs in the Mercier catchments (Fig.6). Incision processes did not homogeneously affect the various upstream thalwegs. This heterogeneity arises from variability in materials deposits. Historical references of the place proved that land use was significantly turned on cropping systems leading to considerable sediments losses in the past as compared with recent times (Privolt, 2009). These sediment depositions, depended on antecedent soil erosion processes on hillslopes in conjunction with a lack of energy expended by the streamflow (Preusser et al, 2011). These accumulations are concerned today by

deep incisions visible on some thalwegs (Fig.2). The development of gullies represents a sign of recent evolutions of shallow incisions. Upstream unchanneled colluvial thalwegs with substantial soil thickness are preferentially concerned by saturation excess overland flow and throughflow. The incised thalwegs may also benefit from interflow that directly enters the channel and strengthens runoff.

The detection of major differences in channelization along the drainage network is specifically relevant with LiDAR DEM and was not possible with conventional DEM. Nevertheless, the use of a coarse conventional DEM (20m) provided roughly the same drainage network topology as LiDAR DEM with 0,1 ha of drainage threshold area (Fig.3B) because of the large width of headwater thalwegs. It is yet reasonable to trust drainage network delineation from conventional DEM in a topological sense but it does not take into account the fine geometrical and morphological changes between headwater channel beds which lead to fundamental differences in transfer pattern toward the basin outlet. The present methodology is based on threshold values of a stability index. In the case of this study, the noise value introduced into the LiDAR DEM is 30 cm and the useful threshold value to deal with channelization is about 50% (Table III). The adaptability of this methodology depends on the noise value and on the size of the features to be detected.

4.4.3 What could we learn from network extensibility for hydrological applications

The functional typology of ephemeral reaches carried out in this study calls for further examination of drainage network extensibility related to hydrological response. The response of a catchment can be simulated from drainage network morphometrics by a topological description of the spatial extent of the drainage network. A particular response to precipitation is determined by the drainage network expansion (Wharton, 1994). The latter controls the relative importance of the hillslope production function as compared to the network transfer function. Therefore the expansion of the drainage network reduces water residence time. From this concept, the GIUH i.e. Geomorphological Instantaneous Unit Hydrograph approach was first based on Horton ratios (Rodriguez-Iturbe and Valdes, 1979). However the width function, which is the number of channels at successive distance x from the basin outlet was considered better suited to describe the spatial distribution of reaches within catchments (Lindsay and Evans, 2008). This framework, well suited for large catchments, was then used to test the influence of drainage network extraction methods on the hydrological response (Daros and Borga, 1997; Gandolfi and Bischetti, 1997; Giannoni et al, 2005).

The NDF used in this study (Equ.1) describes the spatial distribution of the drainage density within the Mercier headwater catchment. As the width function, the NDF is useful in capturing the essential features of basin transfer pattern. The interpretation of NDF as transfer functions could suggest the origin of fast components of Mercier catchment responses from areas of potential increased drainage density. Thus, NDF illustrate many drainage network expansions of Mercier catchments from "MC" to "AC" (Table I and Fig.11). Figure 12 compares the normalized cumulative NDF derived from LiDAR DEM to a "virtual network" assuming a linear increase of drainage density according to the distance from the basin outlet. "MC" is the most contracted drainage network. This network evacuates a smaller volume of water during a longer time with a smoothed peak flow. "E1" indicates that artificial channels locally increase drainage density

resulting in a more significant peak flow. Those two networks have a limited extent and the upper part of the catchment remains dedicated to hillslope response inducing significant recession curves. "E2" and "E3" illustrate that drainage network expansions including unchannelized reaches slightly increase drainage density after the mid-distance from the basin outlet. On "E4" and "AC", the addition of unchannelized and artificial channels increases drainage density in the center part of the catchment. Such network expansions could strengthen storm runoff and reduce lag time. This knowledge could help spatially distributed rainfall-runoff modeling to select and prioritize preferential flow pathways among ephemeral reaches according to rainfall characteristics and antecedent runoff conditions. To go further, a study of the relationship between effective drainage network expansion and hydrograph characteristics is required. In situ measurements could validate the functional typology of headwater reaches derived from LiDAR DEM that its use is beneficial for hydrological models.

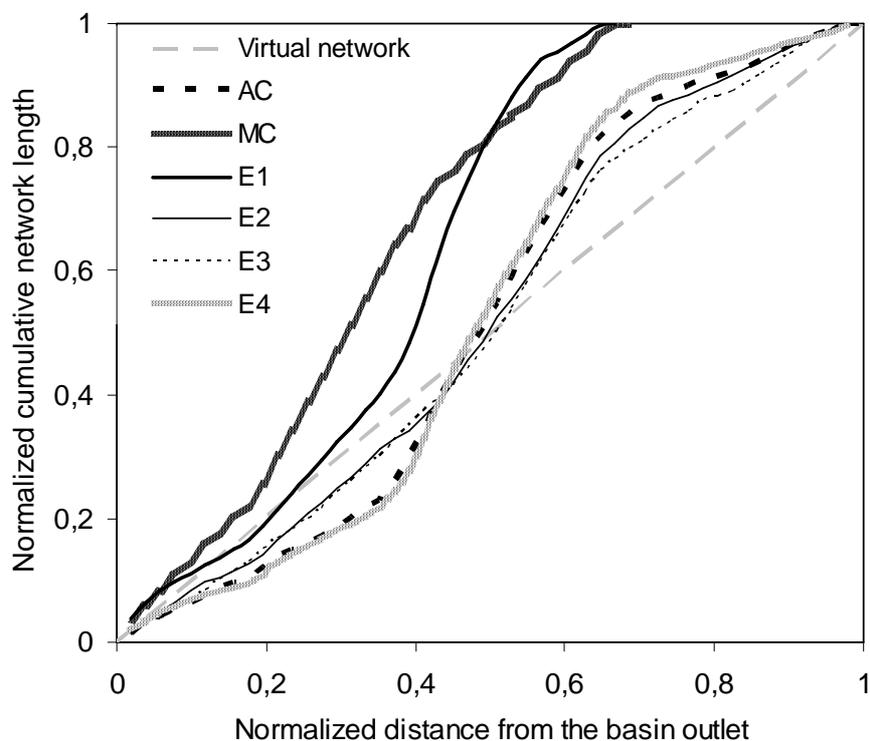


Figure 12 : Cumulative network length according to the distance from the basin outlet for the six hydrological networks expansions presented in Table I. The cumulative network length is normalized by the total network length for each hydrological network. The distance from the basin outlet is normalized by the maximum distance value of the most extensive network. The virtual network is a theoretical linear cumulative network length according to the distance from the basin outlet.

4.5 CONCLUSION

In this study we use LiDAR DEM accuracy to extract drainage networks and to achieve a functional typology discriminating between three headwater drainage components: artificial, unchannelized or channelized reaches. To examine drainage extensibility from these various reaches and validate extraction quality against field survey, we introduce a network distance function (NDF) describing the drainage density as a function of the distance to the outlet.

Results indicate that LiDAR DEM needs ancillary data as well as a light field survey to select connected artificial channels among expanded drainage

networks extractions from D8 algorithm. Artificial channel delineation is not entirely satisfactory but geometrical errors did not considerably affect the NDF as compare to field survey.

To deal with channelization, our research also suggests a stability index of drainage network sections related to the propagation of noise into the LiDAR DEM. Each modification of the DEM is followed by D8 algorithm in a Monte Carlo simulations framework. Then, a stability index threshold is identified to automatically extract unchannelized section of the drainage network as compare to field survey. Thus, a drainage network section of ten meters length is considered as unchannelized when no pixel accumulates over 50% of the simulated drainage networks extractions. Such a threshold value could not be widely applicable to other landscape. However this methodology demonstrates the suitability of LiDAR DEM to reveal changes in bottom morphology of thalwegs inaccessible from conventional DEM.

Impacts of the expansion potential of the drainage network on catchment response are then examined from various NDF. Interpretations underlined the impact of (i) artificial channels to potentially strengthen peak flow and (ii) unchannelized upstream sections to control the end of runoff hydrograph. LiDAR DEM finally offers the possibility to analyze drainage network extensibility without weighty field surveys. It is an efficient tool to address the problem of variability in transfer pattern on a rural landscape. In situ research will follow concerning this issue to assess real network extensibility.

4.6 ACKNOWLEDGMENT

The study was partly funded by the by the French Agence Nationale de la Recherche (ANR) under contract n° ANR-07-VULN-01. Mickael Lagouy and Sonja Jankowsky assisted field work.

4.7 REFERENCES

- Ambroise B. 2004. Variable 'active' versus 'contributing' areas or periods: a necessary distinction. *Hydrological Processes* 18: 1145 – 1155. DOI: 10.1002/hyp.5536
- Ackermann F. 1999. Airborne laser scanning present status and future expectations. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 54: 64–67.
- Bailly JS, Lagacherie P, Millier C, Puech C, Kosuth P. 2006. Agrarian landscapes linear features detection from LiDAR: application to artificial drainage networks. *International Journal of Remote Sensing* 29: 3489 - 3508
- Baligh A, Valadan Zoj MJ, Mohammadzadeh A. 2008. Bare earth extraction from airborne LiDAR data using different filtering methods. In *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences Vol. XXXVII. Part B3b. Beijing.*
- Baltasavias EP. 1999. A comparison between photogrammetry and laser scanning. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing* 54: 83–94.
- Bater CW, Coops NC. 2009. Evaluating error associated with lidar-derived DEM interpolation. *Computers&Geosciences* 35: 289–300.
- Bischetti G, Gandolfi BC, Whelan MJ. 1998 The definition of stream channel head location using digital elevation data. In *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters (Proceedings of the HeadWater'98 Conference held at Meran/Merano, Italy, April 1998) IAHS Publ. no. 248, 1998.*

- Bracken, L.J., Croke, J., 2007. *The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. Hydrological Processes* 21: 1749–1763. doi: 10.1002/hyp.6313
- Carluer N, Marsily GD, 2004. *Assessment and modelling of the influence of manmade networks on the hydrology of a small watershed: implications for fast flow components, water quality and landscape management. Journal of Hydrology* 285: 76-95.
- Cavalli M, Tarolli P, Marchi L, Dalla Fontana G. 2007. *The effectiveness of airborne LiDAR data in the recognition of channel-bed morphology. Catena* 73: 259 – 260.
- Daros, D, Borga, M. 1997. *Use of digital elevation model data for the derivation of the geomorphological instantaneous unit hydrograph. Hydrological Processes* 11: 13–33. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199701)11:1<13::AID-HYP400>3.0.CO;2-M
- Day DG. 1983. *Drainage density variability and drainage basin outputs. Journal of Hydrology* 22: 1 – 17.
- Gandolfi C, Bischetti GB. 1997. *Influence of the drainage network identification method on geomorphological properties and hydrological response. Hydrological Processes* 11: 353–375.
- Gatzolis D, Fried JS. 2004. *Adding Gaussian noise to inaccurate digital elevation models improves fidelity of derived drainage networks. Water Resources Research* 40: W02508. DOI:10.1029/2002WR01735.
- Gianonni F, Roth G, Rudari, R. 2005. *A procedure for drainage network identification from geomorphology and its application to the prediction of the hydrologic response. Advances in Water Resources* 28: 567-581.
- Gnouma R. 2006. *Aide à la calibration d'une modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques: application au bassin versant de l'Yzeron. Thèse Doctorat. Institut national des sciences appliquées de Lyon. France, 412 pp.*
- Gonzalez-Sosa E, Braud I, Dehotin J, Lassabatère L, Angulo-Jaramillo R, Lagouy M, Branger F. 2010. *Land use impact on top soil hydraulic properties of a small French catchment. Hydrological Processes* 24: 2382-2399, DOI: 10.1002/hyp.7640.
- Gregory KJ, Walling DE. 1968. *The variation of drainage density within a catchment. Hydrological Science Journal* 13: 61 – 68.
- Gurnell AM. 1978. *The dynamics of a drainage network. Nordic Hydrology* 9: 293 – 306.
- Hutchinson, M.F. 1989. *A New Procedure for Gridding Elevation and Stream Line Data with Automatic Removal of Spurious Pits. Journal of Hydrology* 106: 211-232.
- Hodgson ME, Jensen JR, Schmidt L, Schill S, Davis B. 2003. *An evaluation of LIDAR- and IFSAR-derived digital elevation models in leaf-on conditions with USGS Level 1 and Level 2 DEMs. Remote Sensing of Environment* 84: 295–308.
- Istanbulluoglu, E, Tarboton DG, Pack RT, Luce C. 2002. *A Probabilistic Approach for Channel Initiation. Water Resources Research* 38: 1325. DOI:10.1029/2001WR000782.
- James, L.A., Watson, D.G., Hansen, W.F., 2007. *Using LiDAR data to map gullies and headwater streams under forest canopy: South Carolina, USA. Catena* 71: 132 – 144.

- Jenson S.K, Domingue J.O. 1988. *Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54 : 1593–1600.
- Lane, S.N., Brookes, C.J., Kirkby, M.J., Holden, J., 2004. *A network-index-based version of TOPMODEL for use with high-resolution digital topographic data. Hydrological Processes* 18: 191–201.
- Lashermes B, Foufoula-Georgiou E, Dietrich WE. 2007. *Channel network extraction from high resolution topography using wavelets. Geophys. Res. Lett.* 34: L23S04.
- Lexartza-Artza I, Wainwright J. 2009. *Hydrological connectivity: Linking concepts with practical implications. Catena* 79: 146 – 152.
- Lindsay JB, Evans MG. 2008. *The influence of elevation error on the morphometrics of channel networks extracted from DEMs and the implications for hydrological modelling Hydrological Processes* 22: 1588–1603.
- Montgomery DR. 1994. *Road surface drainage, channel initiation, and slope instability. Water Resources Research* 30: 1925-1932.
- Montgomery DR, Foufoula-Georgiou E. 1993. *Channel network source representation using digital elevation model. Water Resources Research* 29: 3925-3934.
- Moussa R, Voltz M, Andrieux P. 2002. *Effects of the spatial organization of agricultural management on the hydrological behaviour of a farmed catchment during flood events. Hydrological Processes* 16: 393 – 412.
- Murphy PNC, Ogilvie J, Meng FR, Arp P. 2007. *Stream network modelling using lidar and photogrammetric digital elevation models: a comparison and field verification. Hydrological Processes* 22: 1747–1754. DOI: 10.1002/hyp.6770.
- O’Callaghan JF, Mark DM. 1984. *The extraction of drainage networks from digital elevation data. Computer Vision, Graphics, & Image Processing* 28: 323–344.
- Pirotti F, Tarolli P. 2010. *Suitability of LiDAR point density and derived landform curvature maps for channel network extraction. Hydrological Processes* 24: 1187–1197. doi: 10.1002/hyp.7582.
- Preusser F, Schmitt L, Delile D, Grospretre L, Heer A, 2011. *Optically Stimulated Luminescence (OSL) dated sedimentation history of the Yzeron basin, Rhône Valley, France. Quaternaire, International Journal of the French Quaternary Association, in press.*
- Privolt G. 2009. *Contribution à l’analyse de la mise en place des colluvions sur le bassin versant de l’Yzeron. Etude diachronique fine de l’occupation du sol depuis deux siècles, sur quatre sous-bassins de l’Yzeron : La Chaudanne, le Bouillon, le Verdy et le Prés-Mouchettes. Mémoire de Master I Interface-Nature-Société, Université Lumière Lyon 2, 121 pp.*
- Puech C, Adam A. 1996. *Hydrological networks and DEM : comparison with ground data. In Proceedings of international Conference on Ecohydrological processes in small basins for ERB UNESCO Strasbourg.*
- Rommel T K, Todd K W, Buttle J. 2008. *A comparison of existing superficial hydrological data layers in a low-relief forested Ontario landscape with those derived from a LiDAR DEM. The Forestry Chronicle* 84: 850 – 865.

Rodriguez-Iturbe I, Valdes JB. 1979. The geomorphic structure of hydrologic response. Water Resources Research 15: 1409–1420.

Saunders WK. 1999. Preparation of DEMs for use in environmental modelling analysis. In 1999 ESRI User Conference, San Diego, California, 24–30 July.

Spence C, Hosler J. 2007. Representation of stores along drainage networks in heterogenous landscapes for runoff modelling. Journal of Hydrology 347: 474– 486.

Tarolli P, Dalla Fontana G. 2009. Hillslope-to-valley transition morphology: New opportunities from high resolution DTMs. Geomorphology 113, 47-56.

Vianello A, Cavalli M, Tarolli P. 2009. LiDAR-derived slopes for headwater channel network analysis. Catena 76: 97–106.

Weschler S. 2006. Uncertainties associated with digital elevation models for hydrologic applications: a review. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. 3: 2343–2384.

Wharton G. 1994. Progress in the use of drainage network indices for rainfall-runoff modelling and runoff prediction. Progress in Physical Geography 18: 539–557.

5 Conclusions

Connaitre le cheminement des eaux de surface dans un bassin versant passe aujourd'hui par la disponibilité de modèles représentant la surface topographique via des outils géomatiques. C'est une étape désormais indispensable avant toute modélisation physique. Dans cette perspective, de nombreuses questions sont posées aux informations spatiales pour disposer de données pertinentes à des niveaux d'échelles fins, compatibles avec la connaissance des processus hydrologiques et les problèmes d'aménagement des bassins ruraux pour la gestion de l'eau.

Le réseau hydrographique est un continuum spatial qui présente une hétérogénéité de ses propriétés topographiques. Cette information est importante à l'échelle du petit bassin versant rural car le comportement transitoire du transfert explique en partie la non linéarité de la réponse hydrologique à l'exutoire. Pour mieux concevoir la réponse globale du bassin versant il est donc important de connaître la distribution de ces propriétés topographiques variables car elles affectent localement la fonction de transfert et se répercutent dans la dynamique globale de réponse à un épisode pluvieux.

Le capteur LiDAR fournit une information suffisamment précise et dense pour disposer de MNT à très haute résolution spatiale voisine du mètre. Nous avons pu vérifier sur le bassin du Mercier que cette qualité permet d'extraire des linéaires de drainage de largeur métrique, en les localisant de manière très précise. Même si le rapport entre la taille des drains recherchés sur le terrain par rapport à la résolution est déterminant, nous confirmons comme de nombreux auteurs (Cavalli & al, 2007 ; Tarolli, 2009 ; Pirotti & Tarolli, 2010) que le MNT LiDAR est un outil pertinent de substitution à des campagnes de terrain coûteuses. Tout du moins cet outil permet d'alléger la phase terrain pour obtenir efficacement une cartographie réaliste du réseau hydrographique en termes de localisation des drains, accompagnée d'une classification de ses propriétés de transfert. Parmi la diversité fonctionnelle des drains dans le continuum du réseau hydrographique, deux catégories de drains sont systématiquement distinguées :

- Des éléments artificiels de voirie alimentés par du ruissellement localisé sur de faibles surfaces contributives :

Dans un paysage rural tel que celui du Mercier, le MNT LiDAR nécessite quelques corrections de la connectivité des drains anthropiques au réseau de talweg. C'est une condition nécessaire, pour obtenir un tracé plus juste intégrant les éléments artificiels qui peuvent significativement affecter la réponse hydrologique de surface lorsque leur largeur est voisine ou supérieure à 1 mètre de résolution.

- Des drains naturels en fond de talwegs alimentés par une concentration d'écoulements en provenance plus ou moins diffuse des versants :

Les expérimentations conduites sur la microtopographie en fond de talweg au voisinage du réseau hydrographique montrent que dans la partie amont du bassin il est difficile de caractériser directement par la microtopographie un réseau de drainage cohérent au sens d'un chenal d'écoulement dans la limite de 1 mètre de résolution. Finalement un résultat important obtenu avec le MNT haute résolution est la différence majeure entre les fonds de talwegs de rang supérieur à 2 bien chenalisés de leurs homologues de rang inférieur ou égal à 2 qui présentent une chenalisation plus diffuse. La chenalisation est alors variable et il est possible avec le LiDAR de détecter la distribution spatiale de cette propriété au sein des drains concernés.

Toutefois, une idée que l'on retrouve dans la littérature récente sur le LiDAR est que ce capteur est plus utile pour améliorer la précision des MNT pour une exploitation à des résolutions basses à moyennes plutôt qu'à très haute résolution qui se révèle plus difficile et ne présente pas d'intérêt plus grand (Pirotti & Tarolli, 2010). Selon ces auteurs, l'échantillonnage altimétrique LiDAR est très efficace, il serait alors inutile de pousser le capteur à densifier les points au sol mais un compromis optimal peut être trouvé avec une densité limitée pour une large couverture de l'espace géographique à moindre coût. Mais la réponse proposée à basse résolution ne répond pas à la question initiale de cette Partie à savoir où peut se propager préférentiellement et précisément l'activité de drainage à l'intérieur du réseau hydrographique.

Dans le contexte du Mercier, le MNT 1m est caractérisé par une variabilité altimétrique locale élevée par rapport aux informations topographiques de basse résolution. L'introduction d'une incertitude sur les valeurs altimétriques a permis de proposer un indicateur de robustesse du tracé du réseau hydrographique à partir du MNT. Cet indicateur est lié positivement à la présence d'un chenal d'écoulement sur le terrain. C'est un outil pragmatique et simple qui permet de mettre en relief différentes aptitudes au drainage des fonds de talwegs dont le fonctionnement de surface est intermittent.

La haute résolution ne permet pas toujours d'obtenir aisément un résultat immédiat sur l'existence potentielle d'un cheminement précis emprunté par l'eau lors du drainage du bassin. Cependant, il ne faut pas négliger l'information apportée par la précision de la mesure altimétrique LiDAR qui est transmise au MNT à haute résolution, même si quelques informations de terrain sont nécessaires pour qu'elle soit correctement et complètement valorisée. Un usage relativement simple du MNT peut apporter efficacement des connaissances fines sur le fonctionnement hydrologique de surface à l'intérieur du bassin versant. Celles-ci sont utiles pour mieux concevoir la réponse du bassin versant à l'aide des modèles. Dans le contexte du Mercier, ce travail permet de localiser et différencier de manière raisonnée les secteurs du réseau hydrographique qui seraient potentiellement les plus actifs en fonction de l'état d'humidité et des conditions pluviométriques des événements pluvieux.

Ces hypothèses de fonctionnement indiquées par le MNT haute résolution doivent ensuite être (1) confrontées à la réalité du fonctionnement hydrologique à l'intérieur du bassin et (2) paramétrées dans des modèles hydrologiques représentant les processus pour tester le lien entre caractérisation locale des drains et réponse globale du bassin. Notons enfin, à ce sujet, que les propriétés morphologiques des drains, révélées par le MNT LiDAR, pourraient être introduites comme paramètres d'une fonction de transfert modélisée à base physique.

**Partie IV : Mise en œuvre et exploitation d'observations
hydrologiques multi-locales du réseau hydrographique**

1 Introduction

Un réseau hydrographique intermittent est le support d'un écoulement très variable dans l'espace et le temps, avec la particularité d'être interrompu sur des périodes significatives ou tout du moins de fonctionner avec des débits extrêmement faibles. L'épisode pluvieux va en grande partie contrôler la mise en eau et la dynamique de ces écoulements. En second lieu le contexte local des talwegs agit sur la dynamique de transformation pluie-débit. Le comportement hydrologique des tronçons de réseau est caractérisé par une variabilité importante car il est dépendant des hétérogénéités locales du milieu. Des systèmes d'écoulements multiples affectent la dynamique de transfert sur les versants et la concentration gravitaire des écoulements. L'hypothèse d'une apparition hétérogène du drainage et d'une extension progressive dans le réseau hydrographique reste essentielle. Par conséquent, un dispositif permettant d'échantillonner la diversité de la réponse hydrologique de surface dans le réseau hydrographique est une solution possible pour identifier des « patterns » de fonctionnement. Une partie de cette approche a fait l'objet d'une communication à la conférence EGU Leonardo au Luxembourg : « Distributed water level sensors for headwater channel network monitoring » (Sarrazin & al, 2010).

Dans cette partie, nous développons une **observation de terrain « multi-locale »** pour pouvoir associer des descripteurs géographiques du bassin versant à la réponse hydrologique. L'objectif est de contribuer à un meilleur équilibre par rapport à la description fine de l'espace effectuée avec des techniques géomatiques à l'image du travail effectué en Partie III. Dans ces conditions de recherche d'un meilleur équilibre, l'observation densément spatialisée de cycles de charge/décharge du bassin versant est une des clés pour décrire la connectivité hydrologique. Ce type de démarche devrait être fortement accentué à l'avenir grâce aux évolutions technologiques et économiques des réseaux de capteurs environnementaux. Pour répondre à cet objectif nous développons une approche métrologique dans laquelle le problème de la représentativité des mesures est essentiel : comment capturer suffisamment de variabilité spatiale et temporelle du phénomène ciblé avec un matériel nécessairement limité ? Une stratégie d'échantillonnage est proposée pour définir la variable observée et les modalités spatiales et temporelles de la mesure :

- ⇒ **Au niveau spatial**, notre choix s'est porté sur des stations limnimétriques disposées en bassins emboîtés avec comme objectif de couvrir la totalité de la topologie du réseau hydrographique. Nous espérons de cette manière mieux définir la connectivité des différentes portions de l'espace du bassin.
- ⇒ **Au niveau temporel**, la fréquence de mesure élevée permet d'étudier la composante rapide de l'écoulement de surface lors d'épisodes pluvieux.

Le premier chapitre expose en préalable le travail de terrain accompli pour déployer le dispositif dans le réseau hydrographique du Mercier, le matériel utilisé, les difficultés rencontrées et le potentiel des chroniques obtenues par cette expérimentation. Les deux chapitres suivants sont dédiés à l'exploitation des données pour révéler des patterns de réponse du réseau de drainage. Une étude de la réponse hydrologique mesurée sur les multiples stations du réseau est d'abord proposée. Ensuite les dynamiques de drainage dans le réseau sont précisément décomposées à partir d'un échantillon de crues observées. Nous discutons de l'intérêt d'un tel dispositif à travers l'interprétation et l'analyse des résultats obtenus dans le contexte hydrologique du bassin rural du Mercier.

2 Mise en œuvre d'un dispositif de mesures limnimétriques multi-locales

Dans ce premier chapitre, le dispositif métrologique mis en place sur le bassin versant expérimental du Mercier est présenté : les capteurs utilisés, leurs propriétés métrologiques, leurs disposition sur le terrain, le potentiel d'utilisation de ce dispositif.

2.1 Implantation du dispositif multi-local

2.1.1 Stratégie d'échantillonnage dans le réseau hydrographique

Pour disposer les capteurs de niveau d'eau dans le bassin versant expérimental, nous avons cherché à développer un échantillonnage à caractère systématique du réseau hydrographique pour couvrir la totalité de sa topologie.

Les stations de mesure sont finalement disposées en bassins emboîtés pour localiser l'activité et la dynamique de transfert au sein de l'ensemble du réseau et pouvoir observer la connectivité des différentes portions de l'espace du bassin. Pour cela des critères de positionnement idéal des stations sont définis :

- ⇒ Suivre la topologie selon la nomenclature de Strahler en se focalisant sur les confluences pour observer l'agrégation des écoulements dans le réseau. Favoriser un découpage de l'espace le plus régulier possible pour faciliter la comparaison des réponses observées dans les différentes branches de réseau. Dans les confluences entre ordres n et $n+x$ la priorité est donnée lorsque $x = 1$.
- ⇒ Veiller à ce que le découpage en bassins emboîtés intègre toutes les grandes catégories d'occupation du sol en favorisant si possible des répartitions très différentes entre bassins pour observer des entités spatiales aussi pures que possible en ce qui concerne l'occupation du sol, pour voir leur impact éventuel.

Conformément à cette stratégie de mesures spatialisées, le dispositif limnimétrique a été déployé dans le réseau hydrographique du bassin versant du Mercier. Néanmoins, des choix alternatifs auraient également permis d'observer la dynamique de drainage dans le réseau comme par exemple :

- ⇒ Un échantillonnage cyclique du réseau basé sur le déplacement de stations d'observation temporaires, pour assurer une forte densification des mesures sur des espaces plus restreints à l'intérieur du bassin versant. Cette hypothèse a l'avantage d'affiner la résolution spatiale pour la description du phénomène transitoire de charge et décharge dans le réseau hydrographique. L'inconvénient est la lourdeur du travail de terrain et l'impossibilité d'analyse globale du phénomène à l'échelle du bassin versant.
- ⇒ Un échantillonnage stratifié selon les valeurs prises par des indices spatialisés provenant de l'occupation du sol ou de la topographie, dérivés par exemple du MNT. Toutefois notre objectif n'est pas de valider des indices ou de cibler une structure spatiale plutôt qu'une autre mais en premier lieu d'observer le fonctionnement du réseau indépendamment de toute autre hypothèse.

2.1.2 Contraintes techniques lors de l'implantation des stations de mesure

Le réseau hydrographique extrait du MNT interpolé à partir des données topographiques standards de l'IGN est utilisé pour répartir les stations de mesure sur une carte. Cependant, lors de l'étape de localisation des stations de mesures dans le bassin versant, des compromis ont du être trouvés entre les critères de positionnement idéal et les difficultés rencontrées sur le terrain. Les principales contraintes pour le choix des stations d'observation ont été les suivantes :

- Conditions d'accès :

Le critère d'accessibilité avec un véhicule à proximité des stations s'est imposé de manière à réaliser dans de bonnes conditions les tournées de collecte des données et les opérations de maintenance des capteurs. Plusieurs stations ont été décalées de leur positionnement idéal pour être rendues rapidement accessibles depuis une route ou un chemin carrossable.

- Autorisation d'implantation dans le domaine privée :

Des accords avec les propriétaires fonciers et les exploitants agricoles ont été passés pour l'installation de certaines stations avec éventuellement des équipements pour éviter la dégradation par les animaux d'élevage. L'emplacement choisi est alors celui qui gêne le moins les exploitants.

- Perturbations du fonctionnement du capteur :

Selon les conditions locales d'humidité ou d'exposition au rayonnement solaire, un certain nombre de dysfonctionnements ont conduit à ajuster la localisation de quelques stations.

- Sensibilité au vol et au vandalisme :

Deux stations positionnées sur le domaine public ont rapidement fait l'objet de vols ou de dégradation. Par conséquent l'emplacement des stations intègre un critère de discrétion dans la mesure du possible.

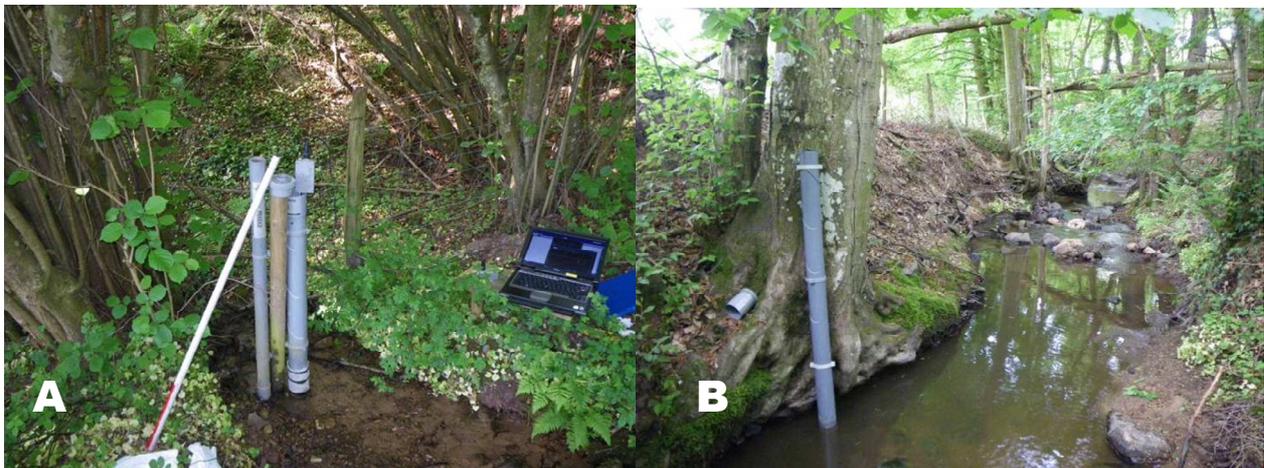


Figure IV.1 : Exemple de stations limnimétriques dans le réseau hydrographique du Mercier : station « MercierAt » sur un talweg d'ordre 1 (A) et station « Confluence » sur un talweg d'ordre 4 de Strahler (B). Ces 2 stations sont localisées sur la carte de la Figure IV.2.

- Caractéristiques des sections instrumentées :

La forme géométrique des sections est variable dans le réseau hydrographique. Les zones d'écoulement turbulent ou les trous d'eau trop profonds ont été évités pour implanter les stations. De plus certains talwegs d'ordre 1 ne possèdent aucun tronçon avec un chenal d'écoulement, c'est-à-dire avec un minimum

d'incision signe de la localisation d'un écoulement concentré. Dans ce cas le fonctionnement a été jugé extrêmement éphémère et impossible à mesurer en surface à l'aide des capteurs capacitifs utilisés dans cette expérimentation.

Sur un plan pratique, les stations sont fixées sur des ouvrages ou des arbres situés au voisinage immédiat du cours d'eau ou bien sur un piquet en bois enfoncé dans le lit du cours d'eau (Figure IV.1).

2.1.3 Description du dispositif mis en place

La cartographie des stations limnimétriques et pluviométriques sur fond d'occupation du sol est présentée en Figure IV.2. Les superficies et la répartition des thèmes d'occupation du sol dans les bassins emboîtés sont présentées dans le Tableau IV.I. Le dispositif mis en place est la résultante du compromis entre la stratégie idéale de positionnement des capteurs et les contraintes techniques d'installation des stations présentées plus haut.

Le dispositif inclut également des mesures pluviométriques. Les deux pluviomètres déjà présents à proximité du bassin du Mercier dans le cadre du dispositif métrologique piloté par l'IRSTEA de Lyon ont été exploités dans un premier temps. Le premier est situé tout près de l'exutoire du bassin versant (« Pollionnay »), le second en zone de crête située dans un bassin versant voisin au nord ouest du Mercier (« SPP »). Par la suite, pour mieux contrôler l'hétérogénéité spatiale des précipitations au sein du bassin versant du Mercier, deux pluviomètres supplémentaires ont été progressivement installés. Le premier (« MercierBS ») est situé dans la partie aval du bassin au sein de l'espace agricole et le second (« Camping ») sur les reliefs sud.

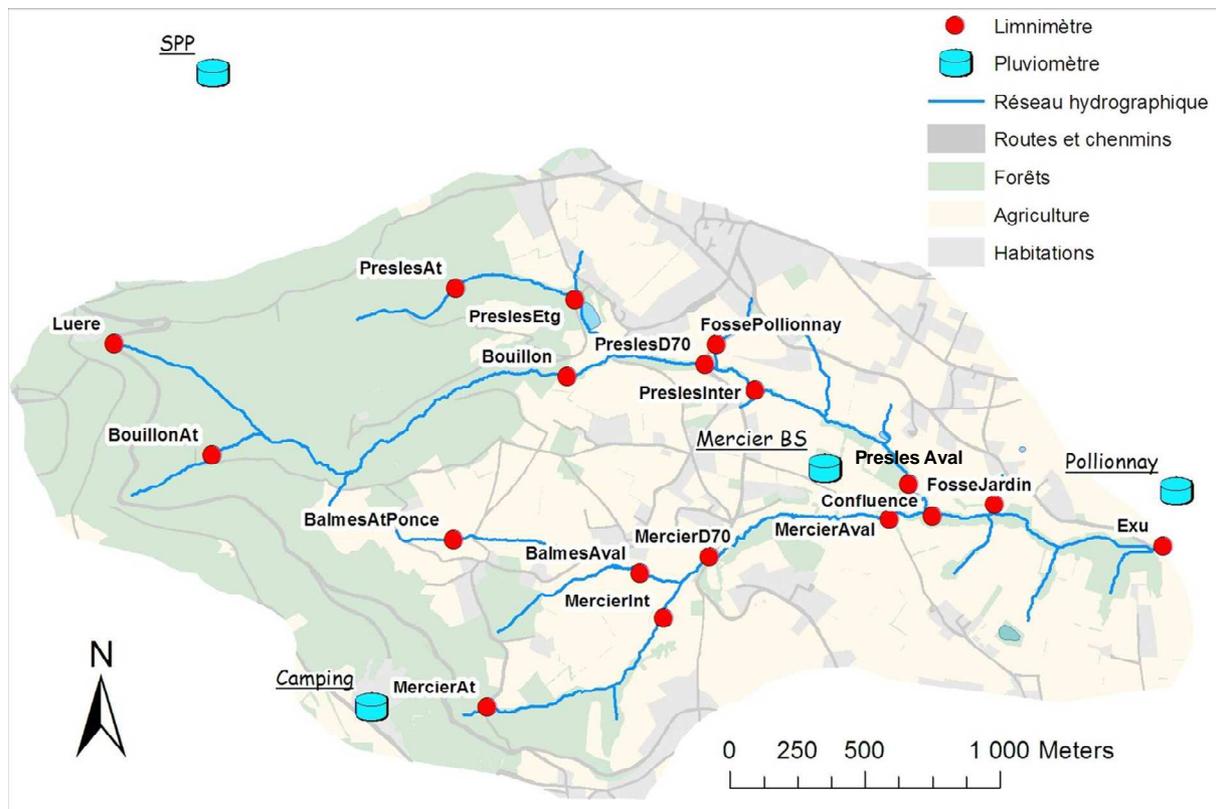


Figure IV.2 : Localisation des stations limnimétriques et des pluviomètres installés sur le bassin versant du Mercier ou à proximité. L'occupation du sol est issue d'un travail de photointerprétation à partir de la BD Ortho de l'IGN (UMR EVS, 2008).

Suivant la nomenclature topologique de Strahler le dispositif de stations limnimétriques installé correspond à 7 stations d'ordre 1, 4 stations d'ordre 2, 5 stations d'ordre 3 et 2 stations d'ordre 4 en comptant l'exutoire du bassin versant.

En-deçà de la confluence d'ordre 4, observée au niveau de la station ainsi nommée, le réseau hydrographique est scindé en deux branches d'ordre 3 :

- ⇒ au nord le bassin du ruisseau des Presles (3,3 km²), dans lequel sont implantées 10 stations, avec un exutoire observé par la station « PreslesAval ».
- ⇒ au sud le bassin du ruisseau du Mercier (2,3 km²) qui totalise 6 stations, dont l'exutoire se situe au niveau de la station « MercierAval ».

Au niveau de l'occupation du sol, ces deux sous bassins majeurs sont dominés par la forêt et par l'agriculture dans des proportions opposées avec respectivement 57% et 30% pour les Presles, 30% et 56% pour le Mercier. Cette répartition se traduit par des sous bassins amont très forestiers et pentus du côté Presles et des situations plus équilibrées avec les surfaces agricoles du côté Mercier.

Tableau IV.1 : Caractéristiques physiques des sous bassins versants emboîtés dans le bassin du Mercier. Les stations (Figure IV.2) sont classées par surface drainée amont croissante. Pour les rangs de Strahler inférieurs à 4, les cellules sur fond gris distinguent les stations du sous bassin des Presles de celles du sous bassin du Mercier.

Stations/sous-bassins	Surface drainée (km ²)	Part agricole (%)	Part en foret (%)	Part habitée (%)	Part routes (%)	Connect. fossé artificiel	Pente moyenne (%)	Rang Strahler
Fossé Pollionnay	0,06	30	0	57	13	Directe	9	1
Fossé jardin	0,09	64	0	28	8	30m	7	1
Luère	0,11	6	87	0	7	10m	12	1
Mercier At	0,20	23	55	16	6	20m	15	1
BalmesAt	0,21	38	57	2	3	80m	16	1
Presles At	0,23	0	99	0	1	>>100m	16	1
Bouillon At	0,34	2	94	0	4	>>100m	21	1
Presles Etg	0,65	21	68	8	2	10m	14	2
Mercier Int	0,65	44	41	11	4	>>100m	14	2
Balmes Aval	0,88	49	41	6	4	100m	13	2
Bouillon	1,46	6	91	0	4	>>100m	18	2
Mercier D70	1,75	53	36	8	4	50m	13	3
Mercier Aval	2,27	56	31	10	3	>>100m	12	3
Presles D70	2,45	18	74	5	3	>>100m	16	3
Presles Inter	2,69	22	68	7	3	30m	15	3
Presles Aval	3,29	30	57	10	3	>>100m	13	3
Confluence	5,62	40	46	10	4	>>100m	13	4
Exutoire	6,60	46	40	10	4	10m	12	4

Les surfaces artificialisées sont plutôt réparties dans l'aval du bassin expérimental, par conséquent les zones habitées sont relativement plus présentes dans les sous bassins de grande taille. Ces zones ne sont pas constituées d'une majorité de surfaces imperméables. Par exemple, le sous

bassin du Mercier présente des proportions importantes classées en part habitée à cause de la présence d'un camping sur les hauteurs. La description très fine de l'occupation du sol a permis d'intégrer les proportions de surfaces imperméabilisées occupées par les routes. Ces surfaces sont présentes en proportions comparables sur les différents sous bassins. Parallèlement on observe que des connexions à des fossés (routes, parcelles agricoles) sont parfois très proches en amont des stations.

Les superficies des bassins sont assez équilibrées au sein d'un même rang de Strahler. Cependant les deux plus petits sous bassins observés à l'ordre 1 de Strahler représentent des particularités du dispositif car il s'agit des deux uniques confluences d'ordres n à $n+x$ avec $x > 1$, donc très dissymétriques. La raison de cet écart à la règle de positionnement des stations est que le profil d'occupation du sol est singulier avec une part importante de surfaces imperméables permettant d'observer les effets d'un ruissellement précoce sur la réponse hydrologique. Ainsi, la station « Fossé Pollionnay » est positionnée de façon à contrôler la contribution de l'unique sous bassin massivement urbanisé dont l'exutoire est à l'ordre 3. La station « PreslesInter » est positionnée dans l'espace agricole à l'ordre 3, à 30 mètres seulement en aval de cet exutoire notamment pour évaluer l'impact du ruissellement produit par la zone urbaine.

2.2 Caractéristiques du capteur limnimétrique utilisé

2.2.1 Capteur et principe de mesure

Dans une approche métrologique spatialisée basée sur de nombreux points de mesure, le choix des capteurs à mobiliser est avant tout déterminé par des considérations économiques puis pratiques. Le capteur limnimétrique capacitif utilisé dans cette expérimentation a été développé par Hervé Ayroles de l'IMFT⁸ pour observer des systèmes hydrauliques.

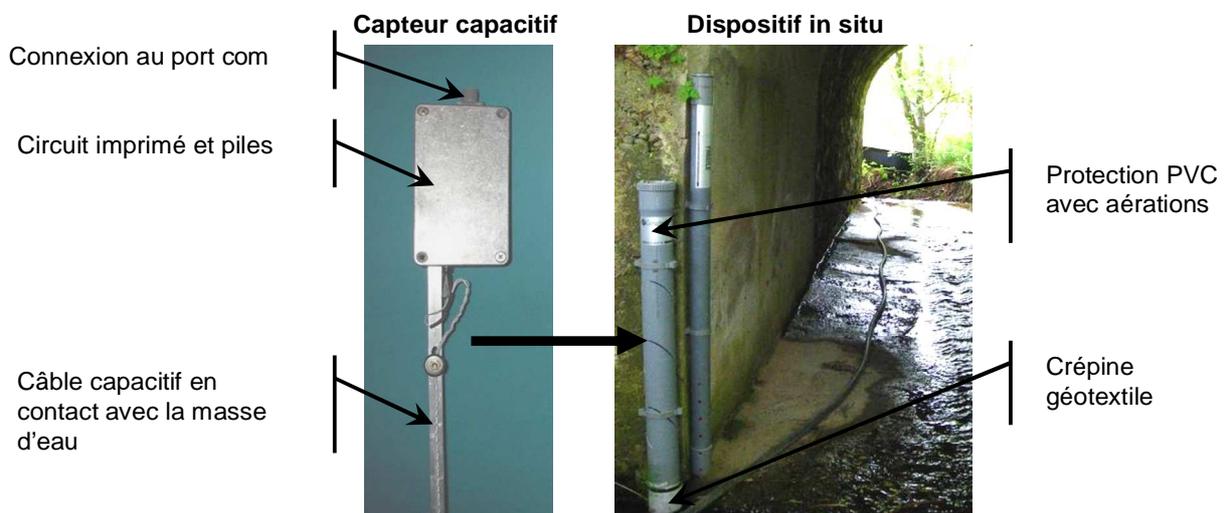


Figure IV.3 : Détail du capteur capacitif utilisé et du dispositif in situ au niveau d'un ouvrage de voierie.

Il s'agit d'un appareil de mesure d'utilisation simple qui pourrait faire l'objet d'une production industrielle à un coût modéré. Même si le principe de mesure existe déjà sur le marché et ne peut donc faire l'objet d'un dépôt de brevet, cet appareil reste néanmoins un prototype. A la demande de l'IRSTEA de Montpellier

⁸ Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse

(unité TETIS⁹) les dimensions de ce capteur ont été adaptées pour qu'il soit testé in situ. Le capteur est constitué d'un boîtier contenant l'électronique relié à une tige qui supporte le dispositif de mesure (Figure IV.3). Cette tige est une armature métallique conductrice sur laquelle est fixé un câble capacitif. Le câble est constitué d'une armature centrale en cuivre entouré d'une gaine de téflon. Ce dispositif agit comme un condensateur cylindrique (Figure IV.4) avec ses deux armatures métalliques : la tige et le fil de cuivre, ainsi qu'un isolant : le téflon (Ayroles, Comm. Personnelle).

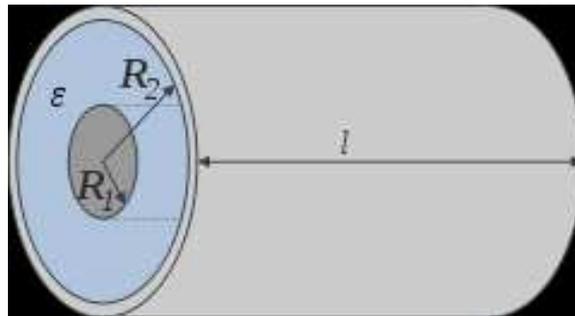


Figure IV.4 : Schéma du condensateur cylindrique composé d'un isolant intercalé entre deux armatures métalliques cylindriques. Avec ϵ permittivité de l'isolant, R_1 et R_2 rayons respectifs des armatures interne et externe. Source: Fabian_R [GFDL (www.gnu.org/copyleft/fdl.html) ou CC-BY-SA-3.0 (www.creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0/)], via Wikimedia Commons.

Dans un condensateur la capacité électrique dépend en grande partie de la surface en regard des deux armatures conductrices séparées par l'isolant. La capacité dépend donc ici de la hauteur d'eau qui assure le contact entre la tige et la gaine de téflon. Elle suit la formule du condensateur cylindrique (Figure IV.4) :

$$C(l) = 2\pi\epsilon_0\epsilon_r \frac{l}{\ln\left(\frac{R_2}{R_1}\right)} \quad (\text{Equ.4.1})$$

Avec :

$C(l)$: capacité électrique en fonction de la longueur de l'armature externe déterminée dans le cas du capteur utilisé ici par le niveau d'eau.

ϵ_0 : permittivité relative du vide.

ϵ_r : permittivité de l'isolant.

R_2 : Rayon de l'armature métallique externe.

R_1 : Rayon de l'armature métallique interne.

Dans le modèle de capteur utilisé dans cette étude, un tressage du câble capacitif est opéré pour donner de la robustesse et de la facilité de fabrication. Il existe cependant un risque d'augmenter l'inertie (gouttes sur le câble). Ce tressage est manuel, donc peut être irrégulier ou différent d'une sonde à l'autre. Chaque capteur est donc légèrement différent et l'étalonnage est propre à chaque appareil. Le système électronique, situé à l'abri de l'humidité dans le boîtier métallique, mesure la fréquence de charge et décharge de la capacité sur une période d'une seconde. Cette fréquence est corrélée négativement au niveau d'eau : plus le niveau est élevé et plus la capacité électrique est élevée et donc plus la fréquence mesurée est faible. La conversion de la mesure de fréquence en

⁹ Teledetection Environnement Territoire et Information Spatiale

niveau d'eau est effectuée par le biais de l'étalonnage du capteur. Celui-ci est linéaire, basé sur l'association fréquence-niveau d'eau entre deux points. Il convient de choisir ces deux points de façon à ce que l'amplitude de mesure corresponde aux niveaux moyens observables in situ.

2.2.2 Sources de dérive de la mesure de niveau d'eau

- Facteurs environnementaux :

La mesure de niveau par le principe du condensateur cylindrique est influencée par les paramètres d'humidité et de température au voisinage du câble capacitif. Ces paramètres exercent une influence sur la capacité électrique. Pour de faibles niveaux d'eau mesurés, cette influence est relativement importante et peut perturber la lecture des enregistrements limnimétriques (Figure IV.5).

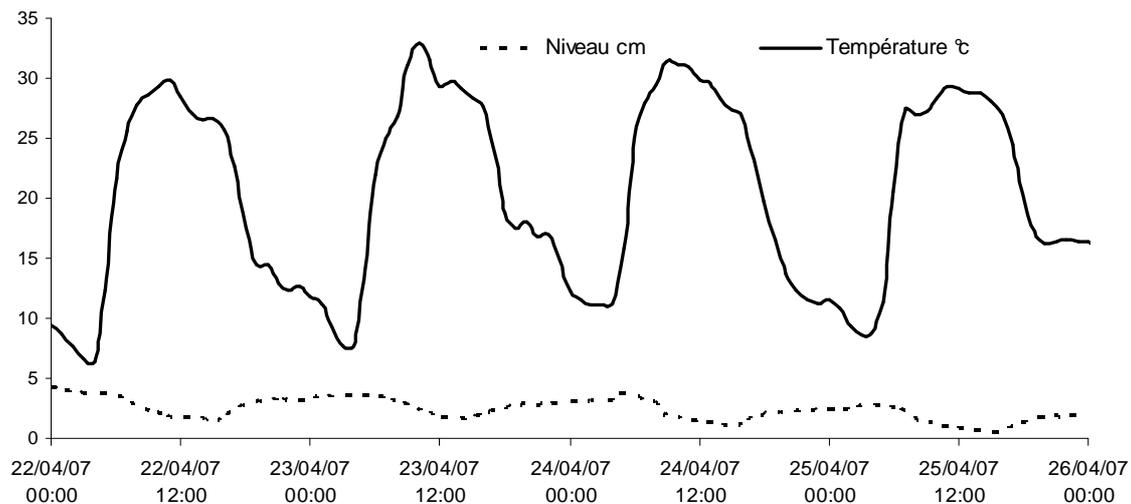


Figure IV.5 : Comparaison d'une chronique limnimétrique de bas niveaux d'eau avec une chronique de température de l'air mesurée à quelques centaines de mètre de distance.

Néanmoins, les effets perturbateurs s'effacent lorsque les conditions de température et d'humidité se stabilisent par exemple au cours d'un épisode pluvieux. Ces dérives sont difficilement contrôlables car dépendantes de la localisation du capteur dans l'environnement avec par exemples des facteurs souvent dépendant de l'ensoleillement et / ou de l'humidité relative.

- Gestion de l'énergie :

Les premières versions de capteurs capacitifs fournies par l'IMFT étaient caractérisées par une dérive temporelle de la mesure de niveau à cause de l'affaiblissement de la tension des piles. Des comparaisons avec un capteur piézométrique réputé fidèle ont été effectuées pour estimer l'impact de cette dérive. Sur la plupart des chroniques étudiées il apparaît que cette dérive est à caractère linéaire ($R^2 = 0,92$; $p < 0,01$). Dans l'exemple traité (Figure IV.6), le modèle linéaire donne une dérive de 2,2 cm par jour.

Lors de la validation des chroniques mensuelles nous avons systématiquement tenté d'estimer cette dérive pour corriger les valeurs de niveau. Par la suite les générations suivantes de capteurs produites par l'IMFT ont intégrés un algorithme de correction de la mesure capacitive en fonction de l'affaiblissement de la tension de la pile.

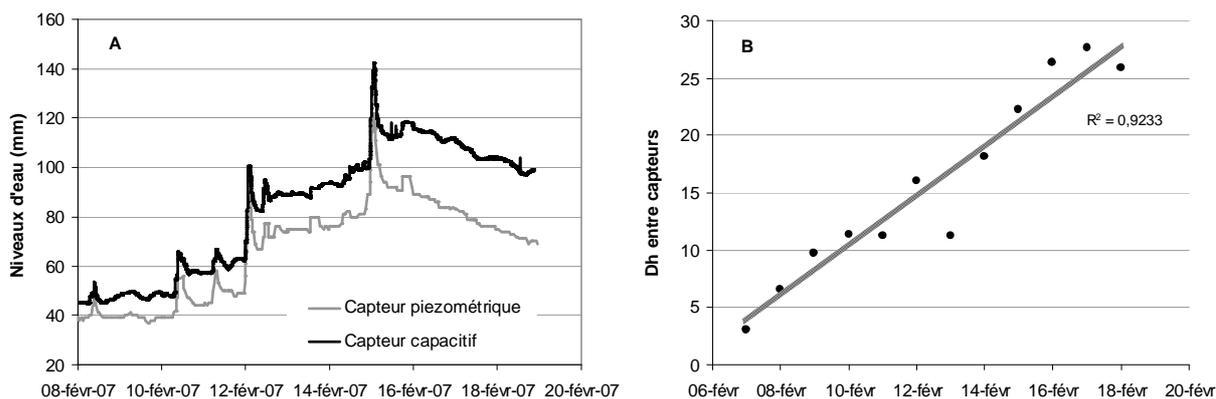


Figure IV.6 : Comparatif de suivi des niveaux d'eau à l'exutoire du bassin versant du Mercier par un capteur capacitif (première génération) et un capteur piézométrique Diver® (A) et écart entre les deux mesures au cours du temps (B).

▪ Dérive temporelle :

Une dérive temporelle de l'horloge des capteurs a également été constatée. Cette dérive est généralement de 2 à 3 minutes sur un mois de mesure, elle est systématique sur la plupart des capteurs. Ramenée à une mesure de niveau, l'erreur est infime et ne pénalise pas l'interprétation des dynamiques hydrologiques enregistrées compte tenu de la nature du phénomène étudié.

2.2.3 Evaluation de la qualité des mesures limnimétriques in situ.

Pour vérifier la fiabilité des mesures enregistrées par les capteurs capacitifs disposés dans le bassin versant, des campagnes d'observation manuelle des hauteurs d'eau ont été organisées. Plusieurs mesures de niveau d'eau ont été effectuées sur plusieurs stations de mesure à l'aide d'un mètre gradué puis comparées aux mesures enregistrées à la même minute par les capteurs capacitifs. Les résultats des comparaisons entre mesures capacitives et mesures manuelles exercées sur le terrain sont synthétisés dans le Tableau IV.II.

Tableau IV.II : Résultats de la campagne in situ de contrôle de la qualité de la mesure de niveau d'eau par les capteurs capacitifs.

Nombre de stations observées	13
Nombre de mesures	53
Erreur absolue minimale (cm)	0
Erreur absolue maximale (cm)	6,8
Erreur moyenne absolue (cm)	1,6
Erreur quadratique moyenne (cm)	2,1

L'erreur moyenne de mesure est de 1,6 cm. Cette erreur est raisonnable mais problématique si l'on considère une mesure de faibles niveaux d'eau. Ceci est valable pour les stations localisées dans des talwegs amont faiblement réactifs ou sur des sections d'écoulement large où la croissance du débit se traduit par de la vitesse plutôt que par la hausse du niveau.

Sur plusieurs stations de mesure in situ, des échelles à maximum mesurant les niveaux maximums atteints par la crue à l'aide d'un ruban ont été installées pour évaluer l'aptitude du capteur capacitif à restituer le niveau d'eau maximum. Cette mesure au ruban est imprécise de l'ordre de quelques centimètres. Dans la

plupart des cas nous n'avons pas constaté d'écart majeur dans l'ordre de grandeur des mesures effectuées par les deux systèmes.

2.3 Fonctionnement du dispositif limnimétrique et potentiel d'analyse

2.3.1 Mise en œuvre de l'expérimentation

Le dispositif de capteurs limnimétriques a été mis en œuvre de manière progressive avec l'objectif d'implanter suffisamment de stations pour appliquer la stratégie d'échantillonnage prévue. Le nombre de stations limnimétriques est passé de 7 en 2007 à 18 en 2009 (Tableau IV.III). Différentes contraintes ont ralenti la densification du dispositif de mesures spatialisées :

Tableau IV.III : Calendrier de disponibilité trimestrielle des mesures limnimétriques (cellules opaques) et de présence de lacunes dans les données (damier gris). Les stations sont localisées sur la carte de la Figure IV.2.

Stations	2007	2008	2009	2010
Exutoire	■	■	■	■
Confluence		■	■	■
Mercier Aval			■	■
Presles Aval			■	■
Fossé jardin			■	■
Mercier D70	■	■	■	■
Presles D70	■	■	■	■
Presles Etg	■	■	■	■
Balmes Aval	■	■	■	■
Mercier Int		■	■	■
Mercier At		■	■	■
Presles At		■	■	■
Balmes At		■	■	■
Luère	■	■	■	■
Bouillon	■	■	■	■
Bouillon At		■	■	■
Fossé Pollionnay		■	■	■
Presles Inter			■	■

- Contraintes technologiques :

Le nombre de station a augmenté en 2008 lorsque la fiabilité des premiers capteurs a pu être estimée, et lorsque de nouveaux capteurs ont été produits par le laboratoire de métrologie de l'IMFT en intégrant des améliorations essentielles comme la gestion de l'autonomie ou celle de la dérive de la mesure. Dès lors qu'une station était instrumentée nous avons fait le choix de la maintenir sur la durée complète de l'expérimentation. D'autre part la durée de fonctionnement optimal de la partie électronique du capteur IMFT est estimée environ à 2 ans du fait d'une protection insuffisante de l'humidité. Pour atteindre 18 stations fin 2009, le dispositif a finalement été densifié avec 3 capteurs limnimétriques piézométriques de technologie identiques à celui qui est utilisé à l'exutoire du bassin versant depuis 1997. Il s'agit de capteurs piézométriques MiniDiver®,

apparus récemment sur le marché, mieux adaptés à de faibles niveaux d'eau, dont la mesure brute doit être compensée par une mesure barométrique pour obtenir le niveau d'eau.

- Contraintes logistiques :

Un temps d'adaptation a été nécessaire pour se familiariser avec les capteurs, ajuster les emplacements et définir un protocole de terrain pour la tournée de collecte des données enregistrées dans les data-loggers. L'optimisation de la tournée de collecte des données a été continue et a permis d'accroître le nombre de stations. Toutefois au-delà de 15 stations le temps de travail pour réaliser cette collecte a souvent dépassé 1,5 jours en rythme de croisière. Cette durée augmente en cas de maintenances diverses et réparations sur place. Par exemple, la fiabilité de la carte électronique est limitée, des problèmes d'étanchéité du boîtier ont rendu nécessaire le changement de plusieurs cartes en cours d'expérimentation.

Par ailleurs des lacunes plus ou moins importantes selon les stations viennent interrompre la continuité des enregistrements limnimétriques (Tableau IV.III). Les causes sont diverses : principalement pannes, dysfonctionnements et maintenances qui s'en suivent, mais également vols et erreurs humaines de paramétrage. Par ailleurs, le profil morphologique des sections instrumentées a évolué au cours du temps en particulier suite à des régimes de crue et de transport solide. Ce phénomène s'est traduit dans 2 stations par la perte d'information à cause du déplacement du lit du cours d'eau par rapport à la position du limnimètre.

2.3.2 Paramétrage et exemple de données brutes produites

La mesure de niveau effectuée par le capteur limnimétrique se fait à pas de temps constant. L'intérêt est de disposer de la totalité de la chronique en évitant d'introduire un paramètre de déclenchement de la mesure qui serait délicat à contrôler pour des faibles niveaux. L'inconvénient est le besoin en capacité de stockage et les contraintes de post-traitement des données. La première campagne de mesure effectuée fin 2007 était basée sur une fréquence d'enregistrement de 3 min qui représentait un compromis compte tenu de la taille de la mémoire et de l'autonomie des batteries. En 2008 la disponibilité d'une nouvelle génération de capteur a permis de réduire cette fréquence à 2 min par le biais de plus grandes capacités mémoire et d'une meilleure gestion de l'autonomie. Ces pas de temps de mesure sont faibles mais garantissent un bon contrôle des dynamiques de crue. Ils assurent également une bonne synchronisation des mesures entre les différents capteurs installés sur les multiples stations. La tournée de collecte des données est effectuée tous les 30 à 35 jours. A raison d'une mesure toutes les 2 min la capacité mémoire des capteurs est saturée à 44 jours d'enregistrements. Les fichiers sont extraits du data logger via le port RS232 d'un PC. Un logiciel spécifique est utilisé pour faire dialoguer PC et DataLoggers.

L'enregistrement par le dispositif d'un épisode pluvieux significatif et suffisamment homogène dans sa distribution spatiale et temporelle donne une série de limnigraphes (Figure IV.7).

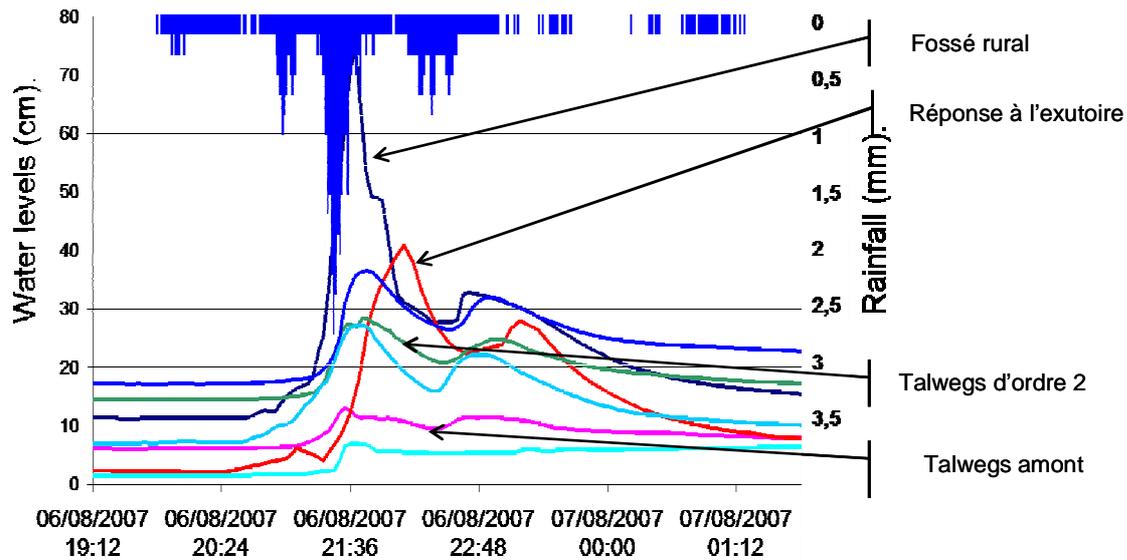


Figure IV.7 : Sortie graphique des données brutes enregistrées par 7 limnimètres et par le pluviomètre situé à l'exutoire lors de l'épisode pluvieux du 6 août 2007 sur le bassin versant du Mercier (60 mm).

Dans le cas de figure d'un épisode pluvieux significatif affectant l'ensemble du bassin versant, une interprétation aisée de la dynamique de crue se dégage avec une réponse retardée à l'exutoire par rapport aux stations internes emboîtées. On remarque également les réponses limnimétriques très limitées des talwegs les plus amonts avec des hauteurs qui avoisinent seulement 10 cm d'eau pour un épisode pluvieux tout de même conséquent de 60 mm.

2.3.3 Potentiel d'exploitation des chroniques limnimétriques spatialisées

Compte tenu des propriétés du capteur capacitif et de la stratégie d'observation mise en œuvre, le dispositif de mesures limnimétriques spatialisé nous renseigne aisément sur les deux premiers niveaux de connaissance des réseaux hydrographiques transitoires : (1) présence / absence d'un écoulement de surface, (2) dynamique temporelle de cet écoulement. Le troisième niveau qui est le débit est bien plus délicat à obtenir pour des raisons liées à la fois au contexte de mesure limnimétrique sur des stations à section irrégulière et variable au cours du temps, ainsi qu'à la fidélité de mesure du capteur qui est peu adaptée aux stations amont faiblement réactives. La recherche d'une mesure de qualité des débits de manière spatialisée sur l'ensemble des stations n'a pas été conduite dans cette expérimentation. Ce travail métrologique aurait représenté un investissement trop important station par station avec une installation de type section en V ou canal jaugeur. Rappelons que l'objectif assigné à cette expérimentation est d'exploiter un dispositif de mise en œuvre souple pour une information hydrologique in situ spatialisée et rapidement exploitable. Cet objectif n'est pas compatible avec une information acquise par une métrologie classique basée sur l'élaboration de courbes de tarage. Notons que les tarages classiques sont par défaut délicats sur des stations à faibles débits. Le cas de l'exutoire du Mercier en est un exemple, car le tarage des bas débits y est très incertain (Michel, 2009) à cause d'une section large et des faibles niveaux d'eau en crue, et ce malgré un investissement important pour multiplier les jaugeages.

Des campagnes de jaugeages ont néanmoins été effectuées sur la plupart des stations disposées dans le réseau hydrographique à partir d'une mesure hydrométrique par dilution. Ces mesures n'ont pas permis d'aboutir à des courbes de tarages de qualité. Le domaine de validité des courbes est très restreint car les hauts débits sont très peu explorés. De plus après chaque crue significative, les sections instrumentées changent souvent de géométrie. Cette approche fournit cependant des ordres de grandeur du débit pour quelques stations. Si pour des raisons techniques l'approche spatialisée quantitative des flux reste très limitée, le potentiel d'exploitation des chroniques limnimétriques présenté dans le Tableau IV.IV n'en reste pas moins très vaste. L'analyse temporelle offre beaucoup de possibilité de valorisation pour décrire le fonctionnement du réseau hydrographique transitoire. Chaque station représente un fonctionnement hydrologique liée à un contexte local. L'ensemble des dynamiques observées constituent un fonctionnement hydrologique multi-local que l'on doit extrapoler au fonctionnement d'ensemble du réseau hydrographique car ce dernier n'est que partiellement couvert.

Tableau IV.IV : Potentiel d'analyse du fonctionnement du réseau hydrographique à différentes échelles temporelles à partir du dispositif multi-local de limnimètres.

Echelle temporelle	Episode pluvieux		Mensuelle à annuelle
	Intra-épisode	Inter-épisode	
Analyse locale	Interprétations du Limnigraphe : temps de montée, réponse, descente	Interprétations des Limnigraphes : Tendances statistiques	Cycle saisonnier de l'écoulement de base. Effets des antécédents pluvieux
Analyse multi-locale	Dynamique multi-locale des écoulements, temps de propagation. Extension du réseau de drainage.	« Pattern » de transfert multi-local. Extrapolation : Tendances d'extension du réseau de drainage	Cartographie du "pattern" saisonnier de transfert

Ce potentiel d'analyse est exploité dans le Chapitre suivant.

2.4 Conclusions sur la mise en œuvre du dispositif multi-local.

L'observation intensive et spatialisée de l'écoulement dans un réseau hydrographique se justifie par l'hypothèse que le pattern de transfert est variable avec des flux qui sont non linéaires. La stratégie d'observation spatialisée n'est donc pas guidée par une quelconque structure spatiale détectée mais cherche à couvrir l'étendue du réseau hydrographique en bassins emboîtés pour échantillonner au mieux ce pattern et pouvoir ensuite le mettre en regard de facteurs physiques.

Dans l'expérimentation mise en œuvre sur le réseau hydrographique du Mercier, un capteur limnimétrique capacitif a été développé par l'IMFT pour effectuer la majeure partie des observations hydrologiques. Ce système correspond à ce que l'on peut attendre d'un appareil de mesure à faible coût. Sa grande qualité réside dans la possibilité d'être implanté aisément sur de nombreuses stations d'observation simultanément. Toutefois, de nombreuses contraintes techniques et logistiques doivent être aplanies pour distribuer les capteurs sur des stations stratégiquement pertinentes dans un bassin versant de taille relativement

importante. De plus, mettre en place un dispositif de mesure spatialisée assez dense de la réponse hydrologique dans un délai et pour un coût raisonnables nécessite de définir un compromis entre qualité et quantité des observations. Ainsi, la précision des mesures limnimétriques effectuées est de l'ordre de 1 à 2 cm ce qui est discutable compte tenu des faibles niveaux d'eau moyens sur des stations au comportement transitoire. En revanche avec un pas de temps de 2 min la dynamique d'écoulement est très correctement restituée. Si les observations de type présence/absence de ruissellement et dynamique du flux sont correctement restituées par le capteur, une corrélation correcte du débit à la mesure limnimétrique s'est rapidement révélée illusoire dans la plupart des sections instrumentées et se limite à un ordre de grandeur du débit.

Notons que pour palier à la plupart des problèmes techniques rencontrés dans la mise en œuvre et la gestion de ce dispositif, nous avons collaboré à un travail engagé par l'UMR TETIS et l'équipe « Systèmes d'information communicants et agri-environnementaux » d'IRSTEA à Clermont-Ferrand dans le but d'élaborer un réseau de capteur sans fils (RCSF) devant gérer un ensemble conjoint de capteurs de niveau et de capteurs de pluviométrie. La technologie du capteur limnimétrique capacitif a donc été complétée pour introduire des modules de transmission de données entre capteurs. Mais à cause de problèmes de gestion de l'énergie pour propager les données dans le réseau, la mise au point du dispositif a pris beaucoup retard et n'a pu aboutir à temps dans le cadre de cette thèse. Comme décrit succinctement en Partie I section 2.2.4, beaucoup de recherches sont en cours sur cette technologie de communication qui permettrait d'assister la gestion, maintenance, exploitation, valorisation des réseaux d'observations multi-locales environnementaux et faciliterait donc leur généralisation.

Le volume très important de données enregistrées durant presque 3 ans d'expérimentation par ce dispositif spatialisé constitue une première difficulté pour l'exploitation des chroniques. Mais les possibilités d'analyses des observations multi-locales ouvrent de nouvelles perspectives pour représenter et comprendre la réponse hydrologique du bassin versant.

3 Exploitation des données de l'expérimentation multi-locale

Ce chapitre présente les objectifs et les méthodes développées pour valoriser les données de l'expérimentation multi-locale dans le cadre du besoin en connaissance du fonctionnement des réseaux hydrographiques.

3.1 Approche et objectifs

3.1.1 Fonctionnement du réseau de drainage : simplicité ou complexité ?

L'activité de drainage du réseau hydrographique lors d'un épisode pluvieux est liée à la production du ruissellement qui dépend essentiellement de l'intensité des averses par rapport à la capacité d'infiltration des sols, et de manière conjointe à la vitesse à laquelle les eaux de ruissellement peuvent se déplacer vers le réseau. Les ruissellements élémentaires rejoignent le réseau hydrographique puis se propagent. C'est la dynamique de ruissellement dans l'espace qui détermine la vitesse de concentration des eaux dans le réseau de drainage et qui contribue à la forme de l'hydrogramme.

En termes de débit le long d'un réseau hydrographique, l'importance progressive de la surface contributive sur le transfert a été observée depuis de nombreuses années. Ainsi, de manière empirique sous hypothèse d'averses homogènes, le débit de pointe est lié à la surface contributive par une fonction puissance (Roche, 1963 ; Ogden & al, 2003) :

$$Q_p = kA^n \quad (\text{Equ.4.2})$$

Avec :

Q_p : débit de pointe du bassin versant

A : Superficie du bassin versant

K et n : coefficients liés aux caractéristiques géographiques et pluviométriques locales avec $n < 1$.

Cette formulation de la réponse hydrologique se traduit par un amortissement du débit de pointe aux cours du cheminement de l'eau dans le réseau. Les différentes phases de l'écoulement se produisant en un point du réseau se reproduisent en aval avec un décalage de temps nécessaire à la propagation de l'onde de crue (phénomène ondulatoire associé à la propagation d'une crue dans un cours d'eau). A chaque passage d'un tronçon du réseau à l'autre, les temps de propagation changent. Au niveau d'une confluence les hydrogrammes faisant suite à une averse homogène se mélangent, mais en raison du déphasage des pointes, le maximum de l'hydrogramme résultant sera toujours plus ou moins inférieur à la somme des deux débits de pointe (Roche, 1963). Un second type d'abattement se produit par diffusion dans le lit du cours d'eau. Une surface plus réduite des bassins induit globalement moins de perturbations dans le transfert. L'effet d'amortissement de la réponse est alors moins marqué. En tous points du réseau, la liaison entre le débit et l'aire drainée (Equ.4.2) est d'autant plus forte que le ruissellement est produit de manière efficace et de façon homogène dans l'espace. Par exemple cette règle se vérifie aisément en bassins emboîtés dans un contexte très hortonien qui induit une tendance à la linéarité dans la réponse, comme l'ont montré les analyses effectuées dans un bassin expérimental rural de l'USDA¹⁰ (Ogden & al, 2003).

¹⁰ United States Department of Agriculture

En revanche cette « simplicité » de fonctionnement n'est pas valable dans des contextes de non linéarité de la réponse hydrologique, lorsque par exemple la linéarité est perturbée par l'action de zones saturées qui se mélangent aux effets des autres facteurs physiques. C'est le cas des bassins ruraux de moyenne montagne sur socle cristallin tel que l'Yzeron (cf Partie II, Chapitre 2). Les zones saturées sont réparties de manière hétérogène et induisent une inertie de la réponse qui se traduit par l'entretien d'un débit de base sur des durées largement supérieures à celles des épisodes pluvieux. Ce comportement conduit à une contribution très variable à l'écoulement rapide de crue (Cosandey & Oliveira, 1996) qui dépend de l'état d'humidité antérieur. C'est pourquoi, en lien avec l'action de ces zones, l'existence de seuils de fonctionnement a été proposée pour expliquer le passage d'une réponse hydrologique perturbée à une réponse plus linéaire lors de crues violentes. Une hypothèse d'engorgement progressif des zones saturées du haut vers le bas des versants qui finiraient par se connecter au réseau et rendre soudainement contributif l'ensemble du complexe versant-réseau a été proposée (Cosandey, 1994). Les surfaces ruisselantes se développent jusqu'en bas des versants où elles rejoignent la zone saturée de fond de vallon, et ce jusqu'à ce qu'il n'y ait plus d'effet tampon capable d'absorber le ruissellement venant de l'amont. Toutefois dans ce même contexte de bassins du Massif Central sur socle, d'autres travaux montrent que des montées de crue rapides peuvent également résulter d'un ruissellement hortonien qui se développe dans des zones favorables proches du drain principal. Cela peut être lié à des structures anthropiques. Seules les crues les plus violentes, après des précipitations très abondantes et présentant des intensités élevées, sont liées à une extension marquée des zones contributives du fait de fortes capacités d'infiltration des sols (Martin & Didon-Lescot, 2009).

3.1.2 Quelles approches pour exploiter le dispositif multi-local ?

La multiplicité des facteurs agissant sur l'initiation du drainage amène à différents scénarios de propagation du flux dans le réseau hydrographique très différents les uns des autres comme illustré de manière schématique par la Figure IV.8.

La propagation suivant la topologie avec une lame d'eau écoulee croissante (Figure IV.8-S1) est l'hypothèse la plus logique et attendue en contexte hortonien sous pluie homogène (Equ.4.2) (Ogden & al, 2003). La propagation suivant la topologie avec une lame d'eau décroissante (Figure IV.8-S4) suppose d'énormes pertes en cours de transfert dans le réseau, ce n'est pas l'hypothèse la plus couramment admise mais elle a été observée sur de grands bassins dans le cas de pluie hétérogène concentrée sur l'amont (Goodrich & al, 1997). La propagation dans un ordre opposé à la topologie de réseau avec une lame d'eau croissante (Figure IV.8-S2) est plausible lorsque la dynamique de ruissellement est ralentie en amont par des phénomènes de perte par infiltration dans des stocks tampons de surface comme les zones saturées. Le même scénario avec une lame d'eau décroissante (Figure IV.8-S3) est quand à lui peu probable sous hypothèse de pluie homogène sur le bassin.

Différents aspects fondamentaux du fonctionnement des réseaux hydrographiques ne sont actuellement pas assez pris en compte de manière systématique car les données de terrain sont manquantes. Ce constat est préjudiciable face à des contextes hydrologiques complexes incluant des zones saturées en combinaisons avec d'autres facteurs agissant sur le transfert. C'est le cas du bassin versant de l'Yzeron dans le cadre du site pilote rural du Mercier

(cf Partie III section 3). Or, il est délicat de simplifier le fonctionnement du réseau hydrographique en utilisant un simple facteur d'échelle (Equ.4.2) pour modéliser toutes les situations hydrologiques en particulier en dehors des crues violentes.

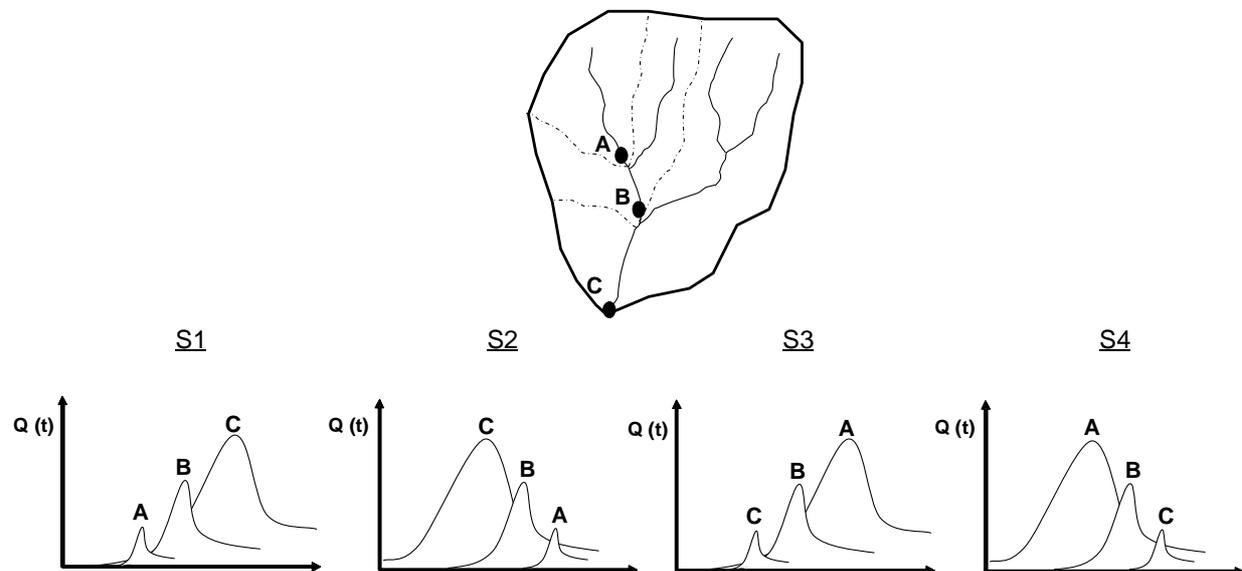


Figure IV.8 : Quatre scénarios possibles de propagation du transfert sur trois sous bassins emboîtés A, B et C, en fonction de la topologie du réseau et la grandeur de la lame d'eau écoulée : en suivant la topologie avec une lame d'eau croissante (S1), en suivant la topologie avec une lame d'eau décroissante (S4), en suivant un ordre inverse à la topologie avec une lame d'eau croissante (S2), en suivant un ordre inverse à la topologie avec une lame d'eau décroissante (S3).

Les propagations suivant la topologie avec une lame d'eau écoulee croissante (Figure IV.8-S1) devraient, dans des petits bassins versant ruraux de quelques km² comme le Mercier, rester rares et limités aux évènements extrêmes. Sous hypothèse de pluie homogène, il semble raisonnable de penser que le fonctionnement du réseau du Mercier se situe autour des scénarios S1 et S2 (Figure IV.8) pour lesquels la lame d'eau écoulee s'accroît avec le rang topologique. C'est l'hypothèse que nous suivons car dans cette étude, nous ne disposons pas de mesures suffisamment précises des débits via le dispositif limnimétrique multi-local pour étudier l'évolution de la lame d'eau dans le réseau de drainage. Mais face à la complexité des processus, l'enjeu de connaître au sein du réseau les facteurs contrôlant la réponse ainsi que la dynamique topologique de drainage dans différentes situations hydrologiques reste pertinent.

3.1.3 Objectifs et contraintes

Nous souhaitons évaluer l'intérêt du dispositif d'observations limnimétriques multi-locales mis en œuvre sur le Mercier pour amener vers une meilleure compréhension du fonctionnement du réseau hydrographique en substitution de suivis de terrain lourds et coûteux. Il s'agit d'étudier comment se construit la réponse de surface dans la topologie du réseau hydrographique du Mercier lorsqu'il est sollicité par un épisode pluvieux. Dans ce but, les trois principales étapes d'exploitation des chroniques limnimétriques collectées à l'aide du dispositif multi-local sont résumées dans le Tableau IV.V. Ces étapes d'analyse des données limnimétriques conduisent à unir des connaissances sur des aspects spatiaux et temporels du fonctionnement du réseau de drainage peu pris en compte actuellement dans les applications hydrologiques.

Tableau IV.V : Objectifs de l'exploitation du dispositif multi-local mis en œuvre dans le réseau du Mercier en lien avec les différents aspects du fonctionnement des réseaux hydrographiques actuellement peu pris en compte dans les applications hydrologiques

Déficit d'information sur le fonctionnement du réseau hydrographique :	Etapes d'analyse des chroniques limnimétriques multi-locales en stations emboîtées :
Au niveau temporel et spatial : méconnaissance des cycles d'expansion et contraction du réseau de drainage	1) Identification des stations dont le fonctionnement est très intermittent et étude des facteurs déclencheurs du drainage
Au niveau des processus, variabilité des facteurs de contrôle du débit de pointe au sein du réseau en conditions de non linéarité	2) Etude de la hiérarchie des facteurs contribuant à l'élaboration du débit de pointe dans les stations emboîtées
Au niveau temporel méconnaissance de la dynamique de propagation de la crue dans le réseau de drainage	3) Adaptation et analyse comparative de temps caractéristiques des hydrogrammes de crue dans les stations emboîtées

Classiquement, comprendre la réponse hydrologique par l'analyse pluie-débit consiste à établir une relation entre des sollicitations de précipitation et des variations temporelles de débit en un point du réseau : l'exutoire du bassin versant. Cette approche globale permet de déterminer les processus majeurs à l'œuvre de la transformation pluie-débit en caractérisant une fonction de production et une fonction de transfert. Les modalités de cette transformation dépendent de deux grandes catégories de facteurs qui interagissent : des facteurs structurels liés à la géographie des bassins et des facteurs fonctionnels liés au cycle de l'eau.

De la même façon, notre objectif est d'ici d'associer la réponse des diverses stations limnimétriques à ces deux catégories de facteurs à travers les trois étapes d'analyse proposées. Dans le cas d'un réseau de drainage intermittent voire temporaire comme le Mercier qui présente une forte saisonnalité de fonctionnement, l'analyse doit être effectuée à deux échelles temporelles (Tableau IV.V) :

- Echelle annuelle

Ce niveau d'échelle concerne seulement l'étape 1 consistant à déterminer les tronçons et les périodes intermittentes, par distinction avec celles qui bénéficient d'un écoulement de base.

- Echelle de l'épisode pluvieux

Ce niveau d'échelle concerne les étapes 2 et 3. L'analyse est effectuée pour une série d'épisodes pluvieux dans le but d'identifier les facteurs pluviométriques contrôlant la réponse hydrologique des tronçons instrumentés. Il est important de chercher à identifier le poids des antécédents de pluie relatifs à un niveau d'échelle temporelle large par rapport à celui des caractéristiques de la pluie dans la réponse observée.

Cependant, l'analyse croisée des dynamiques pluviométriques et limnimétriques multi-locales pose directement le problème de la connaissance spatialisée de la pluie dans le bassin versant. Cet aspect est fondamental car il s'agit du principal facteur qui contrôle le fonctionnement du réseau hydrographique. L'homogénéité de la pluie dans l'espace et le temps est contrôlée dans la mesure des données disponibles de façon à limiter les effets de ce facteur sur les écarts de comportement des différentes stations limnimétriques, pour pouvoir évaluer les

effets des autres facteurs physiques sur le fonctionnement du réseau de drainage. Le travail de dépouillement se limite donc à une sélection d'épisodes pluvieux adaptée pour ces objectifs.

Compte tenu de ces limites métrologiques concernant la pluie et le débit, il est important de préciser que la plus value apportée par le dispositif multi-local n'est pas de réaliser une analyse précise des processus hydrologiques pour chaque station de manière individuelle. L'intérêt d'un tel dispositif est plutôt d'acquérir une vue synoptique du fonctionnement du bassin versant, qui reste le niveau d'échelle ciblé, en analysant comparativement les résultats obtenus localement sur chaque station.

3.2 Sélection des séries et des variables pluviométriques pour l'étude des réponses hydrologiques multi-locales

Dans cette section analyses et sélections des épisodes pluvieux les plus pertinents pour l'exploitation du dispositif limnimétrique multi-local sont présentées de manière à réaliser les trois étapes d'analyse proposées plus haut (Tableau IV.V) dans de bonnes conditions.

3.2.1 Variabilité spatiale de la pluie lors de l'expérimentation

Sur la période d'expérimentation multi-locale, les épisodes pluvieux ont été nombreux en particulier en 2007 et 2008 (Figure IV.9), qui présentent des cumuls annuels de respectivement 917 et 841 mm, supérieurs à la normale de la zone du Mercier de 728 mm (moyenne sur 10 ans consécutifs). Ces années sont l'objet d'épisodes importants avec des hauteurs de précipitations de 60 à 75 mm présentant des périodes de retour relativement élevées de 4 à 5 ans. L'année 2009 avec 641 mm est moins pluvieuse que la normale, avec un été sec et chaud qui se rapproche de la tendance météorologique enregistrée depuis le début des années 2000.

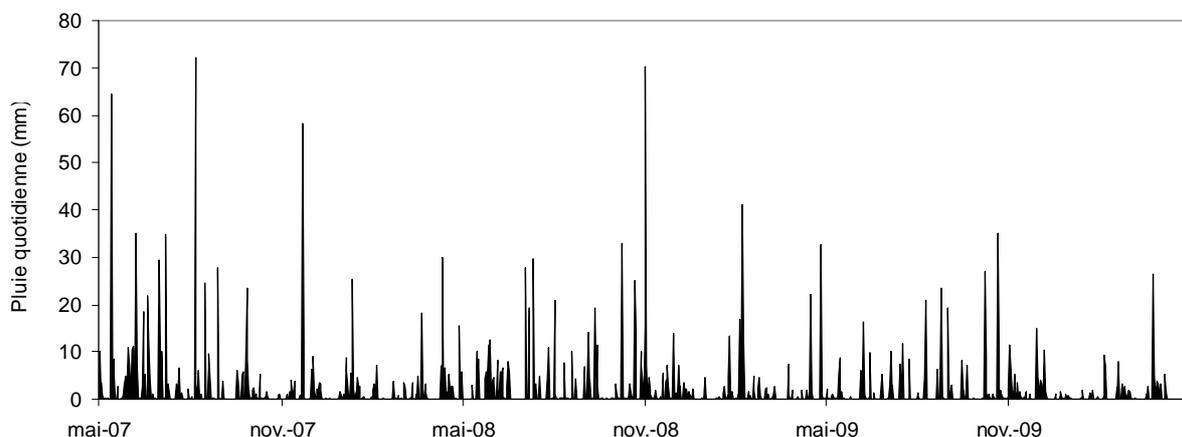


Figure IV.9 : Pluviométrie quotidienne mesurée sur la période d'expérimentation limnimétrique multi-locale sur le bassin versant du Mercier.

Un potentiel d'une cinquantaine d'épisodes pluvieux a été identifié sur lequel la variabilité spatiale des précipitations a été étudiée à partir des quatre pluviomètres disponibles. L'analyse de corrélation entre les séries pluviométriques montre globalement une forte proximité entre la pluie totale et la durée des épisodes pluvieux observés conjointement (Tableau IV.VI et Tableau IV.VII). Les coefficients de corrélation les plus élevés sont systématiquement associés au pluviomètre « MercierBS ». Les épisodes pluvieux qui ont lieu sur le

relief nord (SPP) et sur le relief sud (Camping) du bassin versant génèrent des corrélations plus faibles que ce soit sur la pluie totale ou la durée.

Tableau IV.VI : Matrice des corrélations de Pearson entre les volumes de précipitations relevés sur les 4 pluviomètres (Figure IV.2) lors de l'expérimentation multi-locale sur le bassin versant du Mercier.

	SPP		Pollionnay		MercierBs		Camping
SPP	1		N=42		N=25		N=16
Pollionnay	0,886	p<0,01	1		N=20		N=9
MercierBs	0,918	p<0,01	0,981	p<0,01	1		N=12
Camping	0,816	p<0,01	0,827	p<0,01	0,895	p<0,01	1

Tableau IV.VII : Matrice des corrélations de Pearson entre les durées des épisodes pluvieux mesurées sur les 4 pluviomètres (Figure IV.2) lors de l'expérimentation multi-locale sur le bassin versant du Mercier.

	SPP		Pollionnay		MercierBS		Camping
SPP	1		N=42		N=25		N=16
Pollionnay	0,892	p<0,01	1		N=20		N=9
MercierBs	0,926	p<0,01	0,968	p<0,01	1		N=12
Camping	0,802	p<0,01	0,884	p<0,01	0,950	p<0,01	1

Ces résultats confirment que le pluviomètre située en position centrale « MercierBS » est le meilleur compromis pour fournir la lame d'eau d'un épisode pluvieux représentative de l'ensemble du bassin versant du Mercier. Ce pluviomètre est donc prioritaire pour fournir les variables pluviométriques nécessaires à l'analyse du fonctionnement multi-local du réseau hydrographique. En cas de lacunes, les valeurs mesurées par le second pluviomètre disponible présentant les meilleures corrélations sont utilisées. Cependant la relative faiblesse de liaison entre les mesures des pluviomètres localisés sur les reliefs et en plaine est le signe d'une hétérogénéité fréquente de la pluie qu'il est nécessaire de contrôler pour exploiter les observations multi-locales.

3.2.2 Sélection d'épisodes pluvieux « exploitables » pour l'analyse multi-locale

Sur la cinquantaine d'épisodes pluvieux disponibles sur la période d'expérimentation, seulement 31 d'entre eux ont pu être étudiés conjointement avec des données limnimétriques (Figure IV.10).

La moitié de ces épisodes présentent une pluie totale inférieure à 20 mm. Les deux tiers d'entre eux ont eu lieu entre avril et septembre. Les deux principaux critères de sélection des épisodes jugés les plus pertinents sont les suivants dans l'ordre d'utilisation :

- Réponses hydrologiques multi-locales interprétables

La grande majorité des épisodes inférieurs à 10mm et/ou d'intensité moyenne inférieure à 2 mm h⁻¹ n'ont pas généré des réactions significatives des stations aval les plus réactives. La lecture des limnigraphes est alors difficile pour une majorité de stations du fait notamment de la faible précision des capteurs utilisés. L'intérêt d'analyser ces épisodes est donc très limité. Seuls quelques épisodes ont été conservés en deçà de 10 mm de pluie lorsque l'intensité était suffisante pour générer une réponse interprétable dans une majorité de stations.

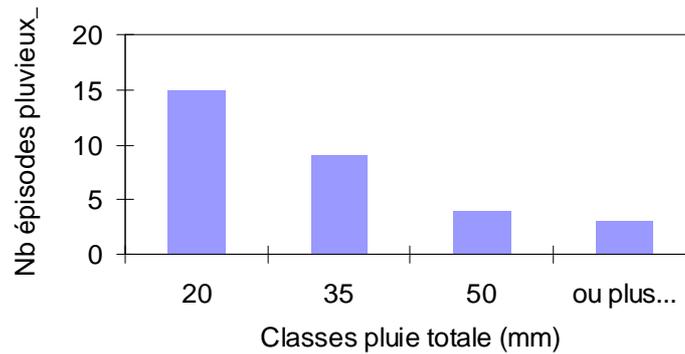


Figure IV.10 : Histogramme de répartition des 31 épisodes pluvieux disponibles pour l'analyse des chroniques limnimétriques en 4 classes de pluie totale.

- Unité et homogénéité de l'épisode :

Pour filtrer les épisodes pluvieux selon l'homogénéité spatiale et temporelle de la pluie, une tolérance maximale de 30% d'écart de pluie totale ou de décalage temporel a été appliquée entre les pluviomètres. Les écarts d'intensité sont généralement modestes et ne sont pas pris en compte. Lorsque les écarts entre les valeurs des pluviomètres internes au bassin du Mercier dépassent le seuil proposé, l'épisode pluvieux est considérée comme très hétérogène. Il devient délicat d'une part de lier la réponse observée dans les diverses stations limnimétriques aux caractéristiques de la pluie mesurée par les pluviomètres, et d'autre part d'analyser le rôle d'autres facteurs déterminant que la pluie.

3.2.3 Définition des variables pluviométriques utilisées

Huit variables pluviométriques sont extraites de la sélection d'épisodes pluvieux effectuée pour être analysées en lien avec la réponse hydrologique des stations multi-locales. Ces variables ont pour intérêt de pouvoir distinguer les stations dont la réponse est plutôt déterminée par un stockage de pluie antérieure et/ou par une quantité d'eau précipitée et/ou par une vitesse élevée de précipitation. Ces variables sont déterminantes car elles peuvent contrôler des seuils de déclenchement ou entretenir différents processus hydrologiques qui alimentent le réseau de drainage.

- Pluie totale (notée « Pluie ») :

Il s'agit de la pluviométrie totale enregistrée en mm sur la durée de l'épisode pluvieux. Le but est de vérifier dans quelle mesure la réponse dans les diverses stations du réseau est liée à la quantité de pluie.

- Durée de l'épisode pluvieux en heure (notée « Durée ») :

Il s'agit de l'intervalle entre le début et la fin des précipitations.

- Intensité moyenne horaire (notée « Imoy ») :

Il s'agit du rapport entre volume et durée de l'épisode pluvieux. Le pas horaire a été choisi car le bassin versant du Mercier n'est pas caractérisé par des réponses très rapides basées sur une dominante systématique de ruissellements hortonien. Cet indice peut permettre de discriminer les stations dont la réponse est particulièrement liée à l'intensité pluvieuse et donc à des ruissellements de nature hortonienne.

- Intensité maximale horaire (notée « Imax ») :

Il s'agit du volume de pluie maximal enregistré sur une durée d'une heure pendant l'épisode pluvieux. Cet indice est complémentaire à l'intensité moyenne

horaire et permet de discriminer les stations dont la réponse est potentiellement sensible à une concentration rapide du ruissellement.

- Indice de pluie antérieure (notée « IPA ») :

L'indice de pluie antérieure (IPA) permet de représenter le niveau d'humidité des sols. L'IPA est calculé ici au moyen de la formule utilisée par Girard (1975) :

$$IPA_j = (IPA_{j-1} + Pm_{j-1}) \cdot C \quad (\text{Equ.4.3})$$

Pm_{j-1} : pluie moyenne totale du jour j-1

IPA_{j-1} : indice des précipitations antérieures à j-1

IPA_j : indice des précipitations antérieures à j

C : coefficient compris entre 0 et 1

La valeur de C pour le calcul de l'IPA (Equ.4.3) est de 0,8.

- Cumuls pluviométriques antérieurs (notés « Ant.n j ») :

Les cumuls pluviométriques sont calculés à n=5, 10 et 30 jours antérieurs à l'épisode pluvieux. Leur usage permet de discriminer les stations dont la réponse est associée à l'humidité antérieure. Cette liaison peut être le signe de l'activité de nappes locales qui agissent sur la réponse hydrologique. Les antécédents pluvieux contribuent en effet à des stocks locaux dans des zones saturées qui peuvent potentiellement être mobilisés lors d'une crue. Un niveau de saturation élevé en préalable à un épisode important peut également renforcer la réponse hydrologique.

3.2.4 Description des épisodes pluvieux sélectionnés

Les caractéristiques des distributions statistiques des huit variables pluviométriques retenues sont présentées dans le Tableau IV.VIII. Les variables pluie, durée, Imax, et Ant.30j sont assez centrées autour de leur moyenne alors que les autres variables pluviométriques sont plus dispersées à cause de plusieurs épisodes possédant des valeurs très élevées par rapport à la moyenne.

Tableau IV.VIII : Statistiques des variables pluviométriques obtenues sur le pluviomètre « MercierBS » et issues de l'échantillon d'épisodes pluvieux sélectionnés.

Statistiques	Pluie (mm)	Durée (h)	Imoy (mm/h)	Imax (mm/h)	IPA	Ant.5 j	Ant.10 j	Ant.30 j
Moyenne	24,08	4,93	8,03	11,04	4,83	8,42	22,12	57,52
Médiane	20,00	4,68	6,41	8,00	2,85	3,40	16,40	46,20
Écart-type	16,63	3,40	7,54	8,22	5,45	10,55	21,69	36,36
Plage	67,50	11,30	35,29	34,25	21,74	37,00	83,00	137,20
Minimum	6,25	0,20	1,71	2,75	0,03	0,00	0,00	14,60
Maximum	73,75	11,50	37,00	37,00	21,77	37,00	83,00	151,80
Nombre d'épisodes	31	31	31	31	31	31	31	31

L'analyse en composante principale effectuée sur les huit variables pluviométriques de cette série atteint 62% de la variance totale sur les 2 premiers axes factoriels (Figure IV.11). On observe la diversité intéressante des épisodes sélectionnés malgré un effectif relativement modeste.

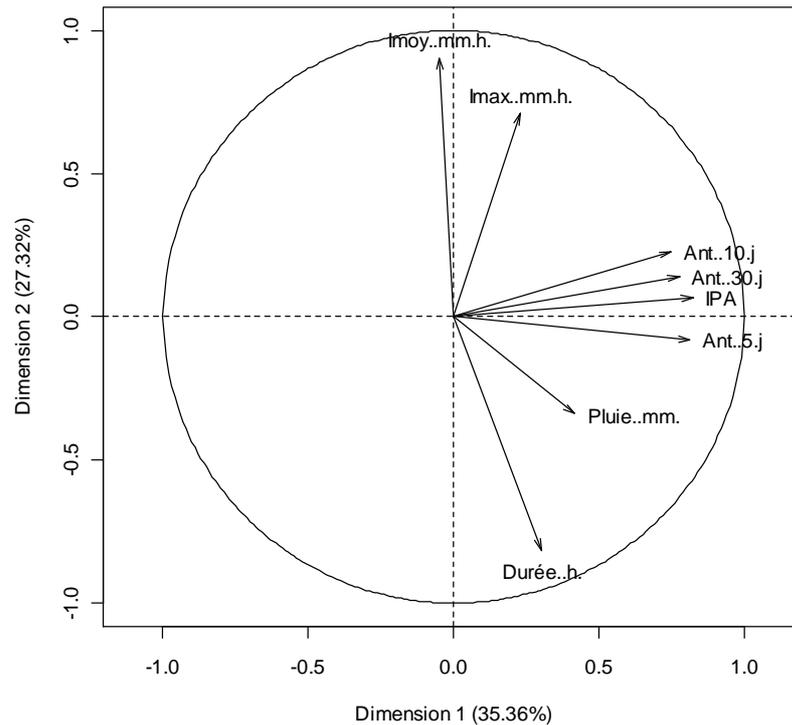


Figure IV.11 : Cercle des corrélations sur les deux premiers axes de l'analyse en composantes principales des variables pluviométriques de la série de 31 épisodes pluvieux ayant donné lieu à des observations par les stations limnimétriques.

Le premier axe montre la proximité importante des variables d'antécédents pluvieux et le clivage majeur qu'elles induisent dans la série d'épisodes pluvieux. Le second axe montre l'opposition entre d'une part les variables d'intensité et d'autre part celles de durée et volume total de pluie, confirmant que les épisodes de longue durée ne sont généralement pas les plus intenses. Le troisième axe factoriel met en évidence quelques épisodes à périodes de retour les plus élevées, marqués par des volumes importants couplés à des intensités maximales horaires élevés.

3.3 Méthodes pour l'analyse multi-locale de la réponse hydrologique

Les méthodes développées dans cette section sont liées aux deux premières étapes d'analyse des chroniques limnimétriques proposées dans cette étude (Tableau IV.V) : (1) l'identification et le déterminisme du caractère intermittent du réseau de drainage et (2) le déterminisme de la réponse hydrologique dans le réseau de drainage. Ces deux aspects sont étudiés à l'aide d'une même série d'épisodes pluvieux et des variables pluviométriques présentés plus haut. Des analyses complémentaires sont proposées à partir de mesures des débits au niveau des stations limnimétriques et de calculs des coefficients de ruissellement à l'exutoire du Mercier effectués dans le cadre du projet AVuPUR.

3.3.1 Analyse du caractère intermittent du réseau hydrographique

- Suivi multi-local et évolution de la densité de drainage

A l'échelle annuelle, le bassin versant du Mercier est marquée par un cycle hydrologique saisonnier à cause de l'alimentation et de la vidange de réservoirs de stockage des eaux. Pour prendre en compte cet aspect de fonctionnement et exploiter le potentiel du dispositif multi-local, l'évolution de la densité de

drainage du réseau a été suivie pendant l'année 2009. L'état hydrologique de chaque tronçon de réseau instrumenté est décrit à partir des chroniques limnimétriques sur 24 périodes de 15 jours durant l'année 2009. L'état hydrologique est qualifié suivant trois modalités :

⇒ Persistance d'un écoulement de base :

Le niveau d'eau est toujours supérieur à 1 cm sur la période observée.

⇒ Comportement intermittent :

Le niveau d'eau est inférieur à 1 cm et seul des épisodes pluvieux génèrent des dépassements ponctuels sur la période observée.

⇒ Assec total du tronçon :

Le niveau d'eau est inférieur à 1 cm et aucun épisode pluvieux ne se produit sur la période observée ou ne parvient à générer un niveau supérieur.

Cette méthode est appliquée sur l'année 2009 car cette année bénéficie d'un nombre important de stations limnimétriques en fonctionnement et sans lacunes, de plus c'est une année hydrologique qui se rapproche des normales météorologiques (cf section 3.2.1) avec un été sec et chaud qui a permis d'observer l'assèchement total du réseau hydrographique du Mercier.

La densité de drainage est calculée sur chaque période de 15 jours en affectant à chaque station d'observation un linéaire de réseau hydrographique qui correspond au découpage topologique. Lorsque deux stations sont sur un même rang topologique, le linéaire de réseau est réparti sur les deux stations selon leur position. La densité de drainage est ainsi calculée pour l'écoulement de base et pour l'écoulement intermittent. Cette densité peut être sous estimée car les tronçons de réseau d'ordre 1 non observés par le dispositif ne sont pas intégrés dans le calcul. Le résultat attendu donne un aperçu de l'état hydrologique du réseau hydrographique, il est mis en perspective avec la pluviométrie de l'année. La comparaison de cette synthèse annuelle entre station est une information complémentaire à relier à l'étude des réponses hydrologiques des stations sous forçage pluviométrique.

- Déterminisme de l'extension du drainage dans les régions intermittentes

L'existence d'une réponse à la pluie dans le réseau est un premier niveau d'information important dans le cas d'un réseau de drainage à caractère intermittent tel que celui du Mercier. Cela se traduit par l'apparition d'un écoulement ou en cas contraire d'une absence de transfert signe d'un niveau de connectivité hydrologique insuffisant pour aboutir à une concentration du ruissellement au point observé. Les occurrences de réponse et de non réponse lors des épisodes pluvieux disponibles parmi la série sélectionnée ont été comptabilisées pour chaque station limnimétrique. Un taux global de réaction est calculé pour chaque station à partir du nombre d'épisode pluvieux ayant donné lieu à un transfert ramené au nombre total d'épisodes pluvieux observés. Les stations présentant les fréquences les plus élevées d'état hydrologique intermittent font l'objet d'analyses spécifiques pour tenter de déterminer les facteurs pluviométriques responsables de l'activation du transfert dans le réseau (description de ces facteurs en section 3.3.2).

3.3.2 Caractérisation de la réponse hydrologique multi-locale

Même si les valeurs des débits sont inconnues ou mal connues, on peut mettre en évidence des hauteurs limnimétriques remarquables à partir de l'analyse des limnigraphes (Figure IV.12).

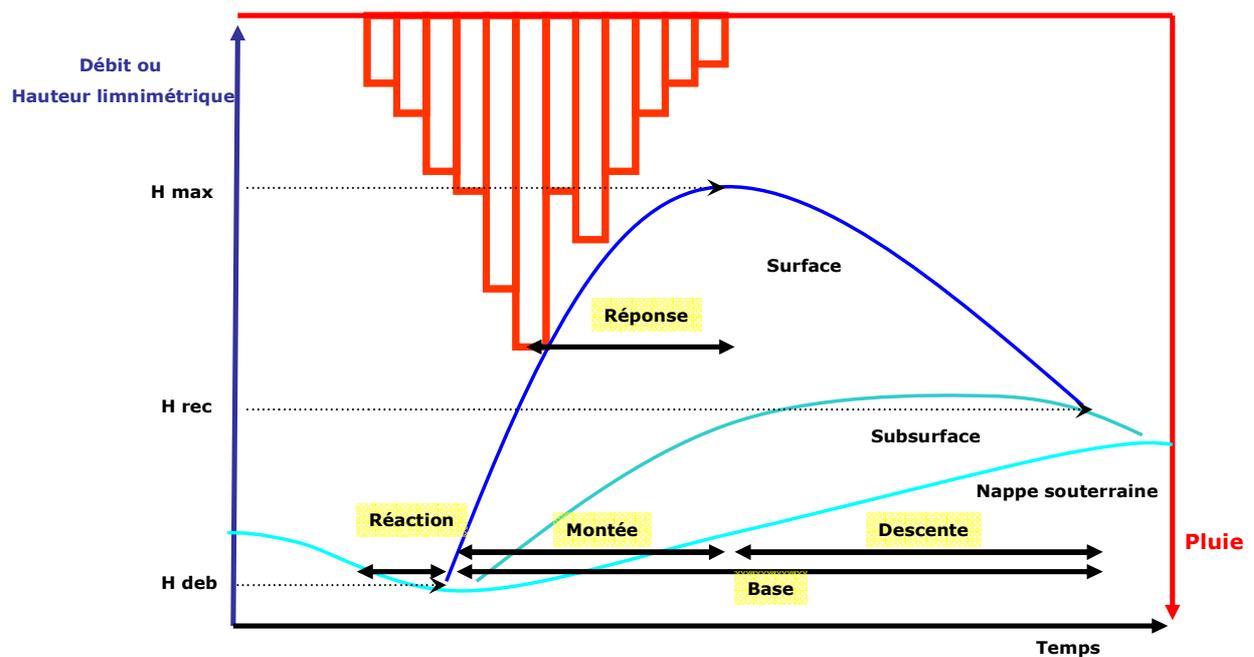


Figure IV.12 : Schéma conceptuel d'un hydrogramme de crue avec 3 composantes de l'écoulement : écoulements rapides de surface, écoulement retardé de subsurface, recharge de l'écoulement de nappe souterraine. Les durées remarquables sont surlignées en jaune. Les hauteurs remarquables sont les hauteurs au débit de pointe (H_{max}), de début de récession ou fin de crue (H_{rec}) et de début d'épisode (H_{deb}).

La hauteur d'eau en début d'épisode correspond au débit de base de la station. La hauteur d'eau maximale atteinte lors d'un épisode correspond au débit de pointe. La hauteur d'eau au point d'inflexion du limnigraphe est le signe du débit de récession hydrologique qui marque la transition entre les écoulements rapides et les écoulements retardés. Ces trois hauteurs remarquables sont appelées respectivement H_{deb} , H_{max} et H_{rec} (Figure IV.12).

L'extraction des hauteurs remarquables des limnigraphes est réalisée visuellement pour chaque couple station-épisode pluvieux. La Figure IV.13 illustre la diversité des dynamiques de réponse limnimétrique observées sur 12 stations du dispositif lors de 3 épisodes orageux estivaux successifs.

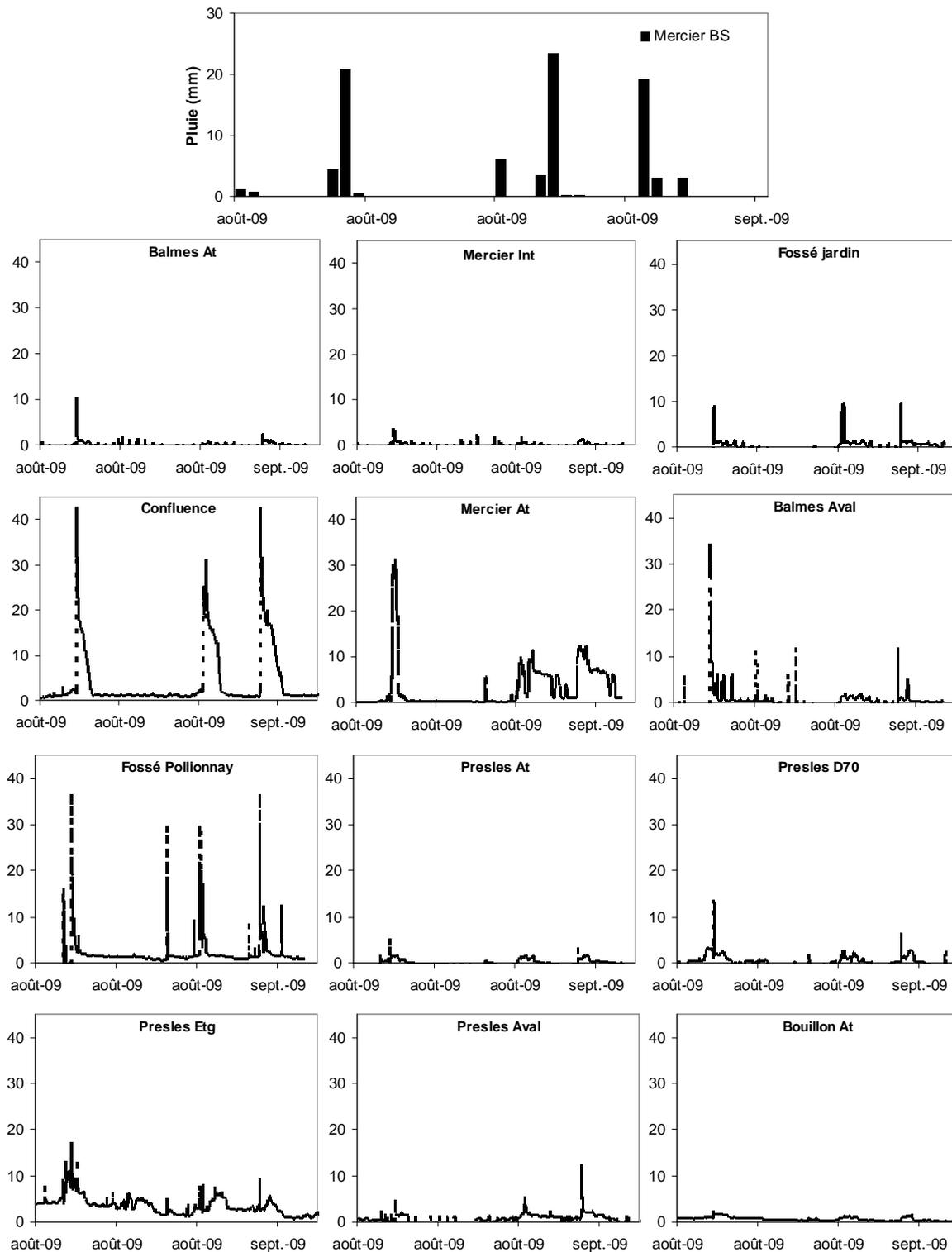


Figure IV.13 : Pluie quotidienne et niveaux d'eau au pas de 2 min sur 12 des 18 stations du dispositif multi-local en août 2009, marqué par 3 épisodes orageux. Les hauteurs d'eau sont en cm.

La forme du limnigraphe est également très différente d'une station à l'autre, les réponses sont très faibles sur certaines stations et très brutales sur d'autres. La hauteur H_{max} la plus élevée parmi ces 3 épisodes ne correspond pas systématiquement au même épisode pour chaque station, mais elle est facilement détectable. A cause de l'irrégularité des sections instrumentées et de la forme perturbée de nombreux limnigraphes, H_{rec} s'est révélé difficilement

délectable de manière précise même après passage à l'échelle logarithmique de la courbe de récession, c'est pourquoi cet indicateur n'a pas été retenu. Les indices H_{deb} , H_{max} et la différence $H_{max}-H_{deb}$ ont donc été préférentiellement ciblés pour s'intéresser exclusivement à la composante rapide de l'écoulement.

H_{max} est étudié pour évaluer les facteurs pouvant expliquer le débit de pointe d'une station lors d'un épisode pluvieux. H_{deb} ne peut être analysé qu'en relation avec des variables d'antécédents de pluie pour en estimer le lien possible avec le débit de base. Notons que H_{deb} ne sera intéressant à mettre en relation avec des antécédents que si ses valeurs sont majoritairement non nulles pour une station d'observation. C'est pourquoi cet indice concerne plus particulièrement les stations avals où l'existence d'un débit de base est plus fréquente. La différence $H_{max}-H_{deb}$ est isolée pour cibler l'accroissement de débit au cours de la montée de crue. Cet accroissement est élevé en cas de processus de transfert rapides et peut donc renseigner sur l'importance locale de ces processus.

Des différences sont attendues entre stations et donc entre tronçons de réseau par rapport aux différentes variables pluviométriques expliquant la réponse observée. Celles-ci sont discutées au regard de la localisation des stations dans la topologie de réseau et des facteurs physiques décrivant les bassins emboîtés.

3.3.3 Techniques d'analyse des liens entre réponses multi-locales et facteurs pluviométriques explicatifs

L'inventaire des liens recherchés entre les indicateurs de la réponse hydrologique multi-locale et les variables pluviométriques retenues est présenté dans le Tableau IV.XI.

Tableau IV.IX : Récapitulatif des liaisons étudiées entre les indicateurs de réponse des stations limnimétriques et les facteurs pluviométriques retenus.

Variables de réponse à expliquer	Variables explicatives	Hypothèses testées
Réponses /non réponse	Pluie totale	Seuil de pluie déclencheur du drainage
	Intensité maximale	Seuil d'intensité maximale déclencheur du drainage
	Intensité moyenne	Seuil d'intensité moyenne déclencheur du drainage
	Antécédents pluvieux	Seuil d'antécédents de pluie déclencheur du drainage
H_{deb}	IPA	Seuil d'humidité des sols déclencheur du drainage
	Antécédents pluvieux	Écoulement de base entretenu par des antécédents
H_{max}	IPA	Écoulement de base lié à l'humidité des sols
	Pluie totale	Débit de pointe déterminé par la pluie totale
	Intensité maximale	Débit de pointe lié aux plus fortes intensités horaires
	Intensité moyenne	Débit de pointe déterminé par l'intensité horaire
	Antécédents pluvieux	Débit de pointe lié à des antécédents de pluie
$H_{max} - H_{deb}$	IPA	Débit de pointe lié à l'humidité des sols
	Pluie totale	Croissance du débit lié à la pluie totale
	Intensité maximale	Croissance du débit lié aux plus fortes intensités horaires
	Intensité moyenne	Croissance du débit lié à l'intensité
	Antécédents pluvieux	Croissance du débit lié à une saturation préalable
	IPA	Croissance du débit lié à l'humidité des sols

Le choix des techniques utilisées pour valider les hypothèses correspondantes aux liens entre caractéristiques des réponses et caractéristique de la pluie

dépendent des contraintes de qualité des données collectées. La disponibilité en données limnimétriques exploitables sur les différentes stations est contrainte par la fréquence de réponse du réseau de drainage ainsi que par la durée parfois limitée d'expérimentation à cause de la mise en œuvre progressive des 18 stations de mesure dans le bassin (cf Chapitre 2). Par conséquent, les séries statistiques des variables pluviométriques qui sont confrontées aux séries de variables limnimétriques sont plus ou moins différentes d'une station à l'autre en termes d'épisodes observés et d'effectifs. De plus, ces effectifs fournissant les variables pluviométriques sont très modestes car ils sont compris entre 6 et 23 individus parmi les 31 épisodes disponibles. Il s'agit de la contrainte majeure qui va orienter le choix des techniques d'analyses mobilisables. Par exemple les faibles effectifs d'épisodes pluvieux empêchent de tester en conditions paramétriques de manière robuste par régression les effets des facteurs pluviométriques et de leurs éventuelles interactions.

- Déterminants de l'alternative réponse/non réponse des stations

La recherche des facteurs en cause dans le phénomène d'intermittence est effectuée par un traitement binaire de l'information présence/absence de réponse. Pour aller plus loin dans l'analyse du comportement intermittent du réseau hydrographique, les épisodes pluvieux observés dans les stations qui présentent les plus forts taux de non réponse sont séparés selon que l'épisode ait donné lieu ou non à une réponse observable. Pour chaque facteur pluviométrique et chaque station, deux séries sont constituées et comparées : lorsque la distribution associée aux réponses présente des valeurs en moyenne significativement plus élevées que la distribution associée aux non réponses, l'hypothèse que le facteur exerce un contrôle sur l'occurrence de la réponse peut être validée. Notons que cette approche souffre également de la contrainte présentée plus haut, à savoir que les séries d'épisodes pluvieux présentent de faibles effectifs et ne sont pas identiques d'une station à l'autre. Les deux épisodes présentant des valeurs pluviométriques élevées ont été écartés de cette analyse comparative pour se focaliser sur un échantillon homogène d'événements moyens. Enfin, compte tenu des faibles effectifs les comparaisons de distributions statistiques sont simplement discutées en termes de tendances, et interprétées avec réserve.

- Recherche des déterminants de la réponse hydrologique

La variabilité des hauteurs d'eau n'est pas exactement semblable à la variabilité des débits, mais l'évolution temporelle de ces deux variables reste identique et peut donc être testée. Dans l'analyse des liaisons entre hauteurs limnimétriques et pluie, il existe une source majeure d'incertitude qui repose sur la variabilité locale de la pluie qu'il est impossible de cerner rigoureusement avec seulement quelques pluviomètres. Néanmoins, l'hypothèse d'un lien ordinal entre les valeurs pluviométriques et celles qui décrivent la réponse locale du réseau de drainage est testée.

Compte tenu des différentes incertitudes évoquées, mais également à cause du faible effectif d'épisodes pluvieux satisfaisant les conditions de l'analyse, les corrélations entre les variables pluviométriques et hauteurs limnimétriques (Tableau IV.IX) sont calculées à l'aide d'un outil de mesure non paramétrique qui est le coefficient de corrélation sur les rangs de Spearman dit « Rho » compris entre -1 et 1 :

$$\rho = 1 - \frac{6 \sum (x_i - y_i)^2}{n(n^2 - 1)} \quad (\text{Equ.4.4})$$

Avec :

ρ : rho de Spearman

x_i et y_i : variables dont l'association est testée

n : effectif

Une forte corrélation entre deux variables en valeur absolue signifie qu'elles évoluent conjointement de manière ordinale. Sur les échantillons d'épisodes pluvieux le test de Kolmogorov-Smirnov effectué par couple de stations montre que, quelle que soit la variable pluviométrique, on ne peut conclure à une distribution identique des séries pluviométriques disponibles pour chaque station sans prendre un risque de première espèce parfois supérieur à 0,1. Ce biais impose d'interpréter avec réserve les résultats sur le déterminisme de réponse des stations qui disposent d'un faible effectif d'épisodes pluvieux. Néanmoins l'utilisation d'un test de corrélation de rang de Spearman, intégrant un risque de première espèce vient tempérer ce biais, en indiquant compte tenu des effectifs d'épisodes, la valeur critique du risque de première espèce utilisé pour valider la corrélation entre variables limnimétrique et pluviométrique.

Les interactions entre facteurs pluviométriques ne peuvent pas être traitées mais le fait de travailler à la fois sur un indicateur de débit de pointe (H_{\max}) et un indicateur de croissance du débit ($H_{\max} - H_{\text{deb}}$) peut révéler des synergies possibles entre variables de forçage pluviométrique dans leur influence sur la réponse. Ce type d'interprétation ne sera valable que pour des facteurs pluviométriques qui sont indépendants donc non corrélés. C'est principalement le cas des variables qui décrivent l'épisode pluvieux d'une part et celles qui décrivent les antécédents d'autre part qui pourront faire l'objet de synergies positives ou négatives sur la réponse.

3.3.4 Observations et analyses complémentaires

Des analyses complémentaires à cette étude des réponses hydrologiques multi-locales ont été effectuées pour aider à l'interprétation du fonctionnement du réseau hydrographique. Il s'agit principalement d'observations des débits sur les stations multi-locales et d'une analyse du coefficient de ruissellement à l'exutoire :

- Observations spatialisées des débits de récession

Parallèlement à l'expérimentation multi-locale, des mesures ponctuelles de débits ont été effectuées par dilution au niveau des stations limnimétriques. Ces campagnes de mesures spatialisées des débits permettent de fournir des ordres de grandeur pour comparer quantitativement les réponses des bassins emboîtés observées par les stations. Compte tenu du temps nécessaire pour réaliser une mesure de débit sur chaque station, il n'a pas été envisageable d'obtenir une cartographie « instantanée » des débits en cours d'épisode pluvieux. Dans l'objectif de comparer les débits entre stations, les mesures n'ont pu être effectuées qu'en période de récession d'épisode conséquents durant laquelle la décroissance de débit est généralement très lente. Une hypothèse de stationnarité des débits sur chaque station est alors plus vraisemblable durant la période de jaugeage. L'information obtenue peut être plus facilement interprétée spatialement. Elle ne concerne pas les processus rapides de transfert qui se

déroulent en cours d'épisode pluvieux mais l'analyse comparative des débits spécifiques et de leur persistance donne une indication sur l'importance relative des écoulements retardés entre station. Cette analyse est mise en perspective avec les résultats sur les déterminants majeurs de la composante rapide de l'écoulement dans les stations multi-locales.

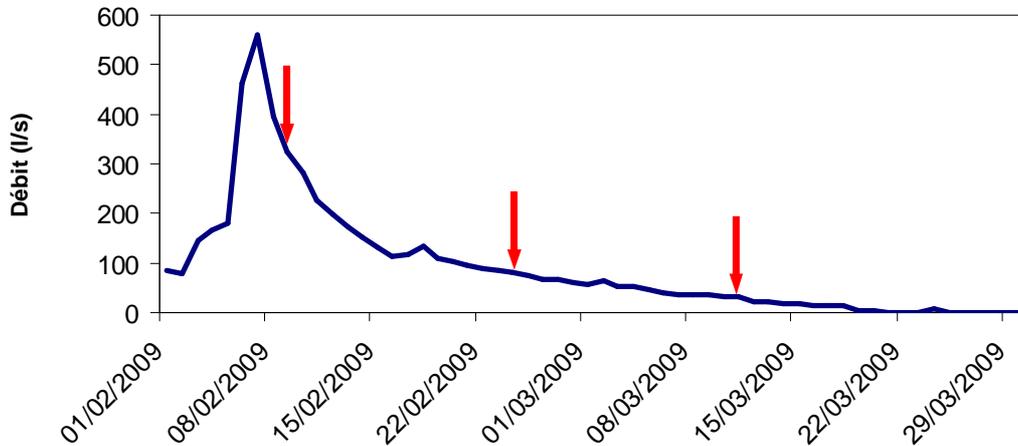


Figure IV.14 : Crue du 6 février 2009 à l'exutoire du bassin versant du Mercier et positionnement des campagnes de jaugeage au niveau des stations du dispositif multi-local.

L'épisode pluvieux jaugé est celui du 6 février 2009 qui a généré un débit de près de 600 l/s à l'exutoire du Mercier. Les campagnes de jaugeages sont effectuées à 3 dates en cours de récession (Figure IV.14).

- Analyse du coefficient de ruissellement à l'exutoire du Mercier

Parallèlement à l'expérimentation multi-locale, une analyse pluie-débit à l'exutoire du Mercier a été actualisée et étendue dans le cadre du projet AVuPUR (Michel, 2009 ; Braud, 2011). Les chroniques pluie-débit sont disponibles depuis plus de 10 ans sur la station hydrométrique localisée à l'exutoire du bassin versant expérimental du Mercier. Les chroniques de débit ont été validées puis la totalité des épisodes pluvieux a été extraite automatique à l'aide d'un algorithme développé à l'IRSTV¹¹ de Nantes (Morena, 2004) partenaire du projet AVuPUR. Ces travaux font état d'un niveau élevé d'incertitudes associées à l'estimation des débits à l'exutoire car l'ouvrage est large, et la croissance du débit s'exprime par de la vitesse plutôt que par de la hauteur. Ces incertitudes se répercutent sur les valeurs de débits en particulier pour les faibles valeurs. Il en résulte que le calcul du coefficient de ruissellement (CR) estimé par la différence entre le coefficient d'écoulement total et le coefficient d'écoulement de base, n'est pas exploitable pour un grand nombre d'épisodes qui ont donc été exclus des analyses (Michel, 2009).

Le but de l'analyse complémentaire proposée est de vérifier comme l'ont montré les travaux antérieurs (Gnouma, 2006) que sur le bassin du Mercier le débit de base avant épisode est, entre autres facteurs, significativement explicatif des coefficients de ruissellement. La spécificité de l'analyse est ici de se placer dans des conditions similaires à l'étude des réponses hydrologiques multi-locales en sélectionnant des épisodes qui présentent une pluie moyenne qui se rapproche de la série sélectionnée pour l'étude multi-locale. Sur la base de la série d'épisodes pluvieux associés à des CR exploitables extraits entre 2005 et 2008

¹¹ Institut de Recherche en Sciences et Techniques de la Ville

(Michel, 2009), les épisodes pluvieux supérieurs à 15 mm ont été sélectionnés de manière à garantir une mise en activité significative du réseau hydrographique en écartant les 4 épisodes pluvieux présentant des périodes de retour très élevées. Au final, 36 épisodes pluvieux ont été sélectionnés sur un potentiel de 40 épisodes exploitables de plus de 15 mm. Le lien entre les valeurs de débit de base, assimilé au débit en début d'épisode, de pluie totale, d'intensité maximale et de débit de pointe a été étudié par régression linéaire multiple pour expliquer les valeurs du CR calculé.

Le lien particulier entre débit de base et CR permet de valider le rôle positif de l'antécédent d'humidité sur le transfert rapide au sein du bassin versant. Le résultat de cette étude sera une aide à l'interprétation des réponses multi-locales du réseau de drainage, car aucun calcul de coefficients de ruissellement n'est possible au niveau des stations limnimétriques.

3.4 Méthodes pour l'analyse de la dynamique de crue

Plusieurs méthodes sont proposées pour analyser et représenter les dynamiques spatiales de drainage ou « patterns » observés dans le réseau hydrographique du Mercier.

3.4.1 Caractérisation de la dynamique de drainage

La lecture du pattern de réponse du réseau de drainage à un épisode pluvieux consiste à évaluer la cohérence de la propagation de la crue dans la topologie du réseau. Pour cela l'analyse de la dynamique est effectuée à deux niveaux :

- Patterns détaillés de réponse lors de divers épisodes pluvieux

Le « pattern » de drainage d'un épisode pluvieux est identifiable en comparant les temps caractéristiques du limnigraphe des stations emboîtées. L'objectif est donc ici de différencier les stations à partir d'indicateurs temporels prélevés sur les courbes limnimétriques. Ensuite, ces indicateurs sont cartographiés de manière à illustrer le pattern. Quelques épisodes pluvieux aux caractéristiques diverses ont été sélectionnés parmi la série constituée plus haut (cf section 3.2) puis les résultats sont analysés séparément et comparativement.

- Tendances majeures du pattern de réponse sur une série d'épisodes

Nous formulons l'hypothèse qu'il existe des patterns de réponse récurrents qu'il est souhaitable de caractériser pour mieux comprendre la connectivité hydrologique du bassin. Les masses d'eau qui transitent par des stations dont la réponse est systématiquement en retard par rapport à celle de l'exutoire auront plutôt tendance à participer à la récession hydrologique en aval, plutôt qu'à la composante rapide de la crue. La situation inverse correspond à une hypothèse de transfert amont-aval classiquement attendue. Ces deux tendances opposées sont recensées à partir d'une série d'épisodes pluvieux pour fournir une cartographie permettant d'identifier et localiser la fréquence de chacune.

3.4.2 Adaptation et usage de temps caractéristiques de l'hydrogramme

Les temps caractéristiques comme les temps de concentration, de réponse ou de montée de crue (Figure IV.12) sont utilisés classiquement pour décomposer l'hydrogramme de crue selon les principaux processus hydrologiques. Le temps de concentration est le maximum de durée nécessaire à une goutte d'eau pour parcourir le chemin hydrologique entre tous points du bassin et le point de mesure (exutoire du bassin). Le temps de réponse correspond à la durée qui sépare le début de la pluie nette, c'est-à-dire la pluie qui commence à être

transformée en ruissellement rapide, du débit de pointe. Le temps de montée est la durée qui sépare le début de l'écoulement rapide (ou début de la concentration) et le débit de pointe.

Ces temps caractéristiques sont utiles à l'analyse pluie-débit par les processus dans les grands bassins, mais doivent être adaptés aux besoins de notre étude de la dynamique multi-locale en petits bassins. Celle-ci nécessite en particulier de pouvoir comparer précisément les durées de réponse des stations et pour cela d'utiliser un référentiel commun qui permette de comparer précisément les stations et de prendre en compte la dynamique de la pluie. En effet, dans des bassins de petites tailles le temps de concentration est faible car les distances parcourues par l'eau sont limitées. Par conséquent un épisode pluvieux composé par exemple de deux averses peut générer deux pics de débit donc deux réponses successives. En revanche dans les mêmes conditions, l'hydrogramme de plus grands bassins en aval peut ne restituer qu'un seul pic de débit à cause du phénomène d'amortissement de la crue dans le réseau (cf section 3.1.1).

En outre, des réponses formées de pointes successives peuvent être liées à d'autres processus lorsque le temps de concentration est atteint en cours d'épisode pluvieux. Une tendance à la linéarité de réponse peut s'installer et la forme de l'hydrogramme peut être alors conditionnée par l'agrégation des écoulements transférés par la totalité de la surface des bassins avec des temps de parcours qui dépendent de la forme géométrique du bassin versant (Ce type de fonctionnement sera abordé en détail dans la Partie 5).

Pour discuter de cette complexité, il est important de pouvoir identifier la naissance et le devenir des formes de réponse au sein du réseau de drainage de manière à localiser grâce au dispositif multi-local les zones d'amortissement de la réponse dans le réseau puis fournir des hypothèses sur les facteurs qui en sont la cause. Compte tenu de ces différentes contraintes, les adaptations des temps caractéristiques ont pour but de mettre en évidence les déphasages entre stations limnimétriques par le biais des deux patterns de réponse suivants :

- Le pattern des « réactions »

Le temps de réaction est la durée séparant le début de la pluie du début de la réponse. Le calcul de cette durée vise à détecter l'élaboration d'une onde de crue propagée dans les stations emboîtées. Le but est de révéler les déphasages entre stations sur le début de la concentration rapide de l'écoulement dans le réseau. Il est important pour cela de cibler l'instant de montée franche, c'est à dire une hausse du niveau d'eau significative et durable après le début de la pluie. Les petits mouvements limnimétriques liés à des surfaces contributives très proches ne sont pas pris en compte mais considérés comme des bruits parasites.

- Le pattern des « réponses »

Le temps de réponse est difficilement comparable entre les stations limnimétriques car l'instant de référence pour son calcul est théoriquement le début de la pluie nette. Cet instant n'est donc pas commun à toutes les stations du réseau. De plus les conditions de pluie homogène ne sont pas rigoureusement valides lors de notre expérimentation. Compte tenu de cette complexité liée aux processus, et l'objectif étant plus simplement de mettre en évidence des déphasages dans la réponse des multiples stations, l'instant de référence choisi pour calculer le temps de réponse est le début de la pluie. La réponse est éventuellement décomposée en plusieurs « sous réponses » intermédiaires lorsque la courbe limnimétrique présente des rebonds significatifs à cause de pics

de débit intermédiaires. Ces séries de pics sont souvent associées aux averses qui sont mesurées avec une résolution de 0,2 à 0,25 mm selon les pluviomètres. Les temps de réaction et de réponses calculés sur les stations sont ensuite normalisés par la durée de l'épisode pluvieux de la manière suivante :

$$T_{rn} = \frac{T_r}{T_p} \times 100 \quad (\text{Equ.4.5})$$

Avec :

T_{rn} : temps de réaction/réponse normalisé

T_r : temps de réaction/réponse

T_p : durée de l'épisode pluvieux

Cette formulation permet une présentation homogène pour comparer les patterns entre épisodes et permet de détecter les régions du réseau de drainage qui répondent après la fin de la pluie.

3.4.3 Sélection d'évènements pour décrire des patterns de drainage

Pour étudier la dynamique de crue sur des épisodes pluvieux individuels, les événements pluvieux ont été sélectionnés suivant plusieurs critères. En premier lieu l'homogénéité de la pluie a été vérifiée dans la limite des moyens disponibles (cf section 3.2), puis la disponibilité et la validité des données limnimétriques à partir d'un nombre le plus important possible de stations sans lacunes. On part du principe que l'intensité est un facteur majeur déterminant le phénomène de concentration et de mise en mouvement que l'on cherche à identifier en termes dynamiques (cf 3.2.1). Les épisodes choisis sont tous caractérisés par une intensité de pluie assez élevée ayant donné lieu à des patterns intéressants de réponse du réseau de drainage.

Tableau IV.X : Caractéristiques des épisodes pluvieux sélectionnés pour l'étude de la dynamique spatiale de crue à l'aide des stations limnimétriques.

Date	Nb stations	Débit exutoire (l/s)		Pluie (mm)	Durée (min)	I moy (mm/h)	I max (mm/h)	Antécédents (mm)		
		base	max					5j	10j	30j
01/11/08	17	100	2800	74	600	6,41	12	37	51	121
05/07/09	15	0	80	22	121	10,6	16	3	9	50
11/05/10	11	35	190	15	250	4	8	4	50	52
26/03/10	13	15	270	28	150	10,24	14	3	5	20

La diversité de ces épisodes en termes de conditions hydrologiques : pluie, saison, antécédents pluvieux, hauts et bas débits, est intéressante dans la perspective de comparaison des patterns de transfert (Tableau IV.X).

3.4.4 Tendances du pattern de drainage dans la topologie de réseau

De manière à proposer une statistique sur le comportement dynamique de chacune des stations limnimétrique, et donc sur le pattern, deux analyses sont effectuées :

- Distribution des temps caractéristiques sur un linéaire du réseau

Un linéaire de réseau pertinent est choisi pour observer les distributions statistiques des temps de montée de crue et des temps de réponse (calculé à partir du début de la pluie) normalisés par la durée de l'épisode pluvieux (la série d'épisode utilisé est présentée en section 3.2) de façon à pouvoir comparer les comportements de chaque stations. Le linéaire choisi est représentatif du bassin car il traverse une diversité de formes d'occupation du sol et de contextes topographiques. Il s'agit du ruisseau des Presles depuis la station PreslesAt sous forêt jusqu'à l'exutoire (Figure IV.2) Les stations limnimétriques présentent sur ce linéaire un nombre assez élevé d'épisodes pluvieux suivis sans lacunes permettant d'avoir une statistique assez robuste.

- Inventaire des déphasages amont-aval

Une comparaison deux à deux des stations a été effectuée dans la topologie du réseau du Mercier (Figure IV.15).

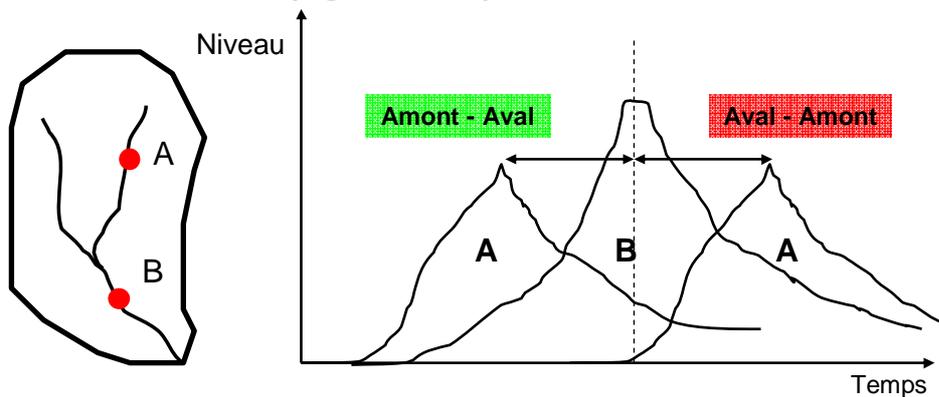


Figure IV.15 : Schéma illustrant les deux alternatives de propagation dénombrées entre chaque couple de stations limnimétrique A et B d'ordres topologiques successifs au sein du réseau de drainage pour une série d'épisodes pluvieux.

Pour chaque couple de stations limnimétriques prises dans l'ordre topologique, trois comportements types de la station amont ont été identifiés pour chaque épisode pluvieux disponible :

- ⇒ pas de réponse
- ⇒ le pic de crue est atteint d'abord dans la station amont
- ⇒ le pic de crue est atteint d'abord dans la station aval

28 épisodes pluvieux avec un champ de pluie considéré comme homogène dans le temps, ont été choisis sur les 31 sélectionnés préalablement (cf section 3.2). Ces épisodes ont une pluviométrie qui varie de 7 mm au minimum à 75 mm au maximum de façon à explorer une diversité de situations hydrologiques.

Les fréquences de chacun de ces trois comportements sont calculées par rapport au nombre d'épisodes pluvieux traités pour chaque station. Suivant cette approche, chaque couple de station a été traité mais rarement avec la même série d'épisodes pluvieux du fait de lacunes. C'est pourquoi les résultats seront interprétés en termes de tendance de comportement de la station et mis en perspective avec (1) les résultats sur les distributions des temps caractéristiques du transect étudié et (2) les patterns identifiés dans l'analyse des épisodes pluvieux pris individuellement.

3.5 Conclusion sur les méthodes d'exploitation des données multi-locales

Le dispositif limnimétrique multi-local mis en œuvre dans le réseau hydrographique du Mercier est exploité pour évaluer son intérêt à fournir des connaissances nouvelles du fonctionnement du réseau hydrographique. Différents aspects essentiels du fonctionnement des réseaux sont ciblés par cette étude :

- ⇒ Les phases d'extension et de contraction du réseau de drainage par les régions intermittentes du réseau hydrographique et le déterminisme de cette dynamique.
- ⇒ Le déterminisme des débits de pointe dans la topologie du réseau de drainage pour déterminer le rôle des caractéristiques de l'épisode pluvieux par rapport à celui des antécédents pluvieux.
- ⇒ La dynamique du drainage par l'étude des modalités de propagation des crues dans le réseau hydrographique grâce à l'emboîtement des stations.

Les contraintes pour l'exploitation des chroniques limnimétriques multi-locales concernent principalement :

- ⇒ La difficulté de calcul des débits dans les stations qui sont substitués par les hauteurs limnimétriques
- ⇒ La difficulté à mesurer la variabilité spatiale de la pluie qui induit une limite dans l'interprétation des réponses observées dans les stations
- ⇒ Le faible nombre d'épisodes pluvieux observés par les stations à cause de la durée réduite de l'expérimentation qui limite le recours à la statistique pour expliquer les réponses observées.

Les résultats attendus sont des comportements inégaux des stations : intermittence, débits forcés par des facteurs pluviométriques différents, déphasages entre les temps de réponse... qui vont permettre de fournir un « pattern » de fonctionnement du réseau de drainage. L'interprétation du pattern par rapport aux processus hydrologiques et aux interrelations avec les facteurs géographiques : occupation du sol, topographie... permet d'alimenter la connaissance de la connectivité hydrologique du bassin versant pour une vision plus complète de son fonctionnement interne.

4 Résultats d'exploitation du dispositif multi-local et discussion dans le contexte du Mercier

Les résultats sont présentés dans les deux premières sections, d'abord sur l'analyse de la réponse hydrologique multi-locale puis sur la dynamique de drainage. Les deux sections suivantes concernent l'interprétation du fonctionnement observé dans le contexte du Mercier, et la discussion autour d'hypothèses pour interpréter ce fonctionnement en lien avec les éléments géographiques avec en premier plan l'occupation du sol.

4.1 Analyses de la réponse hydrologique multi-locale du réseau

4.1.1 Extension du drainage à l'échelle annuelle

Le suivi de l'état hydrologique du réseau hydrographique du Mercier est présenté pour l'année 2009 dans le Tableau IV.XI. Le bilan annuel pour chaque station d'observation du réseau est reporté sur la carte de la Figure IV.16.

Tableau IV.XI : Etats hydrologiques du réseau hydrographique du Mercier au niveau de chaque station récapitulé par période de 15 jours sur l'année 2009. Vert : écoulement de base, orange : intermittence, rouge : pas de réponse à la pluie, gris : lacunes.

Stations limnimétriques	2009											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Exutoire	Vert											
Confluence	Vert											
Presles Aval	Vert											
Mercier Aval	Vert											
Presles D70	Vert											
Mercier D70	Vert											
Bouillon	Vert											
Presles Etg	Vert											
Balmes Aval	Vert											
Mercier Int	Vert											
Balmes At	Vert											
Mercier At	Vert											
Presles At	Vert											
Bouillon At	Vert											
Luère	Vert											
Fossé jardin	Vert											
Fossé Pollionnay	Vert											

En 2009, tous les tronçons observés du réseau hydrographique sont affectés par un comportement intermittent et seulement 5 stations échappent à une période d'inactivité totale entre juin et octobre. Ils sont également tous concernés par la persistance d'un écoulement de base d'un mois consécutif à plus de 8 mois en hiver.

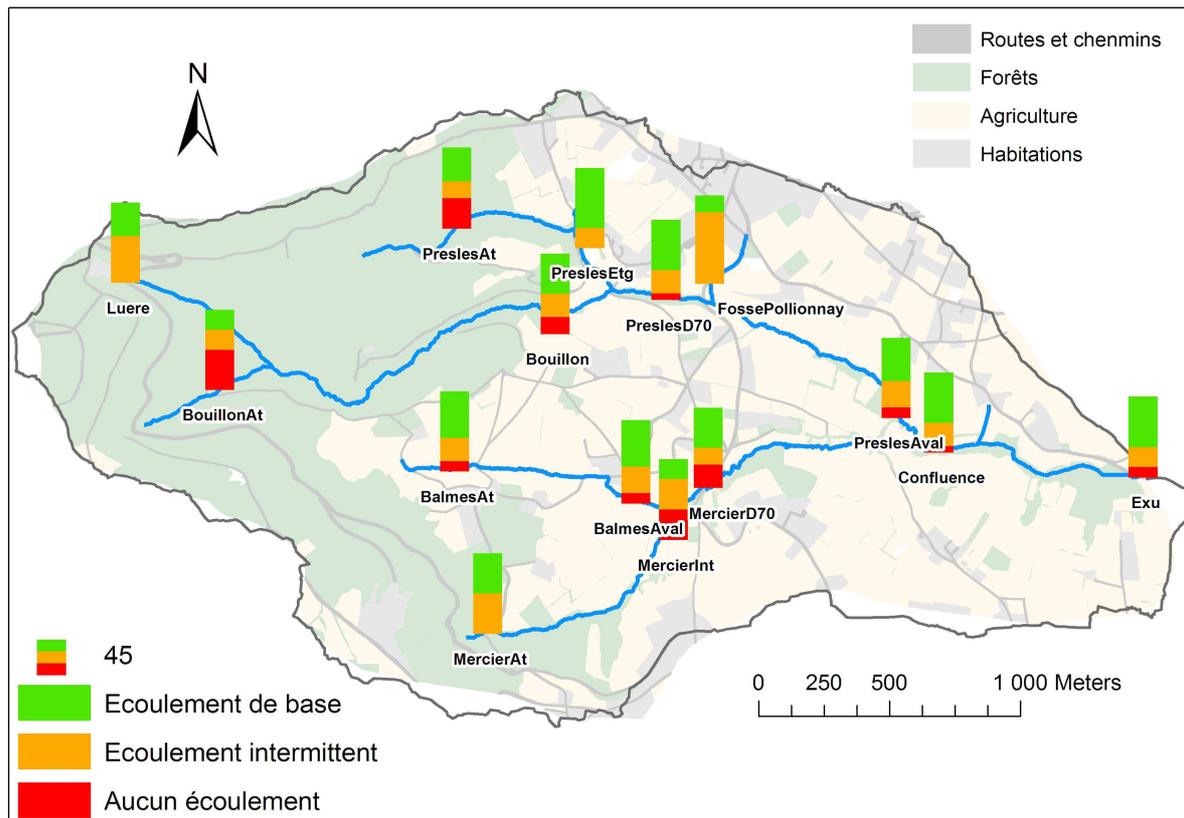


Figure IV.16 : Répartition sur l'année 2009 des trois modalités d'états hydrologiques observés sur les stations limnimétriques du réseau hydrographique du Mercier sans lacunes.

Deux stations amont se distinguent par les plus fortes fréquences d'inactivité totale. Il s'agit des zones forestières du bassin du ruisseau des Presles (station PreslesAt) et du ruisseau du Bouillon (stations BouillonAt et Bouillon). Au sud, la zone plus agricole du ruisseau du Mercier est également affectée par l'assèchement (stations MercierInt et MercierD70). La persistance de l'écoulement de base est importante de l'exutoire en remontant sur le ruisseau des Presles au nord jusqu'à la retenue collinaire (stations Confluence, PreslesAval, PreslesD70 et PreslesEtg), mais également au sud avec le ruisseau des Balmes (stations BalmesAt et BalmesAval). On remarquera le profil particulier de la station PreslesEtg avec une longue persistance de l'écoulement de base et aucune période de non réponse. L'intermittence touche toutes les stations et plus particulièrement les stations voisines de la route départementale du col de la Luère (stations MercierAt et Luère) et le fossé anthropique en aval du village de Pollionnay (Fossé Pollionnay). Ces stations échappent à toute période d'inactivité totale du fait de contributions systématiques en temps de pluie.

A l'aide du suivi annuel des états hydrologiques du réseau, la densité de drainage (D_d) a été estimée en 2009 pour chaque période d'observation en se basant sur la localisation des stations de mesure (Figure IV.17). Sur ces mêmes périodes, la lame d'eau de pluie totale et la lame écoulee à l'exutoire ont été estimées parallèlement. Le résultat illustre le cycle saisonnier du bassin du Mercier sur l'année 2009 avec une alternance entre écoulement de base associé aux valeurs élevées de lames d'eau écoulee, et fonctionnement intermittent du réseau associé aux faibles valeurs de lames d'eau écoulees.

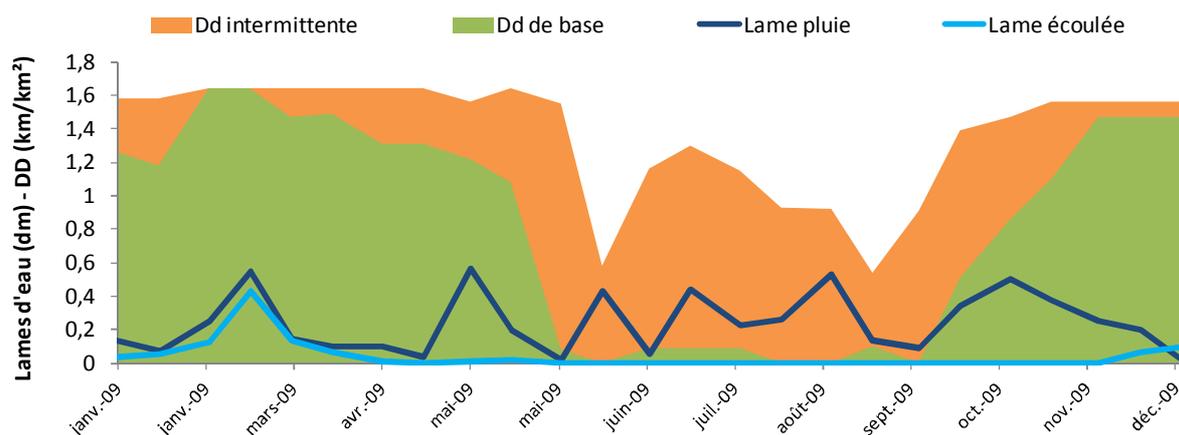


Figure IV.17 : Evolution de la densité de drainage (D_d) de l'écoulement de base et de la D_d de l'écoulement intermittent, ainsi que de la pluie totale et de la lame d'eau écoulée au cours de l'année 2009. Le pas de temps de chaque mesure est 15 jours.

La D_d de l'écoulement de base va de 0 en été à 1,6 km/km² en hiver, valeur maximale pour le réseau hydrographique observé, atteinte à la faveur de l'épisode hivernal conséquent des 6 et 7 février. La D_d du réseau intermittent atteint un maximum début juin avec 1,47 km/km² alors que la pluie atteint son minimum de l'année, elle reste élevée au printemps et en automne permettant lors d'épisodes pluvieux d'étendre la D_d largement au-delà de celle de l'écoulement de base quand les cumuls de pluie s'amenuisent.

- Déterminisme de l'intermittence à partir d'une série d'épisodes pluvieux

Le comportement intermittent a été étudié de manière plus détaillée à partir des chroniques enregistrées par le dispositif multi-local lors d'une série d'épisodes pluvieux. Le taux de réaction des différentes stations aux épisodes échantillonnés va de 50% à 100% des épisodes (Figure IV.18). Ce taux reste une tendance car pour chaque station il n'est pas calculé sur le même pool d'épisodes pluvieux, mais les valeurs sont cohérentes avec celles du suivi des états hydrologiques présentés plus haut sur l'année 2009.

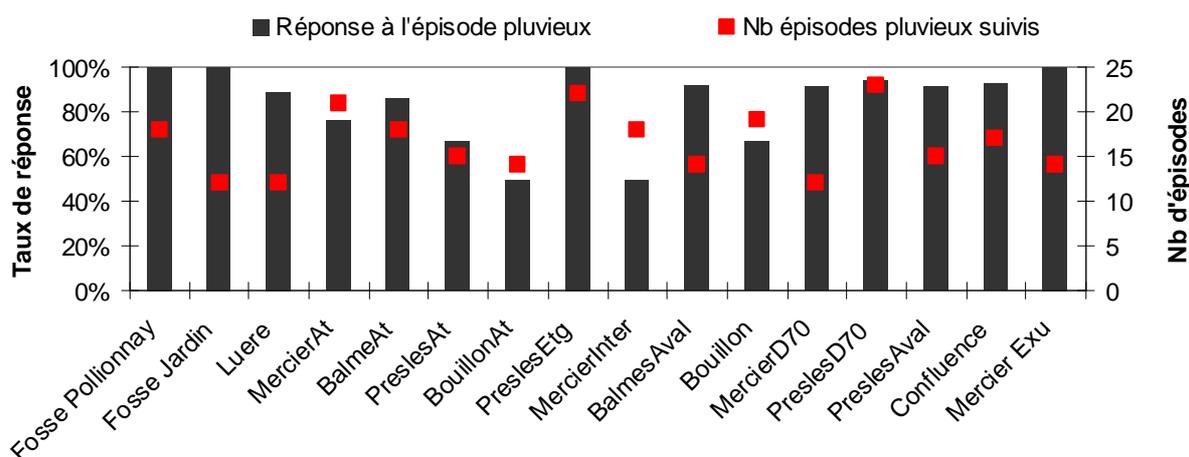


Figure IV.18 : Taux de réaction des stations limnimétriques installées sur le bassin versant du Mercier pour une série épisodes pluvieux ayant fait l'objet d'enregistrements valides parmi 31 sélectionnés allant de 7 à 75 mm. Les stations sont classées par taille croissante de bassin versant emboîté.

Les deux bassins les plus modestes situés dans la partie aval du bassin versant génèrent systématiquement un transfert de surface. De même, pour les sous bassins les plus grands un transfert est constaté dans plus de 90% des épisodes pluvieux à partir de 1,75 km² de superficie. Cependant pour les bassins emboîtés de tailles intermédiaires, les résultats montrent que l'activation du réseau de drainage du Mercier est moins fréquente. La réponse ne semble donc pas exclusivement reliée à la surface contributive du sous bassin versant.

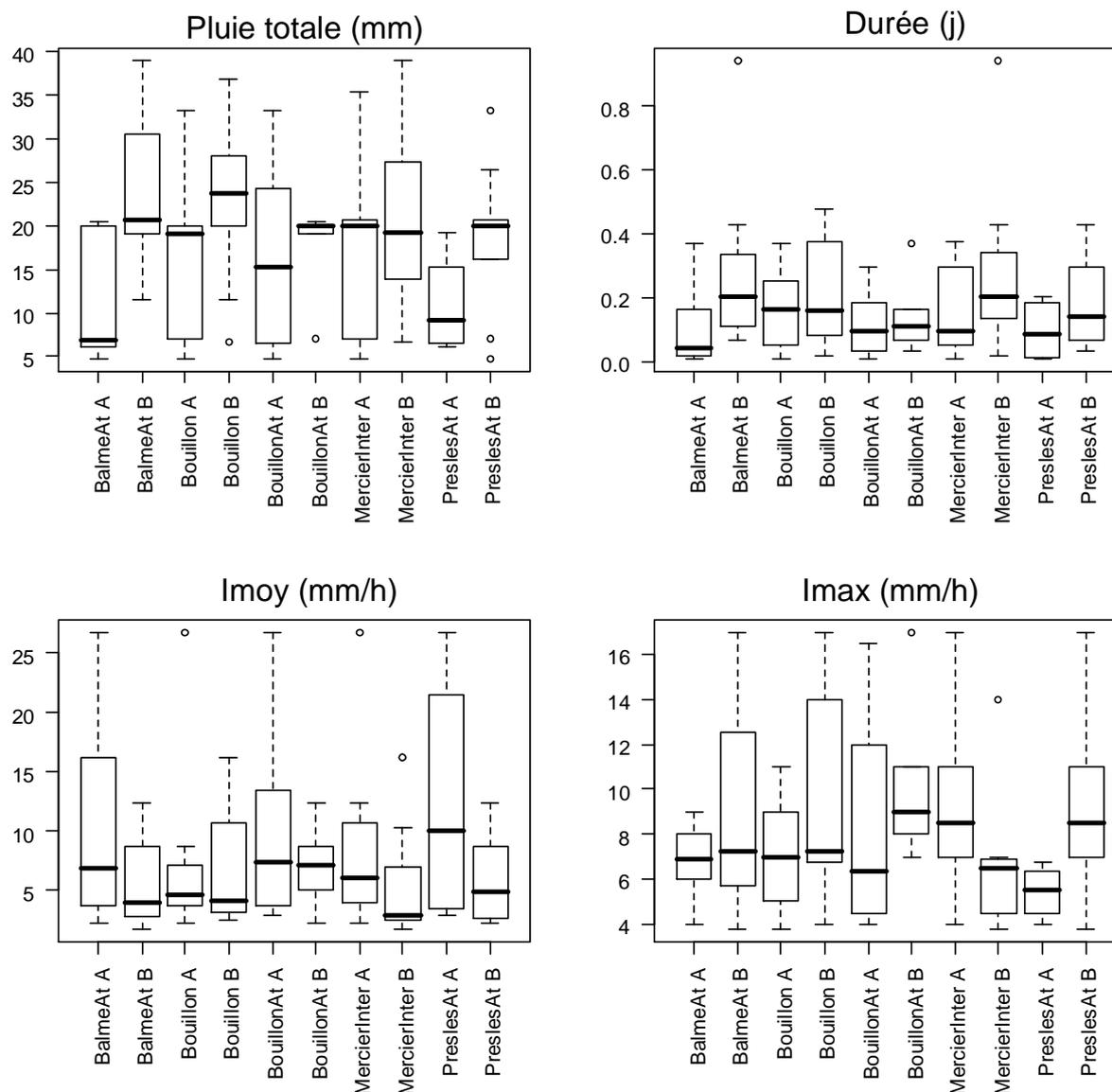


Figure IV.19 : Boxplot (médiane, intervalle interquartile, étendue de 1,5 fois l'intervalle interquartile) des variables pluviométriques décrivant les épisodes pluvieux qui n'ont pas généré (A) et qui ont généré (B) une réponse au niveau de 5 stations limnimétriques localisées en amont du bassin versant du Mercier (cf carte en Figure IV.2).

Pour mieux comprendre le déterminisme du déclenchement de la réponse dans les stations intermittentes présentant un nombre important de non réponses, les variables pluviométriques ont été séparées en deux séries : La série B lorsque l'épisode pluvieux se traduit par une réponse du drain, la série A dans le cas contraire.

Les Figure IV.19 et Figure IV.20 présentent les distributions des séries A et B pour 5 stations positionnées sur des têtes de bassin avec un nombre d'épisodes pluvieux sans réponse compris entre 5 et 10 selon les stations.

Les résultats montrent que les événements de drainage sont majoritairement centrés sur des valeurs pluviométriques supérieures. C'est une tendance assez nette, mais il est difficile d'en déduire un seuil pluviométrique d'activation du drainage. Les décalages entre distributions A et B sont nettement moins importants pour la durée de l'épisode et quasiment inexistant pour les variables d'intensité pluvieuse.

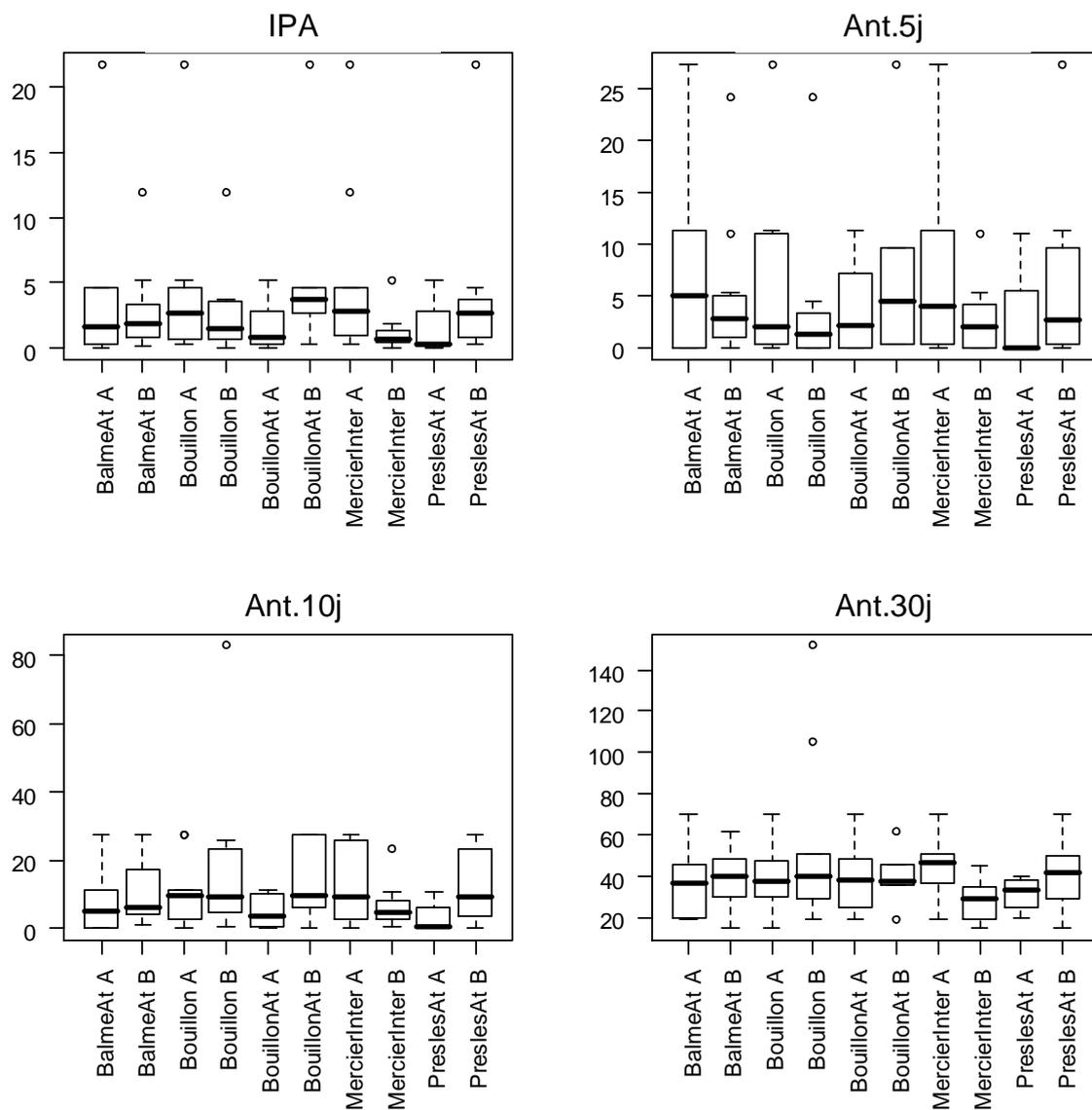


Figure IV.20 : Boxplot (médiane, intervalle interquartile, étendue de 1,5 fois l'intervalle interquartile) des variables décrivant antécédents pluvieux précédent les épisodes qui n'ont pas généré (A) et généré (B) une réponse dans le réseau hydrographique de 5 stations limnimétriques localisées en amont du bassin versant du Mercier (cf carte en Figure IV.2).

En ce qui concerne les variables d'humidité et d'antécédents pluvieux, des valeurs extrêmes perturbent l'interprétation des distributions (Figure IV.20).

Les comparaisons des distributions A et B de chaque station ne donnent pas lieu à des différences marquées. Seules les valeurs d'antécédents pluvieux à 10 jours antérieurs sont majoritairement plus élevées lorsque les stations Bouillon, BouillonAt et PreslesAt répondent à la pluie. Ces différences doivent être validées mais elles pourraient indiquer que l'activité de drainage est conditionnée par un seuil d'accumulation de lame d'eau sur les 10 jours précédents l'épisode pluvieux.

4.1.2 Liaisons entre les caractéristiques des pluies et des réponses multi-locales.

Des corrélations sont calculées sur les rangs (Spearman) entre les séries de hauteurs remarquables enregistrées sur les stations limnimétriques pour une série d'épisodes pluvieux et les différentes variables pluviométriques. Les corrélations concernant les hauteurs maximales (H_{max}), les variations de hauteur ($H_{max}-H_{deb}$) et les hauteurs à l'écoulement de base (H_{deb}) sont présentées respectivement dans le Tableau IV.XII, le Tableau IV.XIII et le Tableau IV.XIV.

Tableau IV.XII : Table des corrélations de Spearman entre la hauteur maximale (H_{max}) enregistrée sur les stations limnimétriques pour une série d'épisode pluvieux (n) et les variables pluviométriques. Les fonds gris foncé et gris clair signalent que le test de corrélation est significatif avec respectivement $p < 0,01$ et $p < 0,05$. Les stations sont classées par taille croissante de bassin.

Stations	n	Pluie (mm)	I moy (mm/h)	I max (mm/h)	Durée (h)	IPA	Ant.5j (mm)	Ant.10j (mm)	Ant.30j (mm)
Pollionnay fossé	18		0,60	0,52	-0,43				
Fossé jardin	12	0,79		0,66	0,67				
Luère	12		0,62	0,84			0,50		
Mercier Amont	21			0,64					
Balmes Amont	18	0,73			0,53				
Presles Amont	15	0,66			0,65			0,44	
Bouillon At	14					0,46			
Presles Etg	22	0,55		0,60		0,50		0,63	0,70
Mercier Inter	18				0,47				
Balmes Aval	14			0,55					
Bouillon	19	0,63		0,45					
Mercier D70	12		0,63	0,69					
Presles D70	23	0,75		0,52	0,47				0,47
Presles Aval	15	0,60			0,45				
Confluence	17	0,67		0,41	0,44				
Exutoire	14	0,80		0,57	0,49			0,46	0,63

Lorsque les coefficients de corrélation sont élevés et significatifs ($p < 0,05$), les facteurs pluviométriques sont considérés comme possiblement explicatifs des variations de hauteurs, et donc de débit, observées dans les stations.

Les stations semblent avoir de fortes corrélations soit avec la pluie totale, soit avec l'intensité maximale. C'est un signe de comportements différents. L'intensité moyenne horaire ne l'est que pour 3 stations, de même que les variables d'antécédents qui ne sont reliées qu'à quelques stations localisées plutôt en aval du bassin versant. La pluie totale est responsable des plus fortes

corrélations pour des stations aval, l'intensité max pour des stations amont. Seules les variables liées à la pluie antérieure de court terme ne donnent lieu qu'à peu de corrélations qui restent faibles. On peut constater la singularité et le point commun des stations PreslesEtg, PreslesD70 et Exutoire dont la hauteur maximale est liée à la fois aux facteurs d'intensité et d'antécédents pluvieux de long terme.

Tableau IV.XIII : Corrélations significatives de Spearman entre la variation de hauteur ($H_{\max}-H_{\text{deb}}$) enregistrée sur les stations limnimétriques pour une série d'épisode pluvieux (n) et les variables pluviométriques ($p < 0,05$). Les stations sont classées par taille croissante de bassin.

Stations	n	Pluie (mm)	I moy (mm/h)	I max (mm/h)	Durée (h)	IPA	Ant.5j (mm)	Ant.10j (mm)	Ant.30j (mm)
Pollionnay fossé	11	-0.61	0.61		-0.80				
Fossé jardin	5	0.90							
Luère	8								0.90
Mercier Amont	14			0.64					
Balmes Amont	11					0.64		0.63	0.63
Presles Amont	8	0.89			0.79				
Bouillon Amont	7								
Presles Etang	15	0.52							0.59
Mercier Inter	11								
Balmes Aval	10		0.72						
Bouillon	12			0.62					
Mercier D70	11								
Presles D70	16		0.64	0.64					
Presles Aval	8	0.73							
Confluence	14					0.72			0.83
Exutoire	10	0.90		0.67					0.72

La variation de niveau ($H_{\max}-H_{\text{deb}}$) de la montée de crue est globalement moins corrélée aux facteurs pluviométriques que ne l'est le niveau maximum (H_{\max}) atteint par la crue. Cette grandeur est en revanche reliée à des antécédents pluvieux sur plusieurs stations en lien avec des bassins de petite taille (Luère, BalmesAt, PreslesEtg) ou de grande taille (Confluence, Exutoire). Elle est reliée à la pluie totale et à l'intensité maximale sur moins de stations avales que ne l'est le niveau maximal (H_{\max}).

Les stations très intermittentes comme BouillonAt et MercierInter n'obtiennent aucune corrélation sur la montée de crue. Enfin, on peut noter la singularité de Fossé Pollionnay qui est corrélée négativement à la pluie totale et à la durée mais positivement à l'intensité moyenne horaire. Il s'agit d'un cas particulier car le bassin versant observé fait l'objet de ruissellement sur surfaces imperméabilisées. C'est pourquoi l'intensité détermine la montée de crue or sur la série d'épisode pluvieux observés l'intensité est corrélée négativement à la lame d'eau et à la durée.

Tableau IV.XIV : Corrélations significatives de Spearman entre la hauteur de l'écoulement de base (H_{deb}) enregistrée sur les stations limnimétriques avant épisode pluvieux (n) et les variables d'humidité et d'antécédents pluvieux. Les fonds gris foncé et gris clair signalent que le test de corrélation est significatif avec respectivement $p < 0,05$ et $p < 0,1$. Les stations sont classées par taille croissante de bassin.

Stations	n	IPA	Ant.5j (mm)	Ant.10j (mm)	Ant.30j (mm)
Balmes Amont	11		0.55	0.55	
Presles Etang	15			0.71	0.56
Bouillon	12			0.52	
Mercier D70	11	0.52		0.61	
Presles D70	16			0.58	0.61
Exutoire	14			0.71	0.80

La hauteur d'eau avant épisode (H_{deb}) est corrélée aux cumuls pluviométriques de manière significative uniquement pour 6 stations pour lesquelles une majorité de valeurs sont non nulles. Plus particulièrement pour 4 stations Exutoire, PreslesD70 et PreslesEtg le niveau d'écoulement de base est bien corrélé aux antécédents à 10 et 30 jours. Par ailleurs pour les antécédents plus récents et l'humidité des sols les corrélations sont anecdotiques.

4.1.3 Débits mesurés dans les stations

Trois campagnes de mesures de débit sur les stations présentes sur le réseau transitoire du Mercier sont présentées dans le Tableau IV.XV.

Tableau IV.XV : Débits mesurés au cours de la récession hydrologique de l'épisode pluvieux du 6 au 7 février 2009 sur les stations du dispositif limnimétrique multi-local du bassin versant du Mercier.

Station	Superficie Km ²	Débits 10/02/2009		Débits 25/02/2009		Débits 12/03/2009	
		L/s	L/s/km ²	L/s	L/s/km ²	L/s	L/s/km ²
Pollionnay Fossé	0,06	2,5	41,7	0,7	11,7	0,2	3,3
Luère	0,11	7,8	70,9	1,5	13,6	0,7	6,4
Mercier Amont	0,2	5,7	28,5	2	10,0	1	5,0
Balmes Amont	0,21	12	57,1	3,3	15,7	1,6	7,6
Presles Amont	0,23	13	56,5	2,1	9,1	0,9	3,9
Bouillon Amont	0,34	19	55,9	1	2,9	0	0,0
Presles Etang	0,65	41	63,1	9,2	14,2	3,5	5,4
Mercier Inter	0,65	28,6	44,0	8,9	13,7	4,2	6,5
Balmes Aval	0,88	43,2	49,1	12,7	14,4	6	6,8
Bouillon	1,46	77	52,7	19,9	13,6	9,2	6,3
Mercier D70	1,75	72	41,1	22	12,6	10,4	5,9
Presles D70	2,45	113	46,1	29,2	11,9	13,2	5,4
Confluence	5,62	333	59,3	75,5	13,4	38	6,8
Exutoire	6,6	310	45,8	71	10,8	35	5,3

Les débits ont été mesurés à 4, 19 et 34 jours après la crue générée par l'épisode hivernal du 6 février 2009 de 40 mm en 9 heures avec un débit de pointe d'environ 1,5 m³/s faisant suite à une période humide. Les débits mesurés

par dilution sont relativement modestes allant de moins de 1 à plus de 300 litres par seconde. A chaque période de mesure, les débits spécifiques sont relativement stables sauf pour les stations Bouillon amont, Presles amont et Fosse Pollionnay où les valeurs s'érodent plus rapidement après la crue. Les coefficients de variation calculés sur les séries de débits spécifiques vont de 20 à 35%. Ils confirment que les débits spécifiques sont assez homogènes en particulier en début de récession.

4.1.4 Explication des coefficients de ruissellement à l'exutoire

Pour mieux comprendre l'origine de la composante rapide de l'écoulement en lien avec l'analyse multi-locale effectuée, la lame d'eau ruisselée calculée à l'exutoire du Mercier sur un échantillon de 36 épisodes est étudiée en lien avec quatre facteurs potentiellement explicatifs dont deux liés à l'épisode pluvieux et deux autres liés à l'hydrogramme de crue. La Figure IV.21 illustre les relations bivariées entre le coefficient de ruissellement (CR) et ces quatre facteurs.

Une régression multiple a été effectuée pour tenter d'expliquer les valeurs prises par le CR en fonction de ces quatre facteurs dans le but de révéler la hiérarchie de leur pouvoir explicatif.

Tableau IV.XVI : Résultats de la régression linéaire multiple pour expliquer le coefficient de ruissellement à partir de 4 facteurs.

Facteurs	Coefficients	Std	t (32)	p-value
Constante	9.093e-03	6.089e-03	1.493	0.14
Pluie totale	-9.791e-05	1.752e-04	-0.559	0.58
Intensité max	-3.025e-04	1.089e-04	-2.778	0.01 **
Débit de base	4.495e-01	7.220e-02	6.225	<< 0.001 ***
Débit de pointe	2.029e-02	2.043e-03	9.932	<< 0.001 ***

Avec l'échantillon d'épisodes pluvieux sélectionnés de façon raisonnée (cf 3.3.4), les variables de l'hydrogramme de crue dominant dans l'explication du CR et en particulier le débit de base avant épisode (Tableau IV.XVI). Ce résultat permet de mesurer et de confirmer l'importance de l'état d'humidité antérieur du bassin du Mercier dans le contrôle de l'écoulement rapide qui affecte l'hydrogramme, en concurrence avec des variables pouvant être très liées à ce phénomène comme l'intensité de la pluie et le débit de pointe dans des contextes de ruissellement intense.

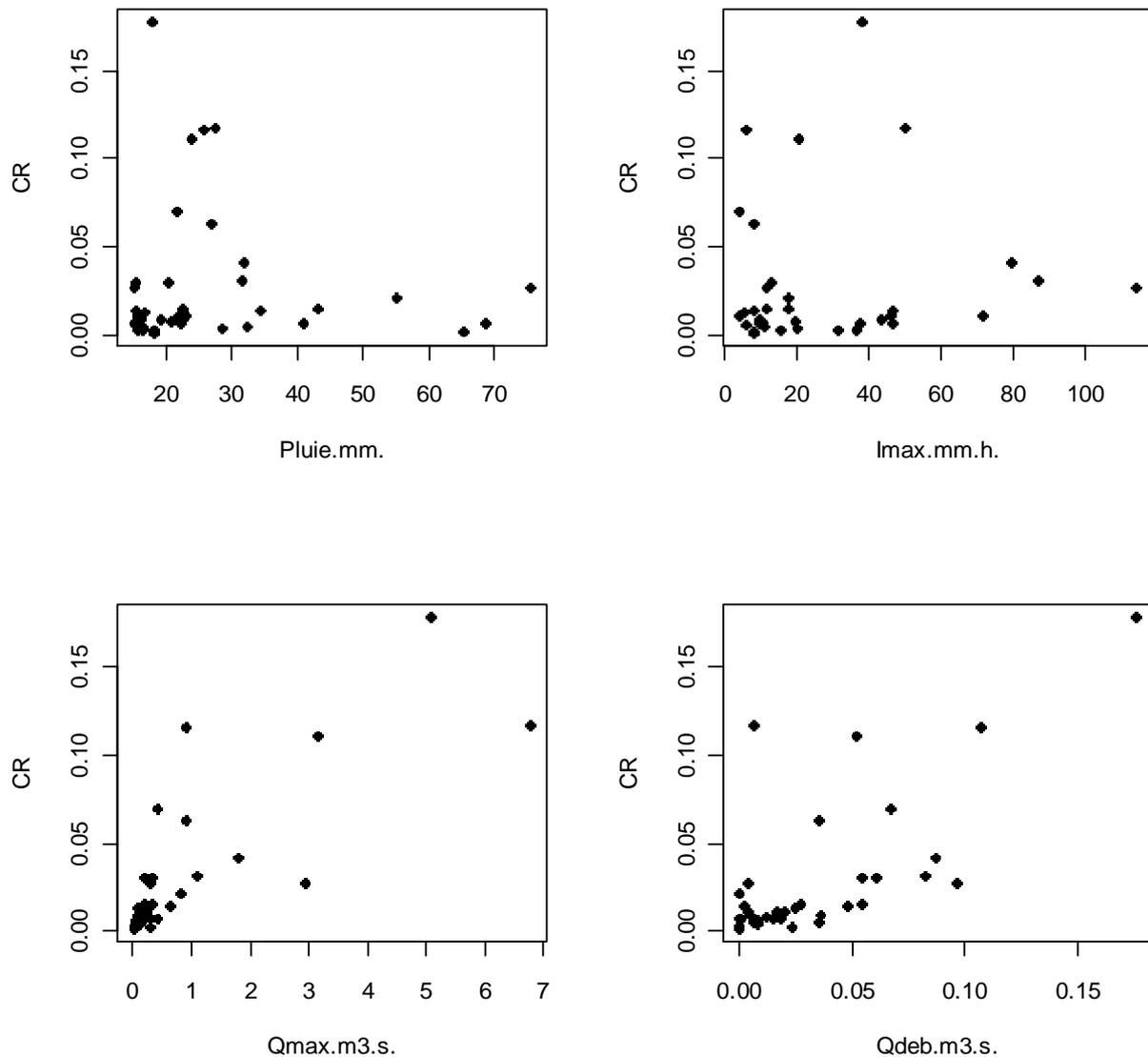


Figure IV.21 : Graphiques bivariés du coefficient de ruissellement (CR) en fonction de la pluie, de l'intensité maximale, du débit de pointe (Qmax) et du débit de base (Qdeb) issus de l'échantillon des 36 épisodes pluvieux sélectionnés pour cette analyse.

Toutefois, les CR des épisodes sélectionnés au-delà de 15 mm restent en moyenne très faibles, inférieurs pour la plupart à 5% (Figure IV.21). En conséquence, les quelques valeurs élevées de CR possèdent un poids important dans l'explication de cette tendance caractérisée. Ces valeurs élevées sont le fruit d'une combinaison entre l'état antérieur d'humidité et des valeurs extrêmes de pluie et d'intensité.

4.2 Résultats et cartographies de la dynamique de drainage

Les résultats cartographiques de la dynamique de drainage seront présentés dans l'ordre suivant et avec les notations soulignées suivantes :

- ⇒ Une crue automnale (01/11/2008) avec antécédents pluvieux conséquents qui permettra d'observer le comportement du réseau de drainage fortement sollicité en conditions saturées.

- ⇒ **Un orage estival** (05/07/2009) en période sèche qui permettra de mesurer la dynamique d'un réseau quasi entièrement en conditions intermittentes soumis à une averse violente et ponctuelle.
- ⇒ **Une giboulée** (26/03/2010) de début de printemps avec très peu d'antécédents pluvieux permettant de mesurer l'effet d'une forte intensité en conditions peu humides et en sortie d'hiver donc sans végétation développée.
- ⇒ **Une averse printanière** (11/05/2010) modeste et peu intense avec antécédents moyens qui permettra d'observer l'effet d'un état d'humidité non négligeable du réseau, couplée à une sollicitation pluvieuse modérée.

Les caractéristiques détaillées de ces épisodes sont dans le Tableau IV.X. La localisation des stations se trouve sur la carte de la Figure IV.2.

4.2.1 Crue automnale

L'épisode pluvieux du 1 novembre 2008 est un événement d'ampleur importante caractérisé par une période de retour située entre 5 et 6 ans. La particularité de cet épisode est que l'intensité est soutenue et constante sur toute sa durée qui s'élève à plus de 11 heures (Figure IV.22).

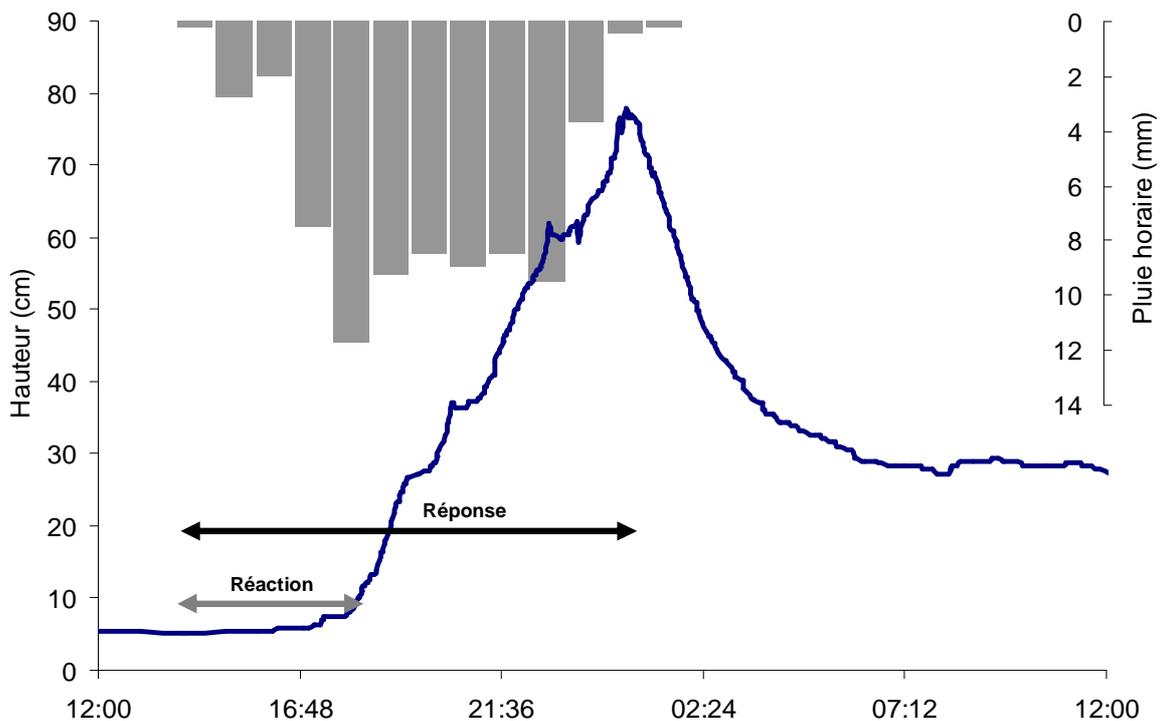


Figure IV.22 : Limnigramme et temps caractéristiques de la crue automnale à l'exutoire du bassin versant du Mercier.

Cet événement fait suite à une période humide avec plus de 100mm durant le mois qui précède dont un événement de plus de 30mm la veille. Le débit de base avant épisode est très élevé d'environ 100 l/s. Il est donc vraisemblable qu'un niveau très élevé de saturation du bassin versant ait été atteint et que le temps de concentration ait été dépassé sur plusieurs sous bassins. La quantité de pluie n'est que 2,5 fois supérieure à l'épisode du 26 mars 2010 mais le débit de pointe est 10 fois supérieur. 14 stations étaient en service lors de cet épisode mais

seulement 13 ont permis de décrire le début d'épisode et 12 le pic de crue car un capteur s'est arrêté après avoir été submergé par la crue.

La Figure IV.23 et la Figure IV.24 décrivent la dynamique de crue dans le réseau à partir du temps de réaction et des temps de réponse.

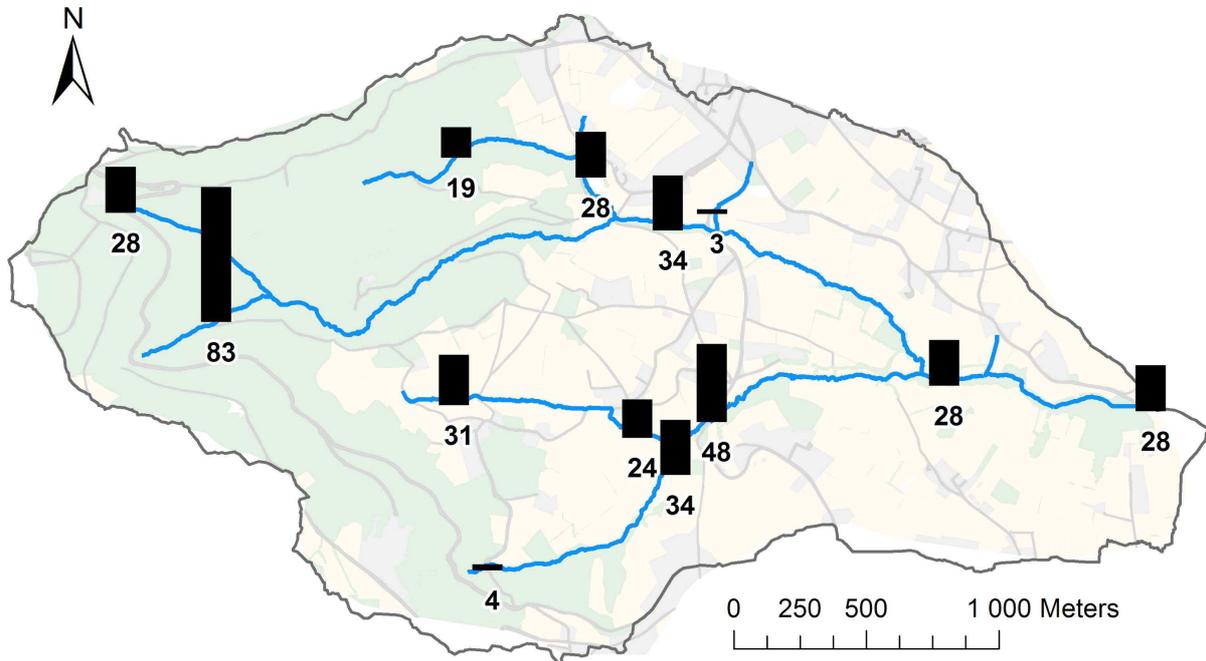


Figure IV.23 : Carte des temps de réaction normalisés par la durée de la pluie (base 100%) lors de la crue automnale.

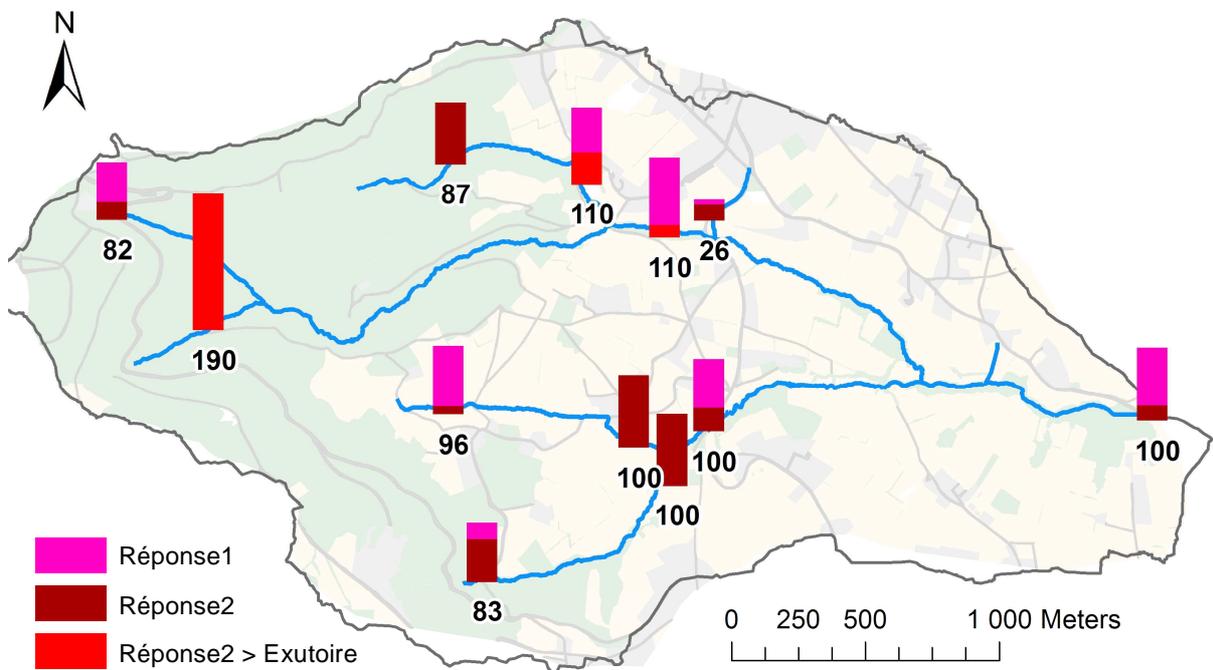


Figure IV.24 : Carte des temps de réponse normalisés par la durée de la pluie (base 100%) lors de la crue automnale. La réponse est séparée en 2 parties lorsque 2 pics significatifs de débits sont observés et les réponses postérieures à l'exutoire sont distinguées en rouge.

Les temps de réaction sont voisins de 150 min, soit 30% de la durée de l'épisode (600 min) pour de nombreuses stations avant de constater la montée significative de crue. Deux stations attenantes à des fossés ont une réaction extrêmement rapide. Au niveau de la station sous forêt BouillonAt, au contraire, la crue démarre après plus de 80 % de la durée de l'épisode soit plusieurs heures de pluie.

Les temps de réponse ont tendance à s'homogénéiser pour l'exutoire et les stations centrales au bassin autour de 540 min soit l'équivalent de la durée de la pluie. Néanmoins deux stations centrales localisées sur le sous bassin nord répondent environ 1h plus tard que l'exutoire (110% de la durée de la pluie).

Les réponses des stations d'ordre 1 de Strahler sont légèrement inférieures à la durée de la pluie (80 à 100% de la durée de la pluie) sauf pour la station en aval de la zone urbaine qui plafonne beaucoup plus rapidement et semble atteindre le temps de concentration en moins de 2h (26% de la durée de la pluie), et pour la station BouillonAt sous forêt qui au contraire répond plusieurs heures après l'exutoire.

Les réponses sont composées de deux pics de débit pour de nombreuses stations alors que l'intensité de pluie faiblit mais reste élevée. Le second pic apparaît tardivement pendant la crue pour la plupart des stations concernées. Cela suggère l'agrégation de contributions déphasées venant de l'amont.

4.2.2 Orage estival

L'épisode du 5 juillet 2009 est un orage estival très intense et court avec une première averse très intense suivie d'une autre moins intense mais plus soutenue quelques minutes après. La réponse à l'exutoire est faible mais brutale, la première averse est à peine perceptible dans la réponse avec un ralentissement marqué dans la montée de crue (Figure IV.25). Le débit de base avant épisode est nul.

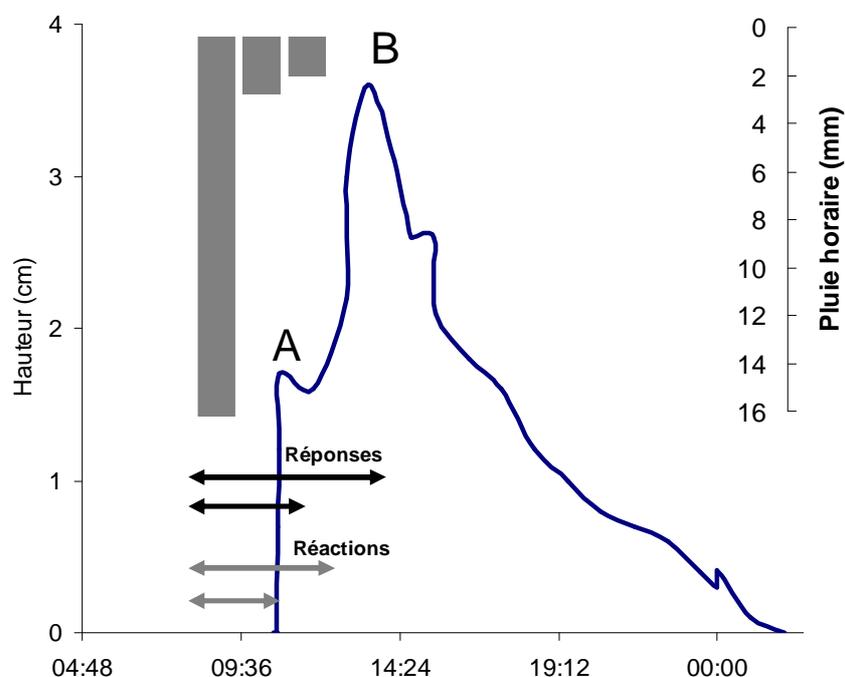


Figure IV.25 : Linnigramme et temps caractéristiques de l'orage estival à l'exutoire du bassin versant du Mercier pour les averses A et B.

La Figure IV.26 et la Figure IV.27 décrivent les temps de réaction et de réponses du réseau de drainage au niveau des stations limnimétriques disponibles.

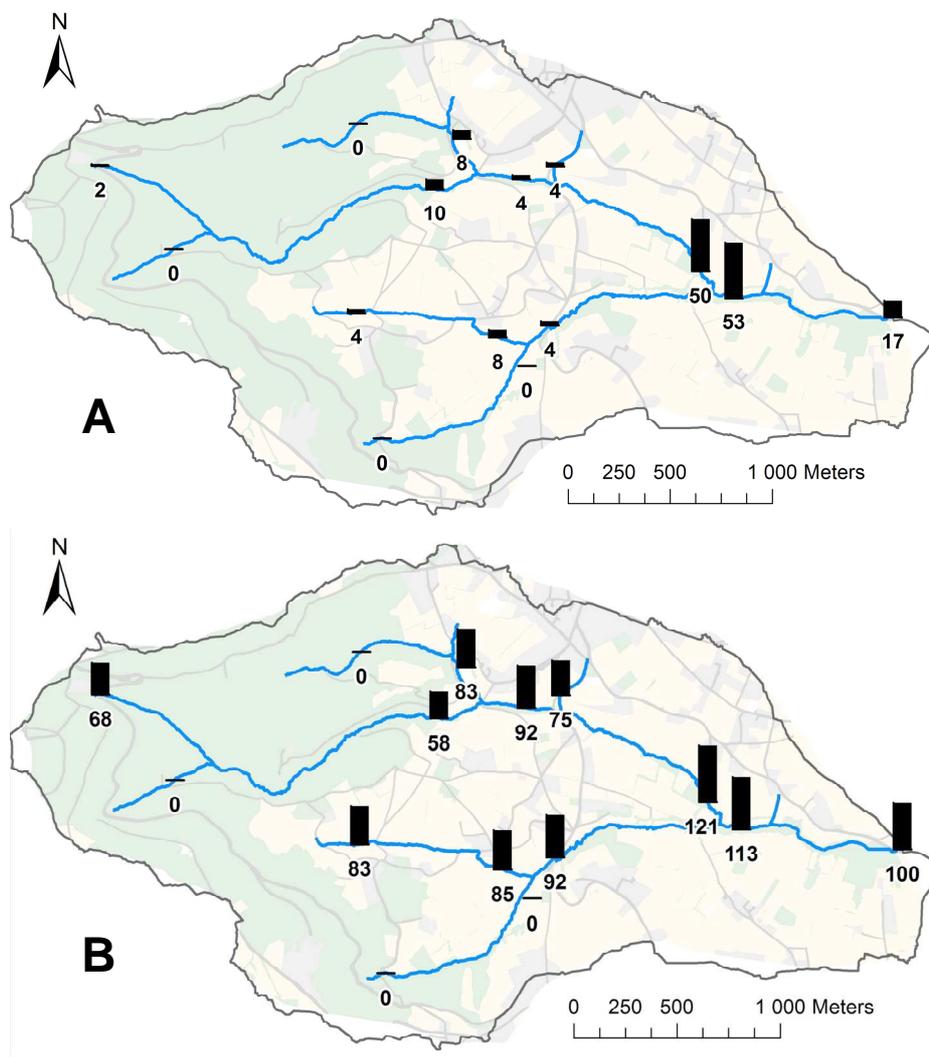


Figure IV.26 : Cartes des temps de réaction normalisés par la durée de la pluie (base 100%) lors des deux averses (A et B) de l'orage estival.

Les stations d'ordre 1 sous forêt qui ne bénéficient pas de connexion rapide au ruissellement ne répondent pas à cet épisode qui a lieu en conditions sèches. La réaction à la première averse est très rapide dans la plupart des stations centrales ainsi qu'à l'exutoire. Il s'agit probablement de ruissellement provenant de surfaces proches de la station. Le temps de réaction à la seconde averse est plus variable mais assez cohérent de l'amont vers l'aval. En revanche, au niveau de la confluence qui précède l'exutoire les réactions sont tardives et la seconde montée de crue commence après la fin de la pluie alors que l'exutoire réagit juste à la fin de l'épisode.

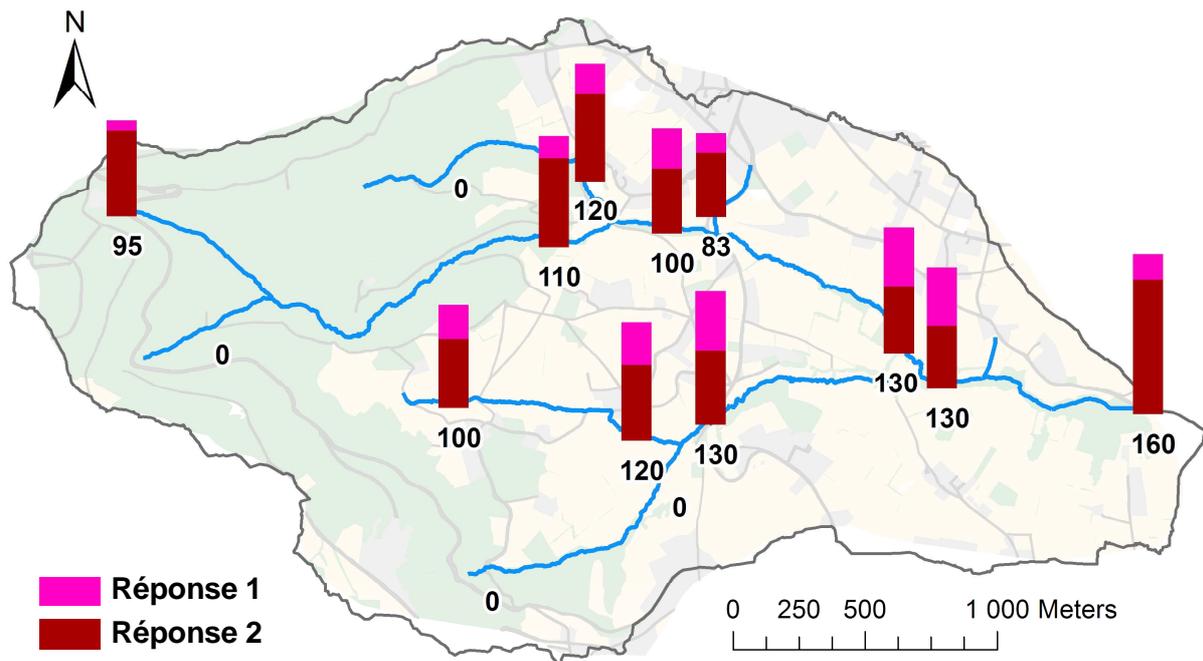


Figure IV.27 : Carte des temps de réponse normalisés par la durée de la pluie (base 100%) lors de l'orage estival.

La réponse à cet orage estival de 2 heures s'effectue en deux temps sur toutes les stations qui répondent en lien avec les 2 averses successives. La réponse finale est globalement tardive, se produisant pour la plupart des stations après la fin de la pluie, en particulier à l'exutoire. L'écoulement semble donc extrêmement ralenti au sein du réseau mais suit une logique de propagation amont-aval sauf pour les bassins amont nord sous forêt qui restent attardées.

4.2.3 Giboulée

La giboulée du 26 mars 2010 (150 min au total) est modeste mais elle est caractérisée par des valeurs élevées d'intensité et fait suite à une période peu pluvieuse en sortie d'hiver. La réponse à l'exutoire du bassin est marquée par une montée brutale des eaux (Figure IV.28). Les réponses hydrologiques à cet épisode ont été enregistrées sur 17 stations du dispositif multi-local sur les 18 en service ce jour là. Le débit de base avant épisode est d'environ 10 à 20 l/s.

La Figure IV.29 et la Figure IV.30 décrivent la dynamique de drainage dans les stations du réseau à partir des temps de réaction et des temps de réponse.

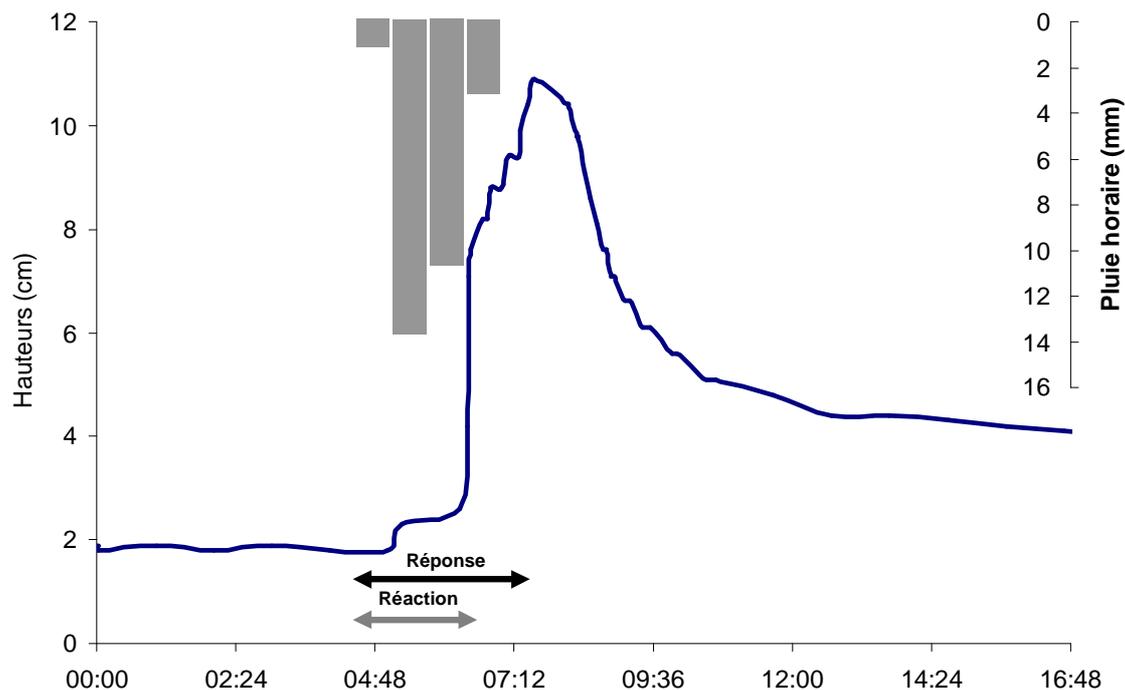


Figure IV.28 : Limnigramme et temps caractéristiques de la giboulée à l'exutoire du bassin versant du Mercier.

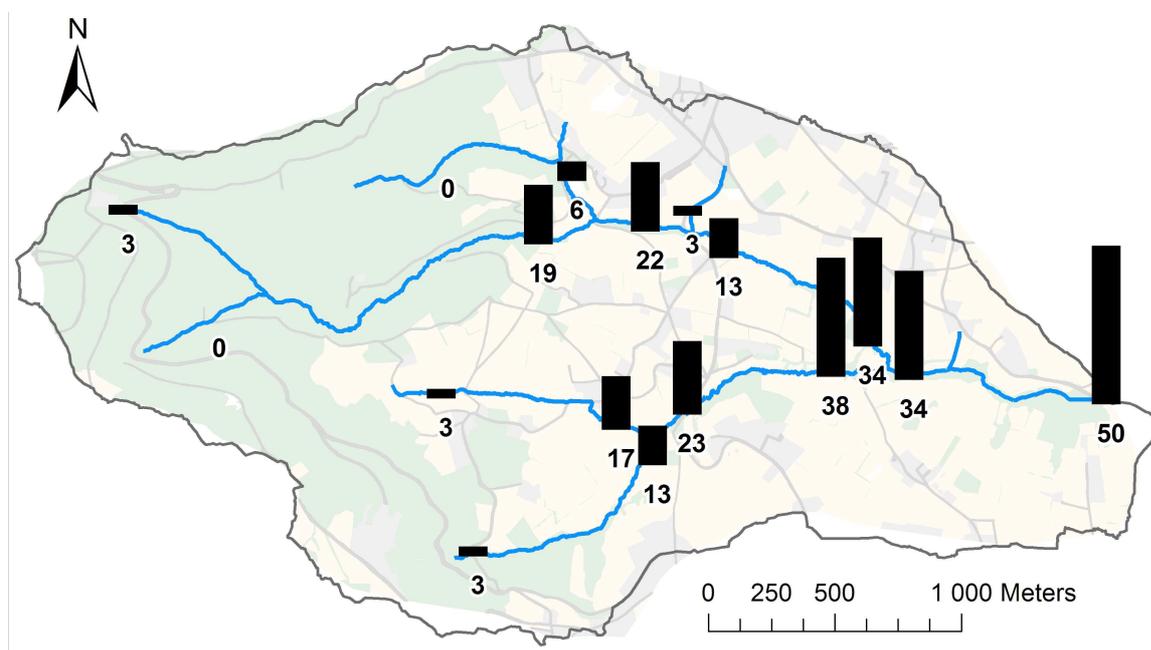


Figure IV.29 : Carte des temps de réaction normalisés par la durée de la pluie (base 100%) lors de la giboulée.

Globalement la réaction du réseau de drainage à la pluie est cohérente dans le sens où le temps de réaction s'accroît avec la hiérarchie topologique du réseau avec à l'exutoire une montée qui débute au milieu de l'épisode. Cette logique est observée à l'exception de la station localisée sur le tronçon qui reçoit la contribution de la zone urbaine de Pollionnay, où le temps de réaction normalisé passe de 22% à 13%. Cependant la station suivante en aval, mesure un temps de réaction cohérent (34%) par rapport à la dynamique locale du réseau.

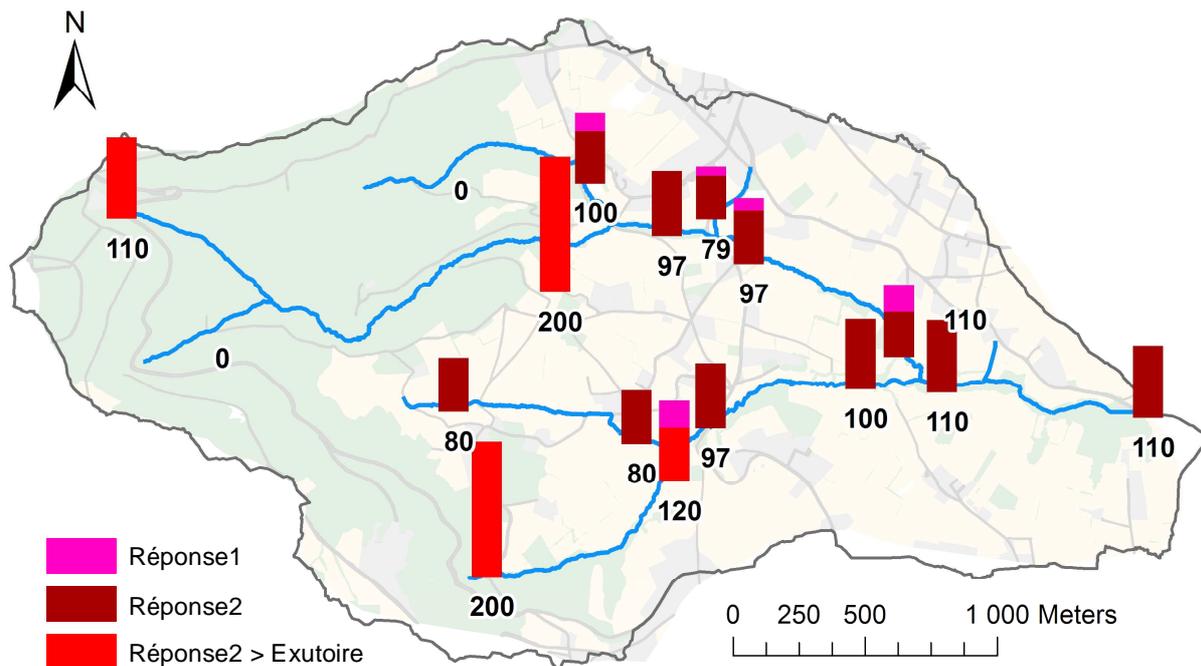


Figure IV.30 : Carte des temps de réponse normalisés par la durée de la pluie (base 100%) lors de la giboulée. La durée de réponse est décomposée en 2 parties lorsque 2 pics significatifs de débits sont observés. Les temps de réponse postérieurs à l'exutoire sont distingués en rouge.

Les temps de réponse ont globalement tendance à s'homogénéiser par rapport à la durée de la pluie sauf pour trois ruisseaux : le ruisseau des Presles dans sa partie amont sous forêt qui ne répond pas, le ruisseau du Bouillon toujours dans la moitié nord, et le ruisseau du Mercier au sud qui répondent après l'exutoire. Pour le reste du réseau, on observe dans le détail que le ruisseau des Presles au nord fait l'objet de deux pics de débit sur le tronçon impacté par la zone urbaine de Pollionnay (réponse à 79% de la durée de la pluie). Mais cette forme de réponse en deux pointes est atténuée à la confluence avec le ruisseau du Mercier qui de son côté est dans une dynamique légèrement plus précoce amenée en amont par le ruisseau des Balmes qui répond relativement rapidement (80% de la durée de l'épisode).

4.2.4 Averses printanières

L'épisode du 11 mai 2010 est constitué de deux averses bien distinctes séparées d'une heure environ, donnant lieu à deux pics de débits respectivement de 130 et 190 l/s (Figure IV.31). Le débit de base avant épisode est assez élevé avec environ 30 à 40 l/s.

La dynamique de crue est représentée par la distribution spatiale des temps de réaction et des temps de réponse dans le réseau hydrographique, respectivement sur la Figure IV.32 et la Figure IV.33.

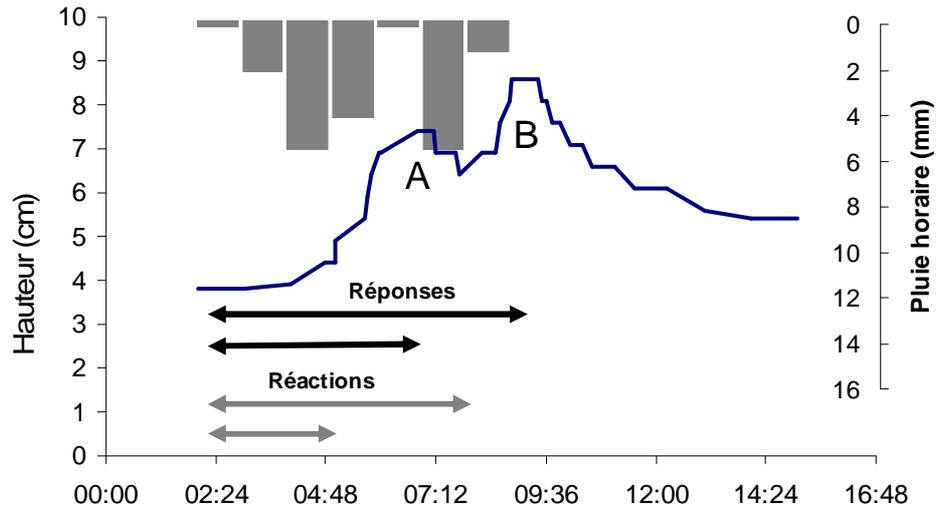


Figure IV.31 : Limnigramme et temps caractéristiques des averses printanières A et B à l'exutoire du bassin versant du Mercier.

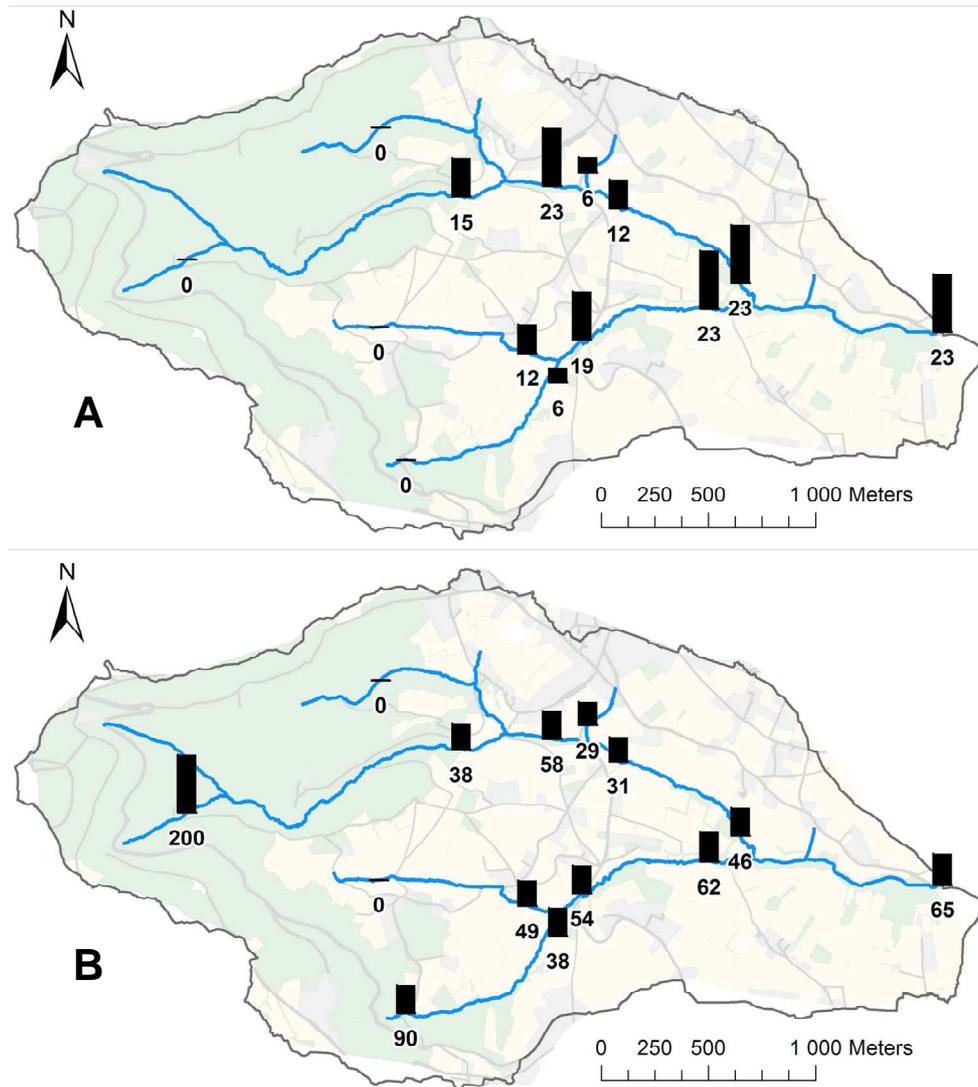


Figure IV.32 : Cartes des temps de réaction normalisés par la durée de la pluie (base 100%) lors des deux averses (A et B) printanières.

La dynamique de réaction aux deux averses est cohérente avec la hiérarchie topologique du réseau sauf pour le tronçon impacté par le ruissellement de la zone urbaine de Pollionnay. On observe que sur la secondeaverse, le temps de réaction normalisé est réduit par ce ruissellement de 58 à 31 puis 46% de la durée de la pluie à la station qui précède la confluence en aval. Toutefois cette accélération ne semble pas affecter le temps de réaction de l'exutoire. Les stations amont proches ou dans la forêt ne réagissent pas ou très en retard lors de cet épisode.

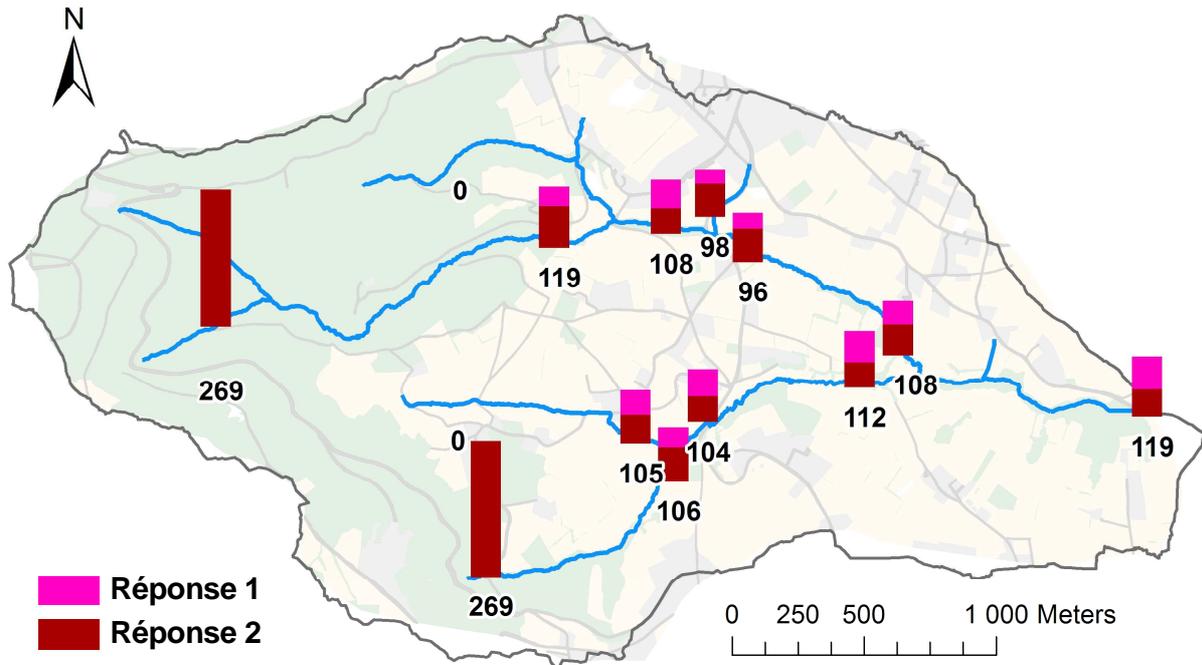


Figure IV.33 : Carte des temps de réponse normalisés par la durée de la pluie (base 100%) lors des averses printanières.

De la même façon le temps de réponse est assez cohérent avec la topologie de réseau. L'exutoire répond après la fin de la pluie, les stations du centre du bassin juste à la fin de la pluie. Dans le détail il semble que l'effet de la zone urbaine de Pollionnay se fasse encore sentir car la réponse du ruisseau des Presles est réduite de 108% à 96% puis s'accroît à nouveau à 108% de la durée de l'épisode au niveau de la confluence qui précède l'exutoire.

4.2.5 Tendances du pattern de drainage dans la topologie du réseau

- Distributions statistiques de temps caractéristiques de crue.

Les distributions des temps de montée de crue et des temps de réponse ont été obtenues sur les stations emboîtées du ruisseau des Presles (Figure IV.34). Les distributions sont comparables car les valeurs des temps sont normalisées par la durée de chaque épisode pluvieux échantillonné.

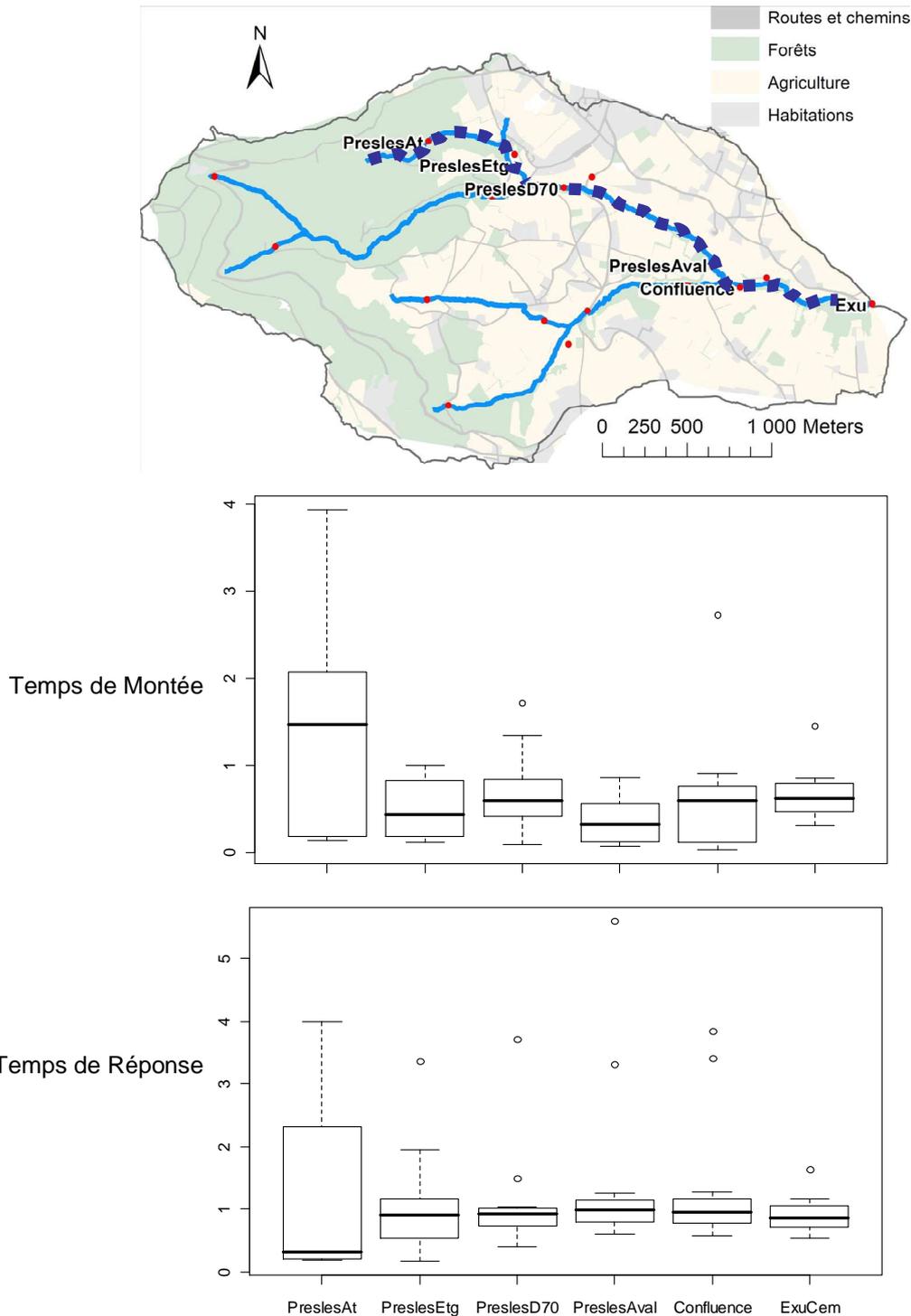


Figure IV.34 : Boxplots (médiane, intervalle interquartile, étendue de 1,5 fois l'intervalle interquartile) des temps de montée et des temps de réponse sur 6 stations limnimétriques emboîtées, normalisés par la durée des épisodes pluvieux échantillonnés.

La station amont PreslesAt se distingue par une grande étendue des temps de montée et de réponse avec des valeurs en moyenne supérieures à la durée de l'épisode pluvieux. Pour les autres stations en aval : les temps de montée sont généralement inférieurs à la durée des épisodes mais restent assez variables sauf pour l'exutoire où l'étendue est plus réduite ; les temps de réponse restent assez variables pour la station PreslesEtg avec des dépassements de la durée de

la pluie. Néanmoins sur les quatre stations en aval ils sont plus homogènes et voisins de la durée de l'épisode pluvieux.

▪ Tendances de propagation de crue dans le réseau hydrographique

L'observation des déphasages entre stations au cours des propagations des pointes de crue a été effectuée sur 15 stations du dispositif multi-local. La carte de synthèse (Figure IV.35) présente pour chaque station les parts relatives des trois comportements observés lors d'épisodes pluvieux (cf section 3.2) : non réponse, temps de réponse inférieur ou supérieur à la station aval.

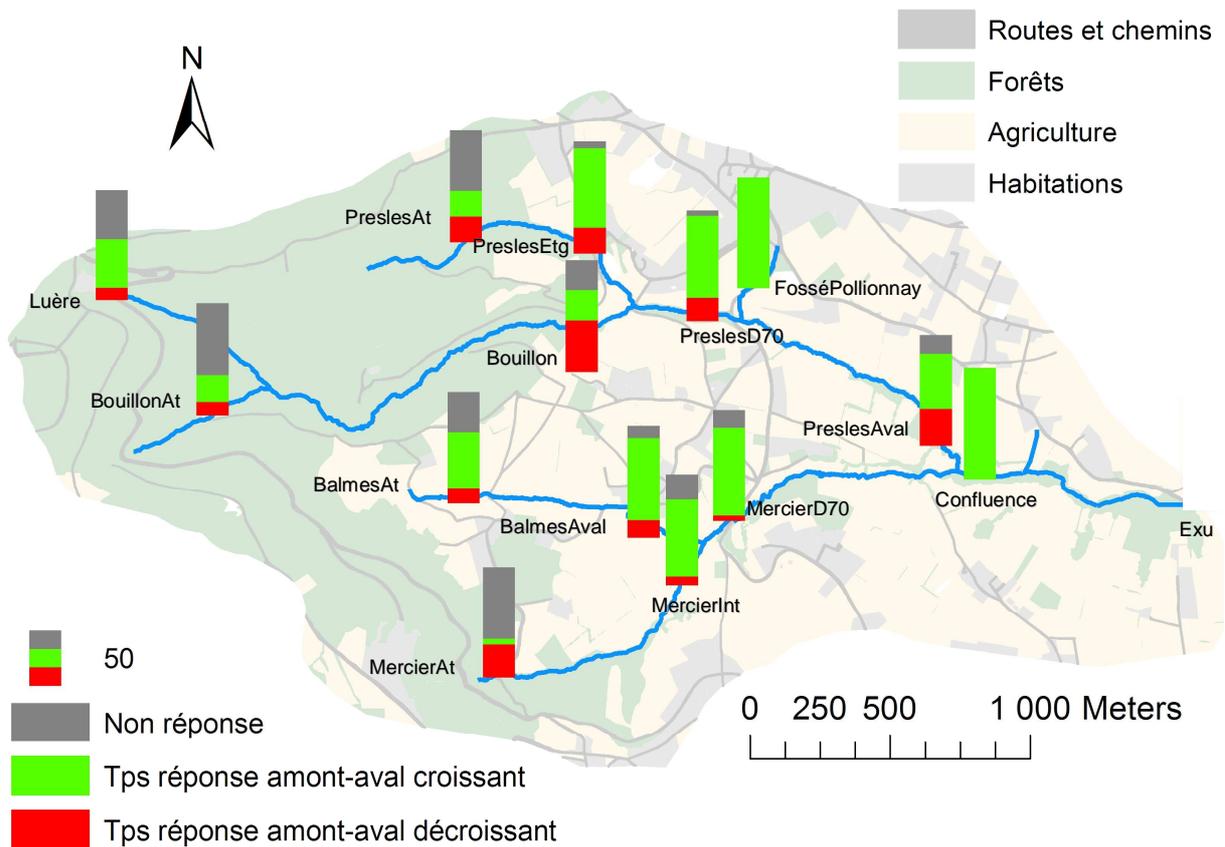


Figure IV.35 : Répartition (%) des 3 modalités de propagation de crue observées sur 15 stations limnimétriques dans le réseau hydrographique du Mercier à partir d'une série d'épisodes pluvieux.

Les stations d'ordre 1 de Strahler localisées dans la zone forestière amont : PreslesAt, BouillonAt et MercierAt ne répondent pas pour plus de la moitié des épisodes pluvieux échantillonnés. Lorsqu'une réponse est enregistrée le temps de réponse est supérieur à celui de la station aval pour la moitié des épisodes voire plus. Le résultat est différent pour BalmesAt seule station d'ordre 1 de Strahler liée à un bassin avec une grande surface agricole, car la fréquence de non réponse est limitée à 30% et le temps de réponse est majoritairement inférieur à celui de BalmesAval. En aval de la zone forestière, la station Bouillon à l'ordre 2 de Strahler se singularise avec un temps de réponse plus élevée que celui de PreslesD70 pour plus de 50% des réponses observées. En revanche, partout ailleurs dans le réseau à partir de l'ordre 2 le temps de réponse est majoritairement croissant de l'amont vers l'aval. Toutefois 3 stations emboîtées du ruisseau des Presles : PreslesEtg, PreslesD70 et PreslesAval sont marquées par des temps de réponse décroissants dans le sens amont-aval pour 20 à 25% des épisodes pluvieux. La station confluence avant l'exutoire est la seule, avec

Fossé-Pollionnay drainant la zone urbaine, à valider des temps de réponse inférieurs à la station aval pour 100% des épisodes testés.

4.3 Interprétation du fonctionnement du réseau de drainage

4.3.1 Quatre tendances de réponses des tronçons

Le cycle saisonnier du Mercier, constitué de réservoirs locaux, se traduit à l'échelle annuelle par une extension durable du réseau de drainage en hiver et une contraction durable en été, temporisées par des périodes de transition au printemps et en automne. Il en ressort un comportement persistant ou intermittent selon les régions et les périodes (Figure IV.16). A l'échelle de l'épisode pluvieux, les résultats des corrélations entre la réponse hydrologique et les variables pluviométriques montrent que l'état hydrologique antécédent et les caractéristiques de la pluie influencent la réponse le plus souvent conjointement mais la hiérarchie est différente selon les tronçons observés (Tableau IV.XII, Tableau IV.XIII, Tableau IV.XIV).

A travers ces résultats à deux niveaux d'échelle temporelle, 4 fonctionnements types peuvent être envisagés dans le réseau de drainage du Mercier à partir des combinaisons entre drainage persistant ou intermittent d'une part et effets des antécédents et/ou de l'intensité sur le débit d'autre part :

- Drainage persistant à peu intermittent répondant à des antécédents

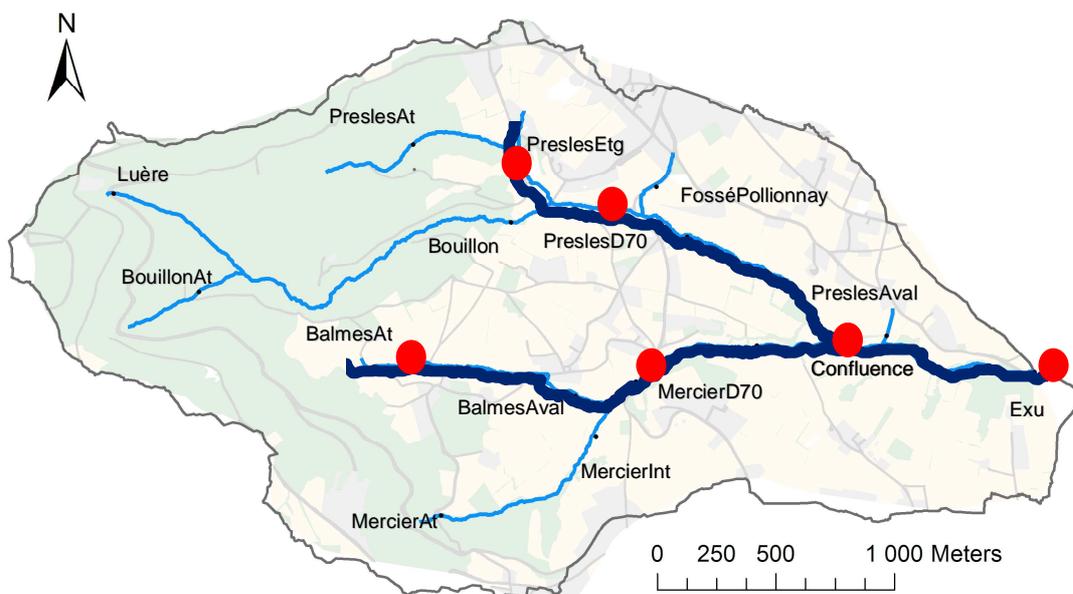


Figure IV.36 : Stations limnimétriques où le débit de base et/ou de pointe est influencé par les antécédents pluvieux entre 10 et 30 jours (pts rouges) et tronçons du réseau potentiellement impactés (Traits gras).

A l'ordre 1 à 2 de Strahler, il s'agit principalement des stations PreslesEtg dans le sous bassin des Presles et BalmesAt dans le sous bassin du Mercier dont le niveau observé est associé à des antécédents de pluie stockés localement dans des dépressions topographiques (Figure IV.36). Sur PreslesEtg la hauteur au débit de pointe est reliée aux cumuls de pluies d'ordre mensuels ($\rho=0,7$). Sur BalmesAt ce sont les cumuls plus récents de 10 jours qui sont corrélés à l'accroissement du niveau durant la montée de crue ($\rho=0,65$).

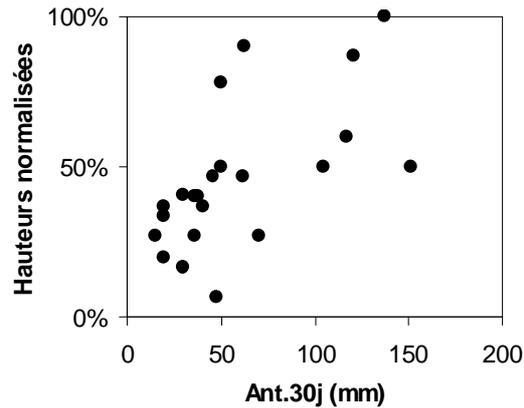


Figure IV.37 : Hauteurs au débit de pointe en fonction des antécédents mensuels de pluie sur la station PreslesEtg.

Une nappe superficielle de zones saturées semble donc jouer un rôle important sur le débit du réseau de drainage au niveau de ces stations. Les débits de pointe et leur croissance lors d'un épisode sont amplifiés, mais inversement ils semblent également laminés car l'amplitude de variation des hauteurs est relativement limitée (Figure IV.37), même si les sections observées sont irrégulières. L'inertie de fonctionnement est particulièrement grande pour le tronçon de PreslesEtg (inertie accrue par la présence d'une retenue collinaire pour l'irrigation avec déversoir). Ce fonctionnement est majeur dans le ruisseau des Presles drainant la moitié nord du Mercier : sur 4 stations emboîtées PreslesEtg, PreslesD70, Confluence et Exutoire les débits de base et de pointe sont soutenus par les antécédents de pluie décennaux à mensuels. Dans le ruisseau du Mercier drainant la moitié sud, seul le débit de base semble légèrement soutenu par les antécédents décennaux dans les bassins emboîtés : $\rho=0,61$ pour Mercier D70 (Tableau IV.XIV). Ces résultats sont conformes à celui sur l'origine du coefficient de ruissellement à l'exutoire qui est en premier chef expliqué par le débit de base en début d'épisode (Tableau IV.XVI). On peut préciser que cet écoulement est alimenté en priorité par la moitié nord de manière plus soutenue que par la moitié sud par de l'activité de multiples zones saturées qui stockent et redistribuent les antécédents de pluie.

- Drainage inactif à intermittent répondant à des seuils de pluie

Dans la partie forestière amont du Mercier, les fréquences de réponse sont les plus rares dans les stations Bouillon, BouillonAt, PreslesAt dans la moitié nord et MercierAt, MercierInter dans la moitié sud (Figure IV.38). La lame de pluie couplée aux antécédents exerce un contrôle majeur sur le déclenchement de la réponse. Le niveau seuil semble se trouver autour de 20 mm pour plusieurs stations, sans pouvoir être confirmé statistiquement. Mais les résultats indiquent que ce paramètre agit en interaction avec des cumuls pluviométriques plutôt récents de 10 jours (Figure IV.20) pour déclencher la réponse.

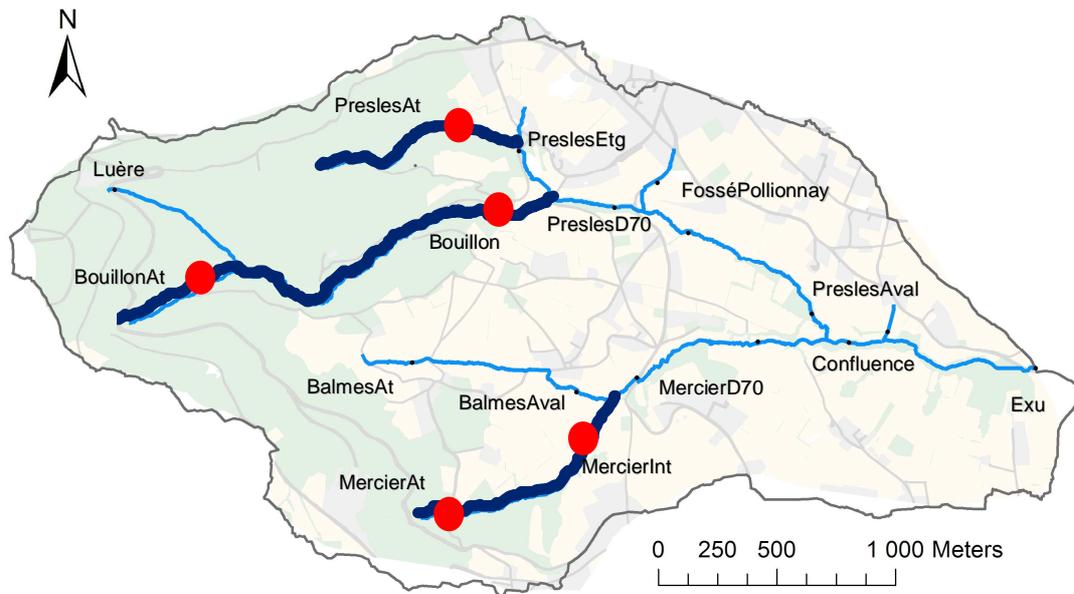


Figure IV.38 : Stations limnimétriques où la réponse est conditionnée par un seuil de pluie couplé à des antécédents récents (Pts rouges) et tronçons du réseau de drainage du Mercier potentiellement impactés par ce fonctionnement (Traits gras).

L'analyse des débits spécifiques montre de plus que la récession est beaucoup plus rapide sur BouillonAt et PreslesAt que sur le reste des stations car le débit spécifique n'est plus que de respectivement 3 et 9 l/s/km² alors qu'il est en moyenne de 12 l/s/km² sur les autres tronçons (Tableau IV.XV). Ces résultats confirment leur caractère intermittent lié au trop plein d'un réservoir sous terrain alimenté par des infiltrations.

- Drainage intermittents répondant strictement à l'intensité

Une majorité de stations d'ordre 1 présentent une activité essentiellement intermittente car une réponse impulsive est observée quelle que soit la nature de l'épisode pluvieux à partir d'un seuil très bas de pluviométrie. Toutes les stations localisées à l'aval d'un exutoire de fossés anthropiques capables de délivrer rapidement du ruissellement en provenance de surfaces peu perméables sont concernées. Les analyses de corrélation montrent que les flux maximums sont prioritairement corrélés à l'intensité maximale de la pluie dans les stations Fossé jardin, MercierAt, Luere ($\rho=0,61$ à $0,84$). Ces tronçons représentent un échantillon des nombreuses extensions éphémères du linéaire de drainage qui ne répondent qu'à des impulsions pluviométriques brutales. Ce déterminisme est très important car la variation de hauteur de la montée de crue sur fossé-Pollionnay est décorrélée de la lame de pluie totale ($\rho=-0,61$). De tels linéaires d'ordre 1 qui se connectent au réseau directement à l'ordre 3 ou 4 comme fossé Pollionnay et Fossé jardin sont la preuve que des flux multiples provenant de ruissellements rapides peuvent pénétrer dans le réseau de drainage naturel localisé dans les fonds de talweg.

- Drainage persistant à peu intermittents répondant à l'intensité

Au cœur du bassin versant dans les tronçons majeurs d'ordre 2 à 4, le suivi annuel révèle que le débit de base est persistant, alimenté fréquemment par les zones saturées majeures présentes en amont et d'autres plus modestes au voisinage du réseau.

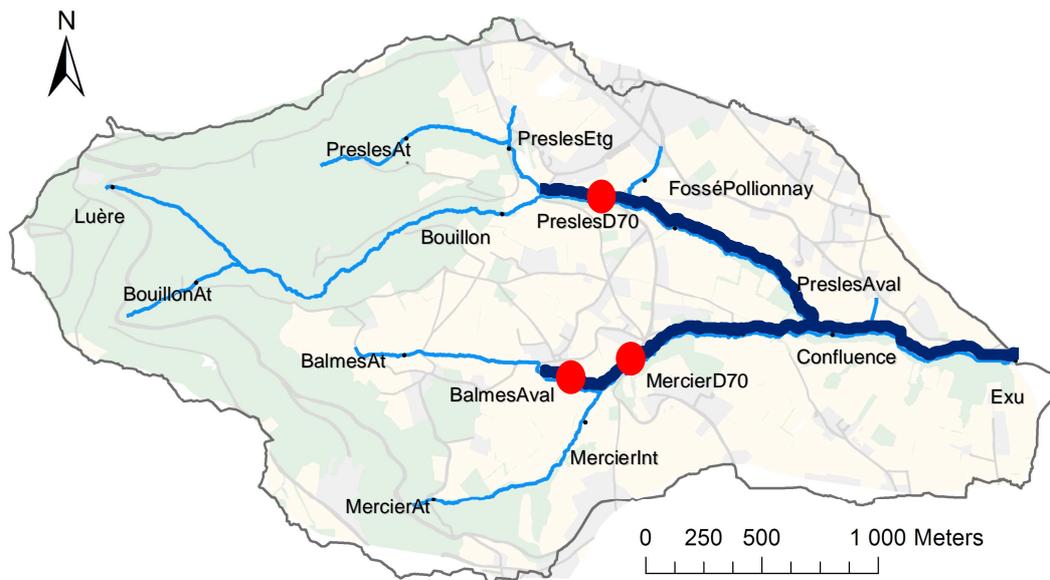


Figure IV.39 : Stations limnimétriques où le débit de pointe est lié à l'intensité moyenne horaire (Pts rouges) et tronçons du réseau de drainage du Mercier potentiellement impactés par ce fonctionnement (Traits gras).

Dans ces tronçons, les stations PreslesD70 sur le sous bassin nord ainsi que BalmesAval et MercierD70 emboîtées sur le sous bassin sud présentent des corrélations à l'intensité moyenne horaire (respectivement $\rho=0,63$; $\rho=0,72$ et $\rho=0,64$) (Figure IV.39). En aval, l'exutoire est sensible à l'intensité maximale horaire ($\rho=0,67$). Une tendance à la linéarité entre l'intensité moyenne et le débit de pointe (Figure IV.40) signifie que des transferts rapides peuvent structurer fortement la réponse dans ces tronçons.

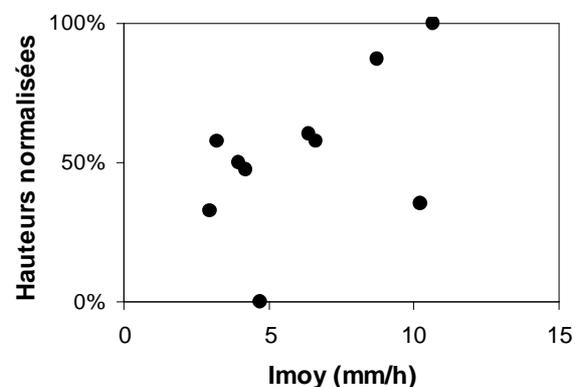


Figure IV.40 : Hauteurs au débit de pointe en fonction de l'intensité moyenne horaire de pluie sur la station MercierD70.

Ceci peut être causé par la connexion de sous bassins significativement artificialisés sur cette partie du bassin versant, décrits dans le paragraphe précédent comme répondant strictement à l'intensité. On peut donc envisager qu'une concentration rapide de masses d'eau puisse se développer de manière récurrente à ce niveau du bassin versant (Figure IV.39).

4.3.2 Deux tendances dans la dynamique de drainage

Les dynamiques de drainage sont affectées localement par l'aptitude des bassins à produire et transférer du ruissellement jusqu'au réseau de drainage, ainsi que

par l'aptitude du réseau de drainage lui-même à transférer les masses d'eau reçues. Le temps d'acheminement en un point du réseau dépend donc de deux termes :

- ⇒ Du temps de concentration des versants qui dépend de la vitesse de transfert sur les versants.
- ⇒ Du temps de parcours des masses d'eau dans le réseau qui dépend de la vitesse de transfert en réseau.

A travers l'observation multi-locale du réseau de drainage, une onde de crue est mise en évidence si les déphasages entre stations sont cohérents par rapport aux distances qui les séparent dans le réseau. Il est possible dans ce cas de calculer une vitesse de déplacement de l'onde de crue. Pour cela les distances de parcours entre chaque station et l'exutoire sont exprimées en fonction des temps caractéristiques de réaction et de réponse mesurés aux stations limnimétriques. On distingue deux tendances selon qu'une onde de crue est détectable ou non détectable dans le réseau de drainage. Lorsqu'un modèle d'ajustement est possible par régression, alors les durées s'expliquent par les distances parcourues dans le réseau. Dans ces conditions la vitesse de déplacement de l'onde de crue est intéressante à analyser. Inversement lorsque cet ajustement est médiocre, les temps caractéristiques devraient être expliqués par d'autres processus que le transfert d'une onde de crue dans le réseau. L'hypothèse d'un contrôle exercé par les versants est alors envisageable par opposition au réseau.

Tableau IV.XVII : Bilan des ajustements entre les temps de parcours de l'onde crue et les distances parcourues entre stations multi-locales et des vitesses moyennes obtenues sur le réseau de drainage du mercier pour 4 épisodes suivis.

Date	D _d base (%)	Débit exutoire (l/s)		Pluie (mm)	I max (mm/h)	Ajustement linéaire R ²		Vitesse m/s	
		base	max			Réaction	Réponse	Réaction	Réponse
01/11/2008	100	100	2800	74	12	0,06	0,41	0,1	0,25
05/07/2009	15	0	80	22	16	0,56	0,67	0,79	0,74
11/05/2010	100	35	190	15	8	0,41	0,62	0,63	0,63
26/03/2010	85	15	270	28	14	0,9	0,22	0,67	0,42

Les dynamiques de drainage ont été cartographiées sur quatre épisodes pluvieux présentant des caractéristiques diverses (cf section 4.2). Sur ces mêmes épisodes, les ajustements entre temps caractéristiques et distances de parcours en réseau ont été effectués (Tableau IV.XVII). Le nombre d'épisodes suivis est certes limité mais la variabilité de qualité de l'ajustement (R² allant de 0,06 à 0,90) démontre que les deux tendances dynamiques ont été observées. Pour les meilleurs ajustements, les vitesses de l'onde de crue fournies par les pentes des droites de régression vont de 0,6 à 0,9 m s⁻¹. Il s'agit bien d'une onde et non pas de la vitesse d'écoulement dans le réseau qui a été mesurée sur de nombreux tronçons entre 1 et 3 m s⁻¹.

Le cas de l'épisode intense du 26 mars 2010 est intéressant car il fait l'objet d'une linéarité de réaction du réseau de drainage (Figure IV.41) : le début de la concentration s'effectue avec une vitesse moyenne de l'onde de crue de près de 0,7 m s⁻¹.

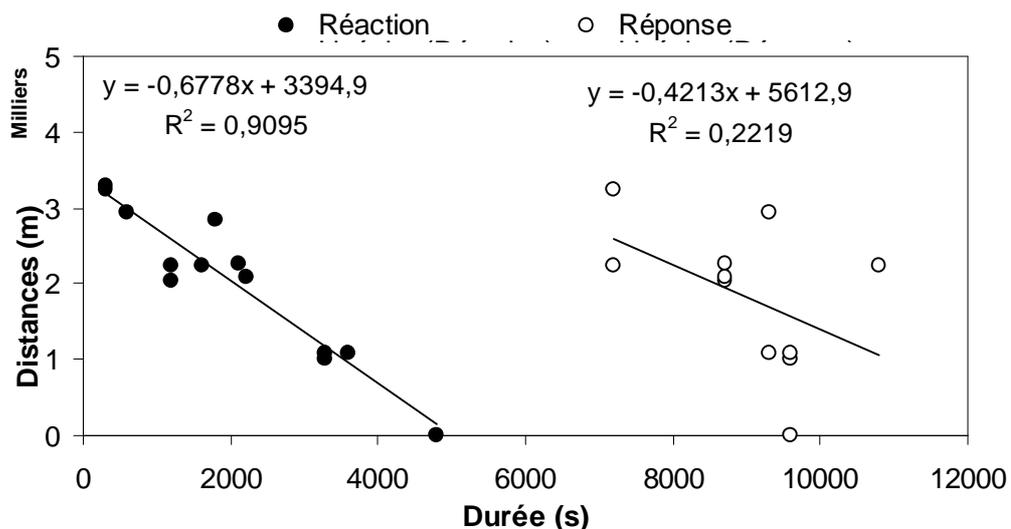


Figure IV.41 : Distance à l'exutoire des stations disposées dans le réseau hydrographique du Mercier en fonction de leurs temps de réaction et de réponse lors de la giboulée du 26 mars 2010.

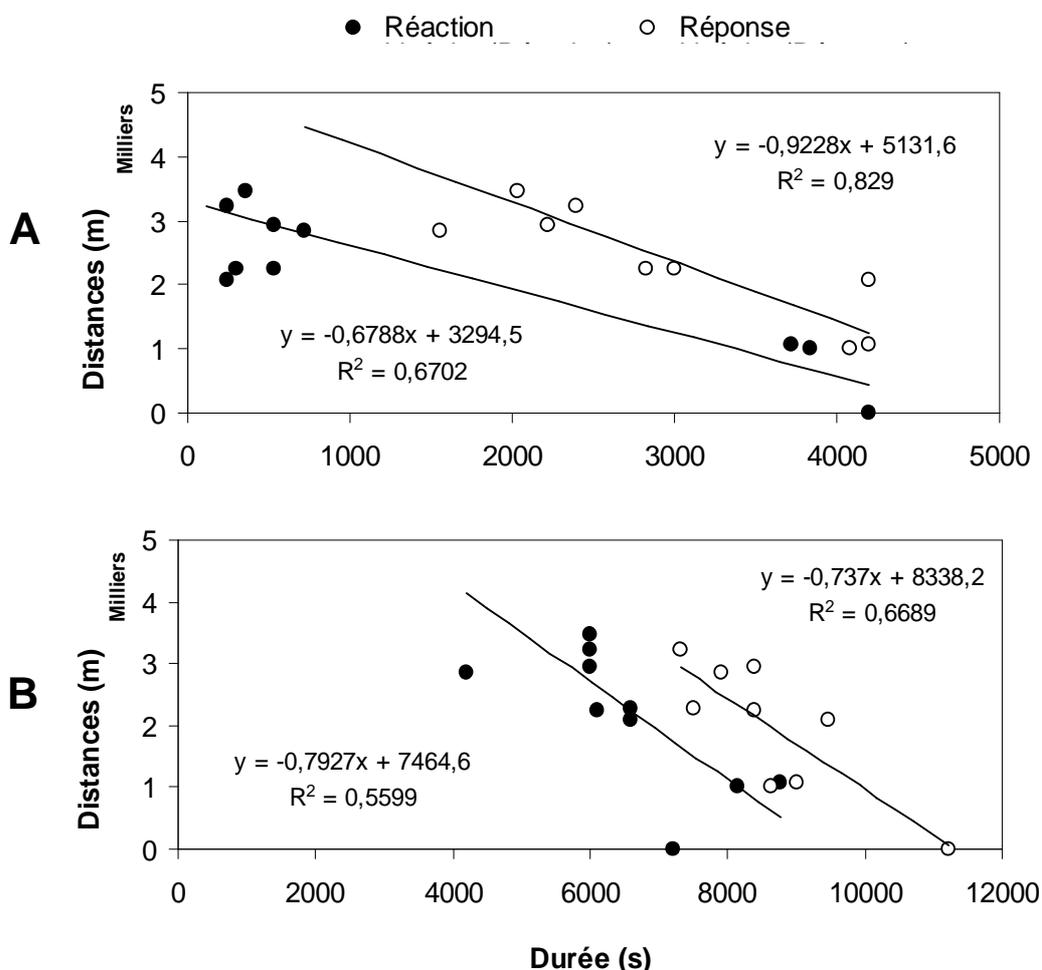


Figure IV.42 : Distance à l'exutoire des stations disposées dans le réseau hydrographique du Mercier en fonction de leurs temps de réaction et de réponse pour les deux averses consécutives A et B de l'orage du 05 juillet 2009.

Cette linéarité se dégrade lors de la réponse car au lieu de rester dépendant des distances, les temps de réponse s'homogénéisent (sauf pour les bassins sous

forêt dont la réponse est retardée). Ce résultat signifie que les processus qui génèrent une onde de crue dans le réseau ne sont plus dominants car les temps de réponse tendent vers la durée de la pluie.

En conditions sèches, l'orage estival permet d'obtenir pour chaque averse un ajustement de qualité limité mais pas médiocre ($R^2 > 0,5$). La première réaction en début d'épisode est extrêmement rapide pour la plupart des stations amont éloignées de l'exutoire. Mais les stations les plus proches tardent à réagir car une onde de crue passe une heure après le début de la pluie. La première réponse se traduit par une tendance à la linéarisation (Figure IV.42A). Lors de ce premier pic de débit, l'onde de crue se déplace à une vitesse d'environ $0,7 \text{ m s}^{-1}$. Cette linéarité est moins marquée lors de la seconde averse (Figure IV.42B) qui génère une structure plus chaotique de la réponse dans la partie amont mais une linéarité reste présente sur le parcours des stations du sous bassin du Mercier dans la moitié sud. L'exutoire respecte la logique de propagation d'une onde de crue avec une réponse bien plus tardive que les stations emboîtées en amont.

Le dispositif multi-local permet via ces exemples de distinguer deux tendances de fonctionnement du réseau de drainage qui sont expliquées par l'activité de deux catégories de surfaces contributives au réseau de drainage (Figure IV.43). En conditions humides, il semble que l'activité des zones saturées adjacentes au réseau contrôle la dynamique de drainage. Le temps de réponse dépend alors d'apports locaux causés par la connectivité de ces zones saturées au réseau, plutôt que d'apports par acheminement plus ou moins distants liés à des ruissellements de surfaces activées par l'intensité de la pluie. L'onde de crue aurait alors tendance à se diffuser dans le flux plus important généré par la contribution des zones saturées.

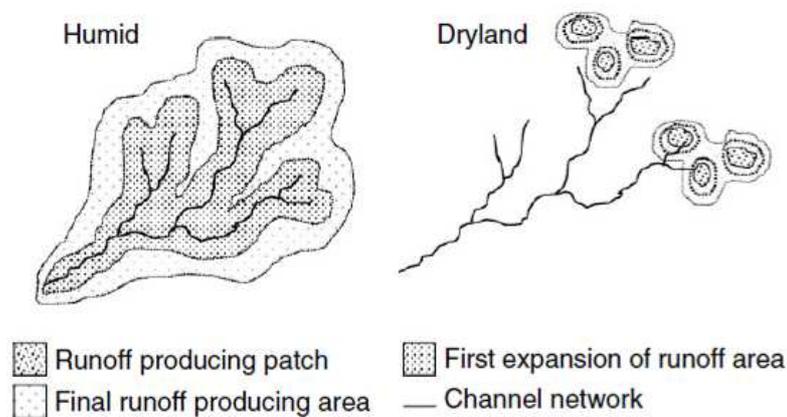


Figure IV.43 : Deux tendances d'extension des surfaces contributives au réseau de drainage : extension des zones saturées en conditions humides et zones préférentielles de ruissellement en conditions sèches (Bracken & Croke, 2007).

L'analyse de la dynamique de drainage (Tableau IV.XVII) sur quelques épisodes semble montrer qu'en conditions sèches à peu humides, les zones saturées sont moins actives donc moins contributives, et laissent s'organiser une onde de crue dans le réseau avec un gradient de réponse amont-aval plus évident qu'en conditions humides.

L'épisode automnal du 1 novembre 2008 est un cas particulier car le temps de concentration des bassins a potentiellement été atteint. Les temps de réponse sont peu dépendant des distances de parcours en réseau mais dans ces conditions particulière de crue sous pluie intense et homogène, la dynamique de drainage est affectée car les surfaces contributives au réseau de drainage

peuvent s'étendre à l'ensemble de la surface des bassins. Ce cas très riche d'enseignement sera développé plus en détail en Partie 5.

4.3.3 Synthèse sur le fonctionnement du réseau de drainage

Les tendances de réponses des tronçons variables selon leur localisation géographique et/ou topologique doivent être mises en relation avec les dynamiques de drainage pour conclure sur les interactions entre facteurs pluviométriques et facteurs géographiques. Les résultats obtenus sur ces deux volets permettent de dégager deux unités majeures de fonctionnement du Mercier :

- Fonctionnement à seuil dans les espaces amont pentus dominés par la forêt

Les sous bassins forestiers présentent les plus faibles occurrences de réponse que ce soit en termes de débit de base (Figure IV.16) ou lors d'épisodes pluvieux (Figure IV.18). De plus, les analyses confirment que les réponses sont régulièrement retardées voire systématiquement dans certains cas. Ces régions apparaissent donc détachées de la dynamique dominante de drainage à l'échelle d'un épisode pluvieux. La réponse n'est pas contrôlée par des antécédents pluvieux mais en dépend et, de plus, ces derniers doivent être couplés à une pluviométrie significative. Il s'agit d'un phénomène à seuil de déclenchement avec un cycle qui est relié à un niveau d'échelle temporelle dépassant très largement celui de l'épisode de pluie, et donc indifféremment de l'intensité de la pluie. Les résultats n'ont pas permis de démontrer statistiquement ce seuil mais ils indiquent que le volume de pluie nécessaire est pour une majorité de stations de 10 à 20 mm en quelques heures (Figure IV.19). Or une pluviométrie de 20 mm par jour couplée à des antécédents récents de volume équivalent est relativement peu fréquente à l'échelle annuelle sur le bassin du Mercier : en 2009 cette configuration ne s'est produit que deux fois seulement. On peut donc considérer que les talwegs soumis à ce fonctionnement ne vont intervenir que très rarement dans la composante rapide d'écoulement c'est à dire lors d'événements extrêmes. Ils vont plutôt jouer un rôle dans la récession.

- Fonctionnement dans la zone rurale de piémont : entre onde de crue et vidanges des zones saturées.

Pour les tronçons de réseau où le drainage est plus persistant, les relations entre débit et dynamique de drainage sont complexes et ne dépendent pas de seuils tranchés. Il s'agit d'un équilibre entre intensité de la pluie et état de saturation du bassin avant la pluie. Les analyses effectuées sur les débits de l'exutoire montrent que la liaison entre la lame d'écoulement rapide de crue et le débit de base avant épisode est nettement plus forte qu'avec l'intensité pluvieuse (Tableau IV.XVI). Nous avons montré par ailleurs que les antécédents pluvieux agissent considérablement sur le débit de base et de pointe de nombreux tronçons du réseau en particulier sur le ruisseau des Presles dans la partie nord du Mercier (Figure IV.36). La production des zones saturées qui s'étendent dans les talwegs est reconnue comme un phénomène majeur de contrôle à la fois de la dynamique de drainage du réseau et de la lame écoulée dans le Mercier. Cette production soutient aussi la densité de drainage de l'écoulement de base observé sur le long terme (Figure IV.16). Ce fonctionnement donne la tendance générale à l'exutoire, toutefois l'intensité pluvieuse contrôle également une part du débit de pointe de nombreux tronçons (Figure IV.37). Lorsqu'elle est suffisamment élevée et que l'activité des zones saturées est suffisamment réduite, une onde de crue est alors identifiée dans le réseau de drainage avec des vitesses de 0,7 à

0,9 m s⁻¹ (Tableau IV.XVII). C'est pourquoi, il ne faut pas écarter l'impact du ruissellement issu d'aménagements ruraux, urbains ou de parcelles agricoles sensibles à l'intensité. Ces écoulements émis rapidement pourraient avoir tendance à court-circuiter localement les mécanismes naturels de saturation/diffusion dans les talwegs. En fait, ces derniers offrent une résistance à la progression des masses d'eau mais lorsque le réseau de drainage n'est pas suffisamment alimenté par leurs contributions, la propagation des écoulements rapides reste visible dans la dynamique de drainage sous forme d'onde.

4.4 Impact de l'occupation du sol sur le pattern de drainage

Le réseau de drainage du Mercier assure différents mécanismes de drainage selon le contexte physique traversé et l'échelle temporelle considérée. La question qui se pose est désormais de mieux comprendre le lien entre les aspects fonctionnels du réseau analysé plus haut et les éléments structurels qui l'entourent avec en premier plan l'occupation du sol.

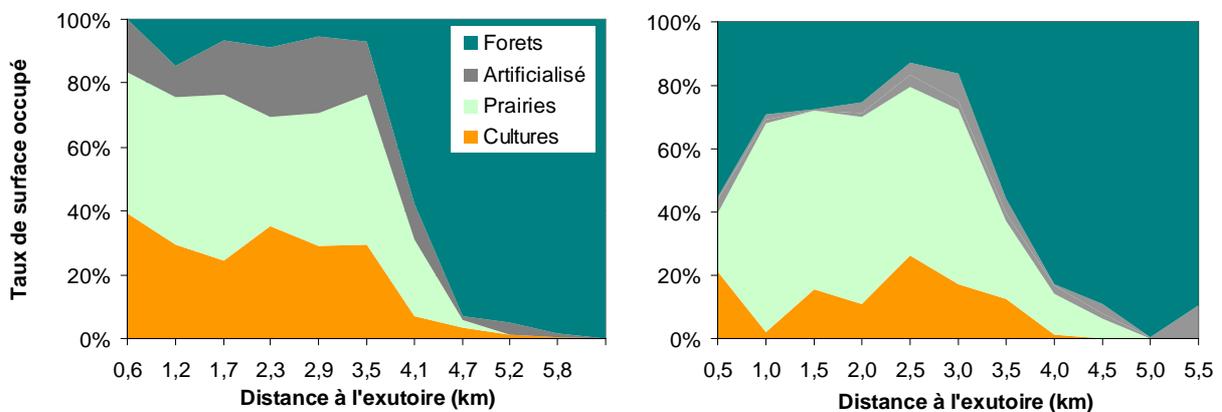


Figure IV.44 : Répartition surfacique des grands thèmes d'occupation du sol en fonction de la distance à l'exutoire le long du tracé du réseau hydrographique observé : sur l'ensemble du bassin du Mercier (graphe de gauche), dans la zone de 100 mètres autour du réseau (graphe de droite). L'occupation est issue d'un travail fin de photo-interprétation (UMR EVS, 2009).

Gonzalez-sosa et al (2010) ont échantillonné la dynamique d'infiltration des sols du bassin versant du Mercier et concluent que l'occupation des sols est plus indicatrice de la capacité d'infiltration que le type de sol lui-même. La réponse du réseau hydrographique du Mercier est également impactée par le type d'occupation du sol car un fonctionnement à seuil est observé dans les bassins sous forêt, et car la dynamique générale de la réponse semble contrôlée par l'espace agricole dans les deux tiers avals du bassin (Figure IV.44).

4.4.1 Lien entre la géomorphologie dynamique et le fonctionnement à seuil

Les zones forestières qui présentent un comportement de réponse spécifique à seuil sont les espaces qui ont subi le plus de changements majeurs d'occupation des sols au cours du siècle dernier. Il s'agit d'une substitution de terres cultivées depuis le début du 20^e siècle en forêts privées présentes actuellement dans les versants amont les plus pentus et les plus éloignés de l'exutoire (Figure IV.44). Cette évolution progressive a conduit à une limitation de la force érosive du cours d'eau et au comblement des talwegs (Schmitt & Grosprêtre, 2008). Quelques incisions profondes du chenal d'écoulement sont présentes dans ces talwegs mais seulement sur quelques mètres de longueur. Leur présence est indicatrice d'un exhaussement massif du fond de talweg par rapport à son niveau

initial avant les changements majeurs d'occupation des sols (Schmitt & Grosprêtre, 2008). Les incisions rencontrées devraient logiquement favoriser l'évacuation rapide des eaux. D'une part en limitant les débordements lors des fortes crues et donc en limitant la diffusion de l'onde de crue dans les zones rivulaires. D'autre part et surtout parce que le niveau du lit originel situé plus bas intercepte des écoulements souterrains latéraux pour les convertir en écoulements superficiels. Néanmoins, ces incisions sont peu développées en longueur dans les talwegs du Mercier, si bien que ces processus hydrologiques sont très limités (Grosprêtre comm. personnelle). Cette hypothèse est la plus vraisemblable pour expliquer le comportement à seuil analysé par le biais des stations limnimétriques. Casenave & Oliveira (1996) parlent d'alternances entre colluvionnement et ravinement : Les paléoravines sont remblayées lors de sédimentations ultérieures. La nappe contrôlée par la zone saturée se retrouve alors « piégée » dans des colluvions récents. Sa vidange est limitée par un seuil de pluie qui, une fois franchi, peut générer un apport brutal de masses d'eau dans le drain. Ce comportement contribue également à expliquer par répercussion la faiblesse des coefficients de ruissellement et l'importance des récessions hydrologiques mesurées à l'exutoire du Mercier. L'évolution de l'agriculture a donc conduit à des modifications importantes du comportement hydrologique de talwegs qui font pourtant partie de la structure majeure du réseau hydrographique du Mercier. Les sous bassins concernés sont aujourd'hui les seuls occupés principalement par de la forêt. Il est donc pratique d'attribuer l'origine du comportement spécifique observé aux propriétés d'interception du couvert et des sols forestiers, de même qu'au socle métamorphique fracturé favorisant les infiltrations profondes. Mais il ne s'agit vraisemblablement pas des seuls facteurs en cause dans ce comportement hydrologique si particulier.

4.4.2 Précisions sur le rôle majeur de l'espace agricole

L'impact de l'occupation des sols par l'agriculture sur le fonctionnement hydrologique du réseau de drainage est difficile à observer car il s'agit du thème dominant d'occupation concentré sur les deux tiers aval du bassin versant (Figure IV.44). L'analyse de la dynamique de drainage au cours d'épisodes pluvieux intenses montre qu'une onde de crue s'organise dans le réseau lorsqu'il traverse l'espace agricole. Gonzalez-sosa & al (2010) ont montré que dans le parcellaire agricole du Mercier les coefficients d'infiltration sont inférieurs à ceux observés dans les sols sous forêts en amont du bassin. C'est particulièrement le cas des sols de parcelles cultivées qui présentent une plus faible activité biologique et une porosité parfois dégradée par le travail mécanique du sol.

Les cultures annuelles ainsi que les prairies sont globalement distribuées de manière assez identique en termes de superficie quelle que soit la distance à l'exutoire en suivant le réseau hydrographique (Figure IV.44). Mais contrairement à la situation qui devait prévaloir au début du siècle dernier, les deux assolements ne sont pas localisés dans les mêmes contextes : les cultures sont localisées sur les plateaux et les prairies dans les pentes et les fonds de talweg pour des raisons d'optimisation de l'exploitation agricole. Il en résulte qu'en périphérie du réseau l'espace agricole est légèrement moins dominant sur la forêt et surtout très majoritairement composé de prairies (Figure IV.44). Compte tenu des tendances de réponse des différents tronçons du réseau de drainage un fonctionnement type se dégage : les fonds de vallée très végétalisés au voisinage des drains sont souvent des zones saturées alimentées par des écoulements plus ou moins rapides en provenance des zones de plateaux cultivés. En cas d'intensité élevée et de dépassement de la capacité d'infiltration

des sols de plateau cultivés, un ruissellement diffus à concentré peu s'installer et progresser dans le versant jusqu'à la connexion avec le fond de talweg (Figure IV.45A).

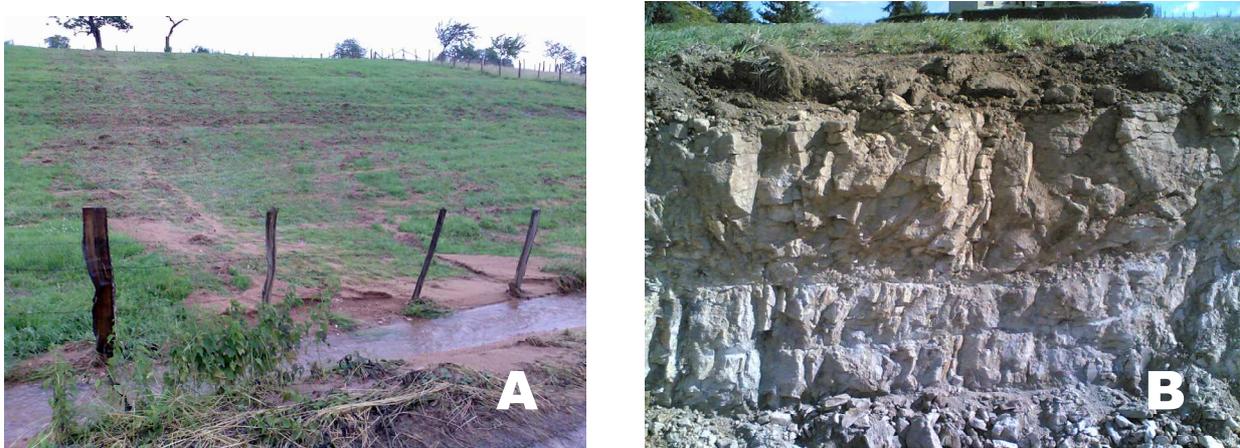


Figure IV.45 : Dépôts de sédiments sur un versant en prairie après ruissellement provenant de parcelles cultivées en zone de plateau (A). Profil pédologique sur une parcelle de prairie (B). Photos B.Sarrazin.

Il existe donc un fort potentiel de connectivité hydrologique dans l'espace agricole entre zones de plateaux et zones de talwegs. D'autant plus que les sols sont peu profonds et plus rapidement saturés sur certains versants avec un substrat assez peu perméable (Figure IV.45B). C'est effectivement dans la zone agricole, que la densité de drainage de l'écoulement de base est la plus persistante (Figure IV.16) et que le passage d'une onde de crue est plus fréquemment détectable à l'aide du dispositif multi-local lorsque le réseau de drainage est en état intermittent. Ces résultats sont cohérents avec ceux de Gnouma (2006) dont les piézomètres placés sur un même versant en zone agricole ont révélé des phénomènes de saturation mais également des ruissellements de type hortonien.

4.4.3 Pourquoi l'impact des surfaces imperméabilisées reste local ?

Sur le réseau de drainage du Mercier, l'impact des surfaces imperméables ne se détecte que sur des épisodes intenses avec un état de saturation préalable modeste. Les stations d'ordre 1 sont très impactées lorsqu'elles sont proches de structures anthropiques susceptibles de générer du transfert systématique en provenance de surfaces imperméables. Cet apport représente une part importante des masses d'eau transférées localement et masque le comportement « naturel » de ces stations. Cependant ce passage éclair est très rarement relayé en aval par une onde de crue.

Le village de Pollionnay, avec une zone d'habitat dense entourée de villas constitue l'essentiel des surfaces artificialisées localisées entre 1,5 et 3,5 km de l'exutoire du Mercier (Figure IV.44). Le ruissellement générée par cette zone est observé par une station spécifique appelée « Fossé Pollionnay » localisée en aval du village dans un fossé de bordure de route et de parcelle agricole. La réponse est systématique et l'écoulement rejoint le ruisseau des Presles et peut rester visible au niveau de 2 à 3 stations successives, puis se dissipe en aval avant d'atteindre l'exutoire du Mercier. La perturbation engendrée bien que perceptible jusqu'à l'ordre 4 de Strahler reste donc minime et perceptible si la pluie totale est modérée, l'intensité élevée et l'activité des zones saturées réduite.

Cependant l'accroissement de la périurbanisation dans les années qui viennent pourrait venir accentuer ce phénomène voire modifier globalement les régimes hydrologiques comme dans le sous bassin voisin de la Chaudanne (Braud, 2011).

5 Conclusions sur les apports du dispositif multi-local expérimenté

L'analyse des données limnimétriques multi-locales avait pour objet de différencier des tendances de réponse et de dynamique au sein du réseau de drainage du Mercier pour mieux comprendre son fonctionnement hydrologique. Deux étapes majeures ont été développées dans ce but : la mise en œuvre technique du dispositif puis l'analyse et l'interprétation des données collectées.

Sur le plan technique la fiabilité du capteur limnimétrique utilisé n'est pas le problème principal à traiter, même si la dérive de la mesure et l'occurrence des pannes posent des problèmes de pertes de données. L'aspect rudimentaire de la mesure fait que le dispositif peut être assez rapidement opérationnel sur le terrain et adaptable sur des sites différents. Il permet d'accéder à une information très riche sur seulement quelques événements hydrologiques. Mais si, comme dans cette partie, l'objectif est d'obtenir des tendances de comportement des bassins, le dispositif nécessiterait, pour être bien valorisé, d'être maintenu en place sur une durée plus longue. Cela permettrait de préciser l'estimation de seuils de pluie, intensité ou antécédents déclencheurs du drainage dans les régions intermittentes. Néanmoins, c'est sur le long terme que le problème technique voire technico-économique se pose car sur de telles durées la difficulté est alors dans le suivi et la maintenance de réseaux denses d'observation. Les progrès des nouvelles technologies de l'information et de la communication en réseau sans fil pourraient amener des solutions concrètes dans ce domaine à moyen terme.

Concernant l'application au bassin du Mercier : l'analyse hydrologique à l'exutoire du Mercier a fait état d'un cycle saisonnier, de faibles coefficients d'écoulement et de longues récessions. Par rapport aux connaissances acquises, la mise en relief des patterns de drainage à l'aide du dispositif déployé est une information nouvelle. La connaissance des processus hydrologiques est renouvelée par l'approche spatiale et temporelle du réseau de drainage avec seulement 2 à 3 ans de suivi. Ainsi, l'observation multi-locale montre que la distribution spatiale des mécanismes de transfert dans le réseau n'a rien d'anarchique. Leur disposition est un produit de l'histoire géologique, géomorphologique et géographique du bassin versant. La lecture de cette distribution permet de définir des « systèmes hydrologiques » au sein du Mercier ainsi que la hiérarchie de leur fonctionnement les uns par rapport aux autres :

⇒ Drainage peu fréquent issu d'une production soumise à seuil dans les espaces montagneux amont :

Ce système doit être pris en compte lors d'épisodes très importants et pour l'étude des récessions.

⇒ Composante rapide de l'écoulement produit et drainé dans l'espace agricole

Ce système est structuré en deux « sous systèmes » : zones saturées contributives en conditions humides, et contributions des surfaces sensibles au ruissellement hortonien en conditions peu humides à sèches.

Dans ce système, l'analyse des ondes de crue montre notamment le potentiel du dispositif multi-local pour fournir à des modèles des seuils d'activation / désactivation des zones saturées ou des seuils de contribution dominante des zones de production de ruissellement intense. Ceci permettrait de tester des

hypothèses fines sur les contributions des différentes formes d'occupation du sol de l'espace rural et péri-urbain.

Dans la partie suivante nous nous appuyerons sur ces grandes tendances de fonctionnement décrites à partir d'une connaissance multi-locale pour tenter d'établir un lien avec la réponse globale du bassin versant.

**Partie V : Couplage entre connaissances locales du réseau
de drainage et réponse globale du bassin versant.**

1 Introduction

Dans cette partie, nous essayons de montrer comment les deux volets étudiés dans ce travail peuvent être combinés de manière simple pour tester des hypothèses de fonctionnement du bassin versant : l'observation spatialisée du drainage développée en Partie IV a permis de dégager différentes dynamiques spatio-temporelles du fonctionnement du réseau de drainage, selon le type d'évènement pluvieux considéré et l'état hydrologique antécédent. La description des drains du réseau par un MNT LiDAR, en Partie III, a été effectuée à une échelle fine permettant de mettre en évidence différents profils morphologiques des drains au sein du réseau. Ces éléments confortent notre hypothèse de départ selon laquelle, dans un petit bassin versant rural, il n'est pas souhaitable de considérer un réseau hydrographique comme un continuum spatial avec des propriétés de transfert homogènes et une topologie de drainage stable. Au contraire, une diversité de l'évolution spatio-temporelle du drainage dans le réseau hydrographique a été observée. Ceci signifie donc que la fonction de transfert d'un bassin versant n'est pas unique, mais doit évoluer en fonction des conditions hydrologiques.

L'hypothèse de travail que nous tentons par conséquent d'instruire, en nous appuyant sur ces résultats, est que la densification du réseau de drainage lors d'une crue est un facteur essentiel à prendre en compte pour expliquer, et mieux reproduire, la réponse d'un bassin versant à l'exutoire. Dans cette partie, nous allons développer des arguments pour montrer que les deux approches majeures de la thèse : (i) description du réseau de drainage par les MNT haute résolution et (ii) observations multi-locales de son fonctionnement, fournissent des éléments pertinents pour élaborer une fonction de transfert s'appuyant sur cette hypothèse, dans la perspective d'une modélisation spatialisée. Pour la description de cette fonction de transfert, nous nous appuyerons sur le concept d'hydrogramme unitaire géomorphologique, introduit dans le Chapitre 4 de la Partie I.

Pour pouvoir tester l'hypothèse de travail formulée ci-dessus, il est d'abord nécessaire de décrire les caractères essentiels et reproductibles du drainage observé de manière à faire émerger un « pattern » de drainage. Cette étape est utile pour définir ensuite une fonction de transfert et l'évaluer. Cela fait l'objet du premier Chapitre de cette Partie.

Le choix d'une fonction de transfert géomorphologique pour tester le couplage entre connaissances locales du réseau de drainage et réponse globale du bassin s'explique par le souhait de mettre en avant le rôle du réseau de drainage dans la réponse du bassin à l'exutoire. La fonction de production sera traitée de manière très simplifiée en arrière plan. Le second chapitre décrit une démarche de calibration d'un hydrogramme unitaire géomorphologique (HUG) appliquée au bassin du Mercier. Un tel modèle étant relativement facile à manipuler, nous testons principalement une calibration avec une première hypothèse d'extension du réseau de drainage en cours d'épisode pluvieux pour différentes conditions pluviométriques et d'humidité antécédentes.

2 Vers un « Pattern » de drainage du réseau hydrographique.

L'hypothèse qui sous tend les approches menées dans les parties précédentes est que la réponse globale du bassin versant est une dynamique dans laquelle s'inscrit l'ensemble des dynamiques locales qui affectent l'activité de drainage du réseau hydrographique. Cela justifie l'intérêt de connaître le fonctionnement interne du réseau. Nous nous focalisons donc sur les processus qui affectent l'activité de drainage et non sur les processus de production, en proposant des connaissances pour alimenter trois éléments clés de ces processus (Ambroise, 1999) : vitesses, longueurs et temps.

Nous revenons sur les observations multi-locales du réseau hydrographique qui amènent des connaissances en termes de dynamiques de transfert à l'échelle de l'évènement de pluie et à l'échelle de l'année hydrologique. Nous complétons ensuite ces aspects par une approche des longueurs drainées à partir de considérations morphométriques du bassin. La combinaison des informations de dynamique de drainage (vitesses, temps) et de longueurs drainées (distances) donne la possibilité de définir une organisation spatiale et temporelle des écoulements puis d'évaluer l'impact de ce pattern sur la réponse intégrée mesurée à l'exutoire.

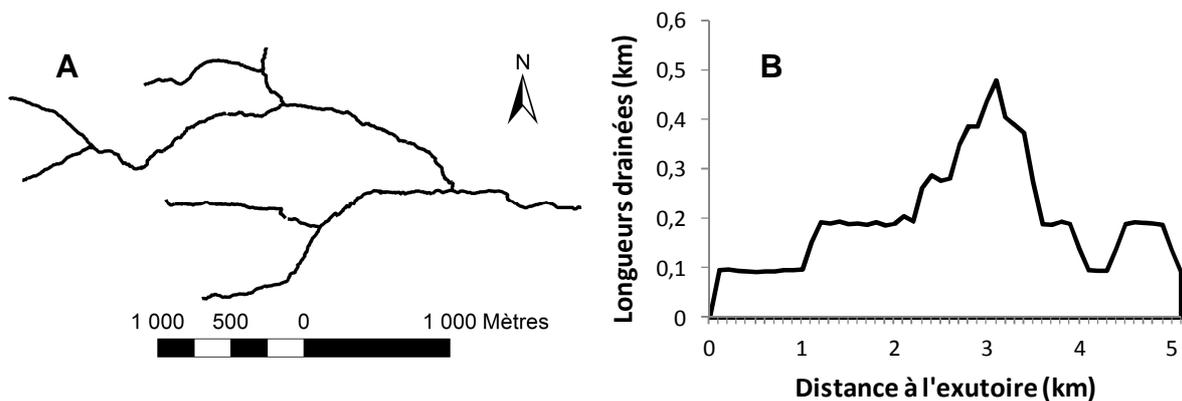


Figure V.1 : Réseau hydrographique du Mercier constitué des tronçons observés par le dispositif multi-local (A) et fonction distance associée à ce réseau (B).

Dans cette partie le réseau hydrographique de référence correspond aux tronçons observés par les stations limnimétriques en Partie IV. Ce réseau est extrait du MNT LiDAR avec une aire drainée seuil de 0,1 km² (Figure V.1-A). De plus, de nombreuses variables observées au sein de ce réseau sont représentées dans cette partie à l'aide d'une fonction distance qui exprime les longueurs drainées en fonction de la distance à l'exutoire (Figure V.1-B).

2.1 Bilan des connaissances locales acquises sur le réseau

2.1.1 Synthèse des dynamiques de drainage observées en temps de pluie.

Quatre dynamiques de drainage ont été décrites dans la Partie IV à partir de l'interprétation des données multi-locales. Ces dynamiques de drainage interagissent pour produire la réponse du bassin. La Figure V.2 localise trois groupes de drains dans lesquels les quatre dynamiques se propagent. Il faut noter qu'un drain peut être le support d'une à plusieurs dynamiques identifiées.

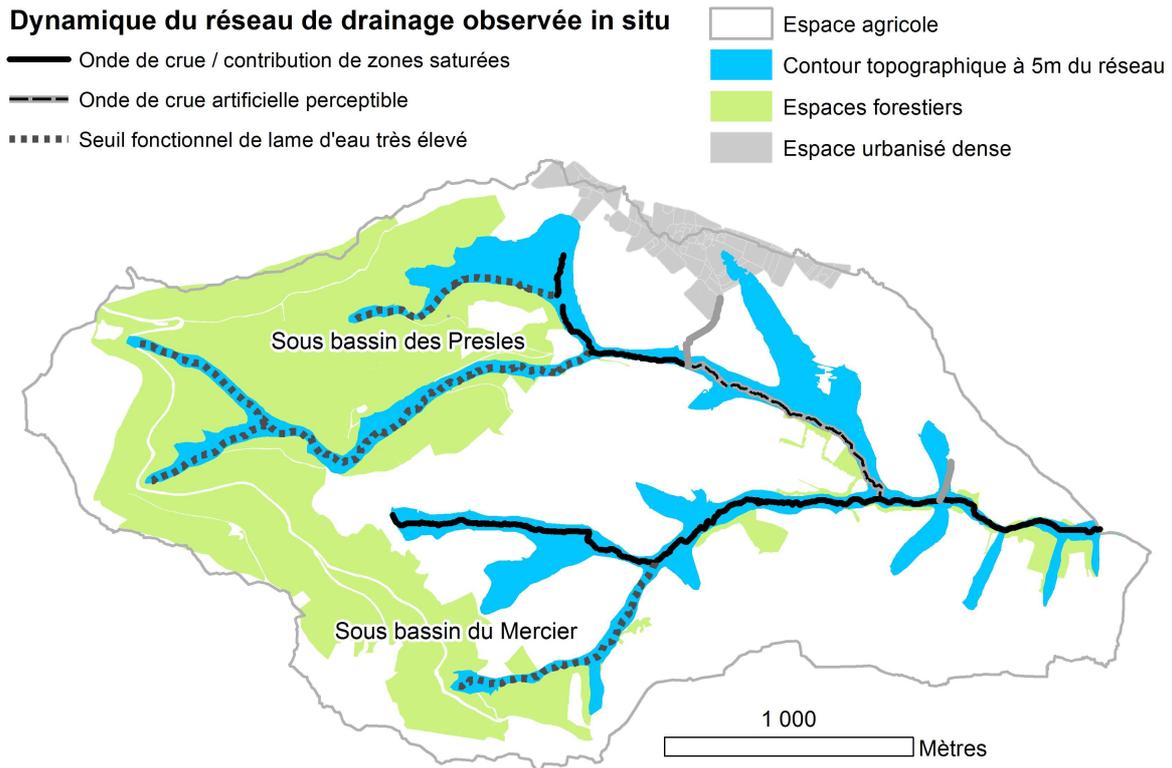


Figure V.2 : Synthèse du fonctionnement type du réseau hydrographique du Mercier à partir des observations multi-locales du drainage.

Les trois groupes de drains sont les supports de la (des) dynamique(s) suivante(s) :

- Onde de crue versus contributions dominantes des zones saturées :

L'espace agricole majoritaire dans le piémont offre des surfaces propices à la production de ruissellement qui est propagé dans le réseau de drainage par une onde de crue visible en cas de fortes intensités pluvieuses, couplées de préférence à un état d'humidité faible à modéré du bassin. Cette onde prend naissance dans les plus vastes dépressions topographiques au centre du bassin puis est considérablement renforcée vers l'aval.

Lorsqu'il apparaît, le phénomène de saturation des talwegs rend progressivement caduc l'onde de crue car il a tendance à réguler l'activité de drainage et à contrôler l'onde si celle-ci a pu s'installer. Lorsqu'une tendance de saturation généralisée s'installe, le Mercier (7 km²) tend vers un ensemble unitaire de vidange, car les temps de réponse (intervalle entre début de la pluie et pic de débit) mesurés dans les stations du réseau se rapprochent voire dépassent celui de l'exutoire. L'extension des zones saturées devient dans ce cas une information spatiale importante à contrôler en plus de l'extension du réseau de drainage.

- Onde de crue artificielle perceptible :

Ce processus se déroule sur des drains subissant une accélération localisée de l'onde de crue par l'espace artificialisé. Ce phénomène est limité à la réponse du seul espace urbain densifié. Il est particulièrement visible en conditions peu humides avec de fortes intensités pluvieuses comme des orages estivaux. Une onde de crue est perceptible sur le tronçon de réseau naturel qui collecte le ruissellement des surfaces artificialisées.

▪ Seuil fonctionnel de lame d'eau très élevé :

Il s'agit des drains actifs au delà d'un seuil élevé de pluviométrie dans les talwegs montagneux sous couvert forestier. La plupart des surfaces amont de l'espace forestier ne participent à l'écoulement de crue qu'en cas d'épisodes très importants. Le seuil permettant l'activation des drains est alors dépassé. Sinon, pour la plupart des épisodes pluvieux, les eaux pluviales s'infiltrent en majeure partie, enrichissant des stocks qui participent éventuellement à un écoulement de base mais les drains restent inactifs à peu contributifs une bonne partie de l'année.

Il existe donc une diversité spatiale et temporelle de la dynamique de drainage au sein du réseau. La dynamique qui se met en place est étroitement dépendante de l'état fonctionnel du réseau hydrographique avant l'épisode pluvieux.

2.1.2 Etat fonctionnel du réseau et impact sur la dynamique de drainage.

L'état fonctionnel du réseau hydrographique est lié en particulier au niveau de remplissage du réservoir des zones saturées situées pour la plupart au voisinage immédiat du réseau de drainage. Par conséquent cet état est également caractérisé par une dynamique spatiale et temporelle qui lui est propre et qui se mesure à une échelle temporelle plus large que l'événement de pluie. L'extrapolation des données d'observation multilocales à l'ensemble du linéaire de réseau hydrographique du Mercier permet d'estimer la distribution des états fonctionnels dans le continuum du réseau hydrographique suivant trois modalités synthétisées par tranche de 15 jours (cf Partie IV, section 4.4.1) :

- ⇒ Un drainage permanent lié à la saturation des réservoirs au voisinage et/ou en amont du point observé. Ce drainage contribue au débit de base du bassin versant mesuré à l'exutoire, il peut être enrichi lors d'épisodes pluvieux.
- ⇒ Un drainage intermittent causé périodiquement par les apports pluvieux responsables du dépassement d'un seuil fonctionnel au voisinage et/ou en amont du point observé.
- ⇒ Un drainage inactif lorsqu'aucun événement de pluie ne permet d'atteindre un seuil fonctionnels produisant un écoulement au point observé.

La Figure V.3 illustre l'évolution temporelle de ces trois états fonctionnels sur une même topologie de réseau au cours d'une année à travers l'indice de densité de drainage. Les combinaisons de ces trois états au sein du réseau sont multiples au cours du temps.

Dans les situations de dominance spatiale d'un état fonctionnel sur les deux autres, la dynamique de drainage est plus clairement identifiable qu'en périodes transitoires où l'on assiste aux changements progressifs d'état fonctionnel dominant. Les différences de dynamiques de drainage observées dans le réseau lors d'épisodes de pluies moyennes sont interprétées par l'interaction entre le type de processus de production de l'écoulement supposé et l'état fonctionnel des drains avant épisode :

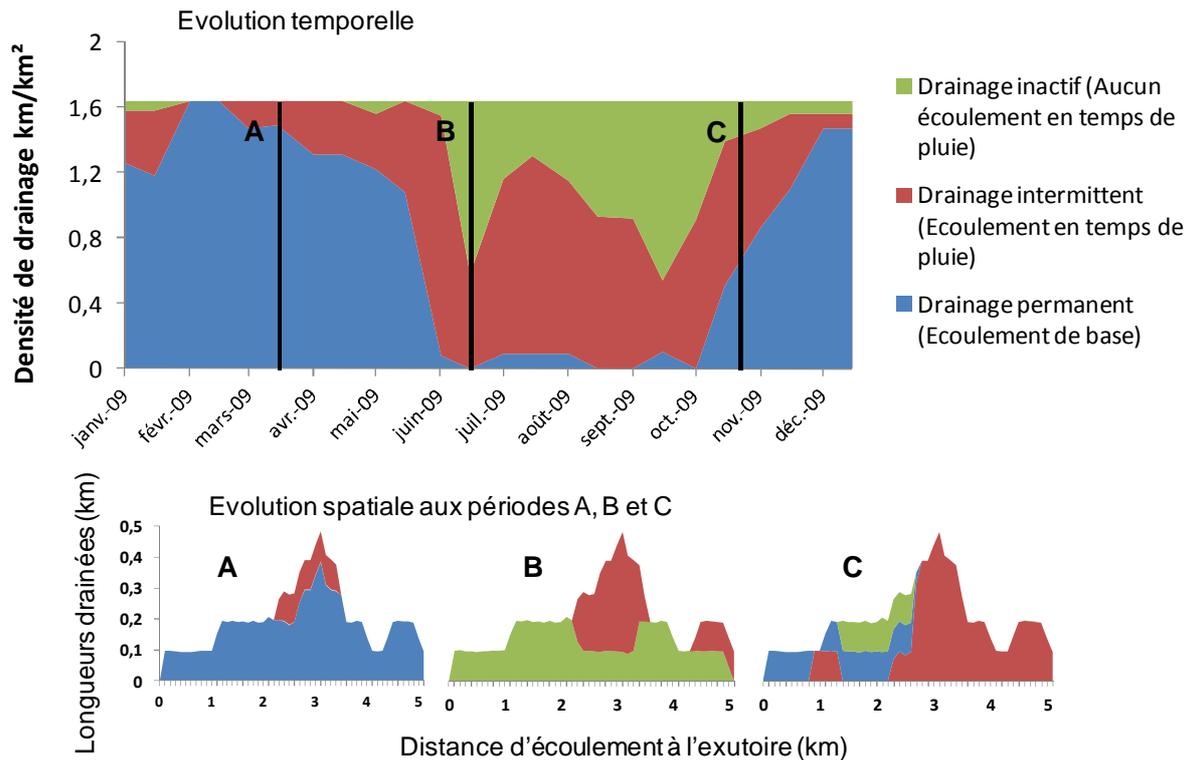


Figure V.3 : Evolution temporelle de la densité de drainage et analyse spatiale aux périodes A, B et C pour trois états fonctionnels du réseau hydrographique du Mercier au cours de l'année 2009 : drainage inactif, intermittent ou permanent.

▪ Régime permanent dominant (Figure V.3, période A) :

Une onde de crue est très peu visible dans cette situation car elle se rajoute à un phénomène de drainage du réseau dont les liaisons hydrauliques sont organisées spatialement. Le réseau est connecté à des zones de dépression qui se saturent en retenant une partie des masses d'eau apportées par les versants en début d'épisode ce qui freine la continuité hydrologique directe avec le réseau de drainage. Par ailleurs, dans ces zones souvent adjacentes aux drains, plusieurs travaux ont montré qu'à partir d'un seuil de saturation, l'eau de pluie a progressivement tendance à chasser l'eau retenue dans le sol vers le chenal de drainage par un effet « piston » (Cosandey, 1986 ; Ambroise, 1999). Les connaissances acquises dans des bassins ruraux sur socle ont montré que lors d'épisodes pluvieux les zones de saturation s'étendent au détriment d'une alimentation directe des drains. Cependant, par excès de saturation une contribution directe de la pluie peut ensuite se propager dans le réseau de drainage (Martin & Didon-Lescot, 2009). Ce phénomène est décelable dans le Mercier même pour des épisodes pluvieux moyens pour lesquels le bassin présente généralement un très faible rendement hydrologique. L'existence de ce phénomène est appuyée par le fait que l'écoulement rapide de crue mesuré à l'exutoire s'explique en grande partie par le débit de base avant épisode (Partie IV, section 4.1.4). Ce dernier est le reflet de l'état fonctionnel du réseau hydrographique. Il est probable que l'excès de saturation représente un seuil fonctionnel qui explique plus particulièrement les très fortes crues suite à saturation généralisée du bassin bien au-delà des zones de talweg voisines des drains.

▪ Régime inactif à intermittent dominant (Figure V.3, période B) :

L'onde de crue peut plus facilement émerger dans un milieu dépourvu de liaisons hydrauliques établies mais ne pourra se propager convenablement que lorsque qu'un seuil fonctionnel assurant l'état intermittent sera atteint sur une majeure partie du réseau. En plus de cet état fonctionnel préalable cette dynamique nécessite une mise en œuvre significative de processus de type Hortonien, générant des transferts rapides vers le réseau. Ce mécanisme touche les surfaces artificialisées et l'espace agricole lorsque des averses d'intensité supérieure à l'infiltration s'écoulent latéralement générant une crue de versant. Celle-ci se traduit par une onde de crue dans le réseau qui est propagée jusqu'à l'exutoire.

▪ Régimes transitoires (Figure V.3, période C) :

Dans les situations transitoires la dynamique de drainage est la plus complexe à interpréter. Ces situations se produisent généralement au printemps et en automne. Les dynamiques de drainage obtenues sur une série d'épisodes pluvieux de lame d'eau moyenne montrent que les transferts par onde de crue sont souvent perturbés par des phénomènes locaux de vidanges de nappes. Les interactions entre ces deux tendances génèrent des dynamiques complexes. Lorsque les zones saturées deviennent suffisamment contributives au réseau de drainage alors les contributions issues de processus Hortonien sont concurrencées et doivent générer un flux supérieur pour qu'une onde de crue se propage durablement et significativement. Un phénomène d'amortissement de l'onde de crue est possible en cours d'épisode par le renforcement de l'activité des zones saturées. Ce scénario est plus probable lorsque plusieurs tronçons sont en transition entre régime intermittent et permanent, en attente d'une reconnexion de la liaison hydraulique récemment perdue. C'est pourquoi l'onde de crue n'est pas le cas général observé : la dynamique de drainage du réseau est perturbée et perd en linéarité à cause des multiples apports locaux de zones saturées. Il faudrait donc mieux connaître les processus de contribution de ces zones au réseau de drainage pour interpréter la dynamique observée.

2.1.3 Potentiel de drainage indiqué par la microtopographie des drains

A l'aide d'un MNT basse résolution, seuls des critères de surface drainée seuil et/ou de pente peuvent être utilisés pour raisonner la topologie d'un réseau de drainage. L'intérêt de la haute résolution est de pouvoir définir de nouveaux critères pour raisonner le choix du réseau, avec une information liée aux dimensions du drain (dans la limite de la résolution du MNT et de sa précision). Les résultats obtenus dans la Partie III montrent que les caractéristiques topographiques du fond de talweg peuvent être différenciées à l'aide d'un MNT LiDAR. Les résultats des analyses effectuées au voisinage du chenal de drainage permettent de distinguer à 1 mètre de résolution trois types de tronçons selon les caractéristiques topographiques du drain validées sur le terrain (Figure V.4) :

- ⇒ tronçons entièrement chenalés par un lit de cours d'eau ou une incision significative
- ⇒ tronçons partiellement chenalés par des incisions locales
- ⇒ tronçons non chenalés

Dans la Partie III une extension progressive du réseau de drainage du Mercier a été proposée : elle va des drains les plus nettement chenalés vers ceux plus indistinctement chenalés. Mais seuls les drains entièrement chenalés que l'on trouve aux rangs les plus élevés de Strahler forment un continuum spatial. Les drains non ou partiellement chenalés représentent des extensions de ce

continuum. Ils se situent souvent au sein de talwegs qui présentent un potentiel de saturation indiqué par la présence de dépressions topographiques.

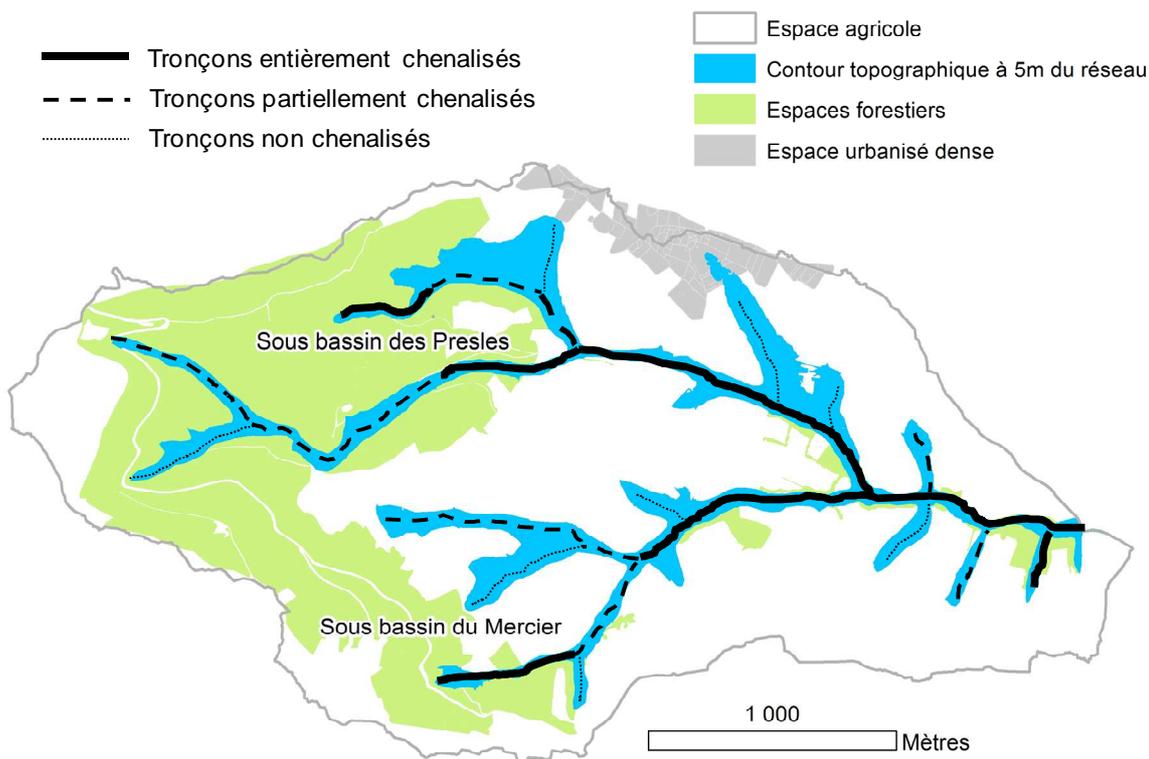


Figure V.4 : Chenalisation des drains naturels du Mercier cartographiée selon 3 catégories suite au traitement d'un MNT LiDAR (1m) validé par des observations de terrain.

Les différences de chenalisation au sein du réseau hydrographique reflètent donc différentes capacités de drainage. L'aptitude à l'écoulement concentré est associée au potentiel de drainage des talwegs saturés. Par exemple, pour des talwegs présentant un potentiel de saturation identique, plus la capacité de drainage est importante, plus le talweg produira un débit susceptible de participer significativement à la composante rapide de crue (cf Partie II, Chapitre 3).

2.2 Identification d'un pattern de drainage

2.2.1 Définition du pattern à partir de 3 tendances fonctionnelles de drainage

L'interprétation des observations multi-locales de drainage et celle des indices de chenalisation développés à l'aide d'un MNT LiDAR offrent deux visions du pattern de drainage supporté par le réseau hydrographique. La Figure V.5 illustre d'une part l'état fonctionnel dominant annuellement et d'autre part les modalités de chenalisation caractérisées au sein du réseau hydrographique.

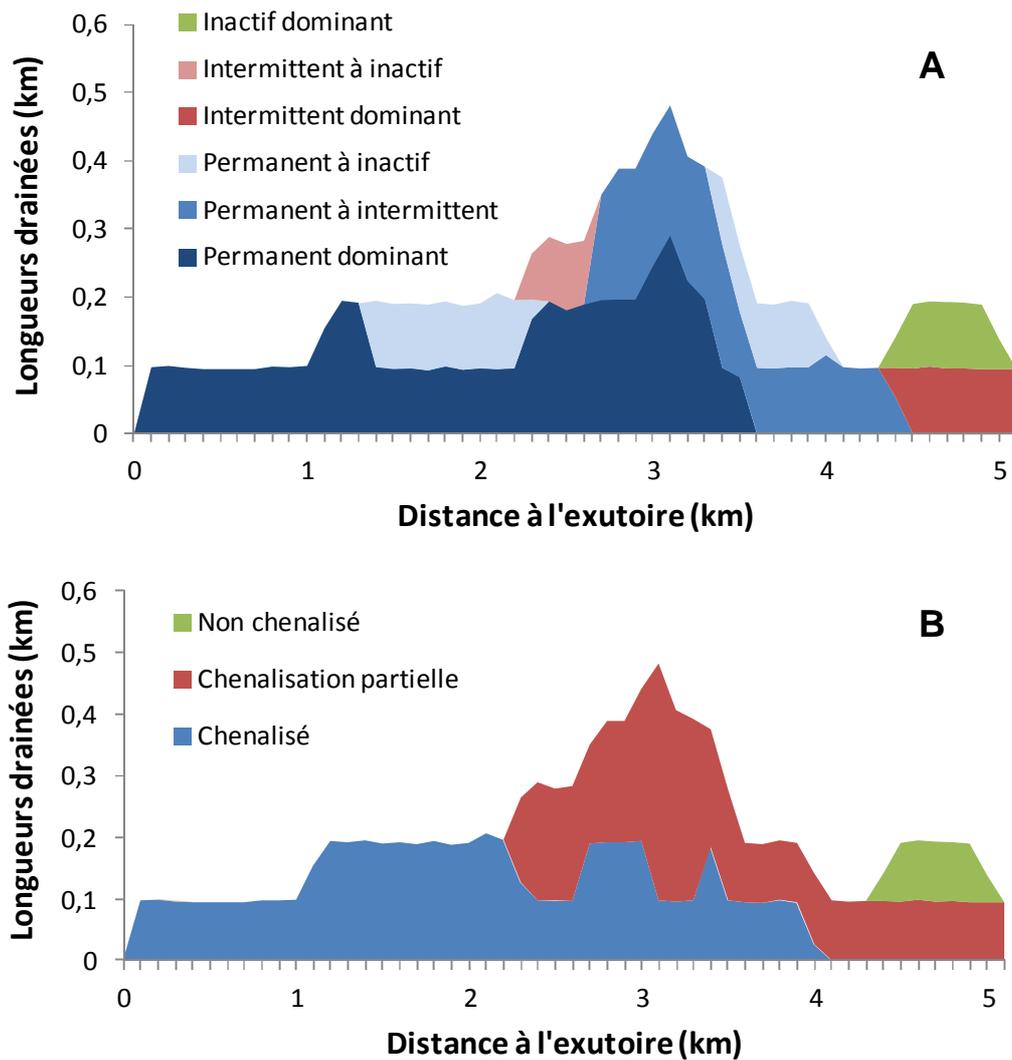


Figure V.5 : États fonctionnels dominants sur l'année 2009 (A) et modalités de chenalisation (B) des drains du réseau hydrographique du Mercier représentés par leurs longueurs drainées cumulées en fonction de la distance à l'exutoire.

L'analyse conjointe de ces deux approches illustre la corrélation attendue dans le continuum du réseau hydrographique entre les régimes de drainage identifiés et les modalités de chenalisation : un drainage permanent dominant est associé à des drains chenalisés, un drainage mixte permanent à intermittent est associé à une chenalisation partielle et enfin un drainage inactif à une absence de chenalisation. Les deux approches sont convergentes même si les états fonctionnels sont extrapolés à partir de 18 points d'observations dans le réseau hydrographique alors que le capteur LiDAR permet d'obtenir plusieurs milliers de points d'observation. Compte tenu de cette convergence et de la synthèse des dynamiques de drainage observées (section 2.1.1), ce résultat nous amène à distinguer trois tendances fonctionnelles du réseau hydrographique (Figure V.6) :

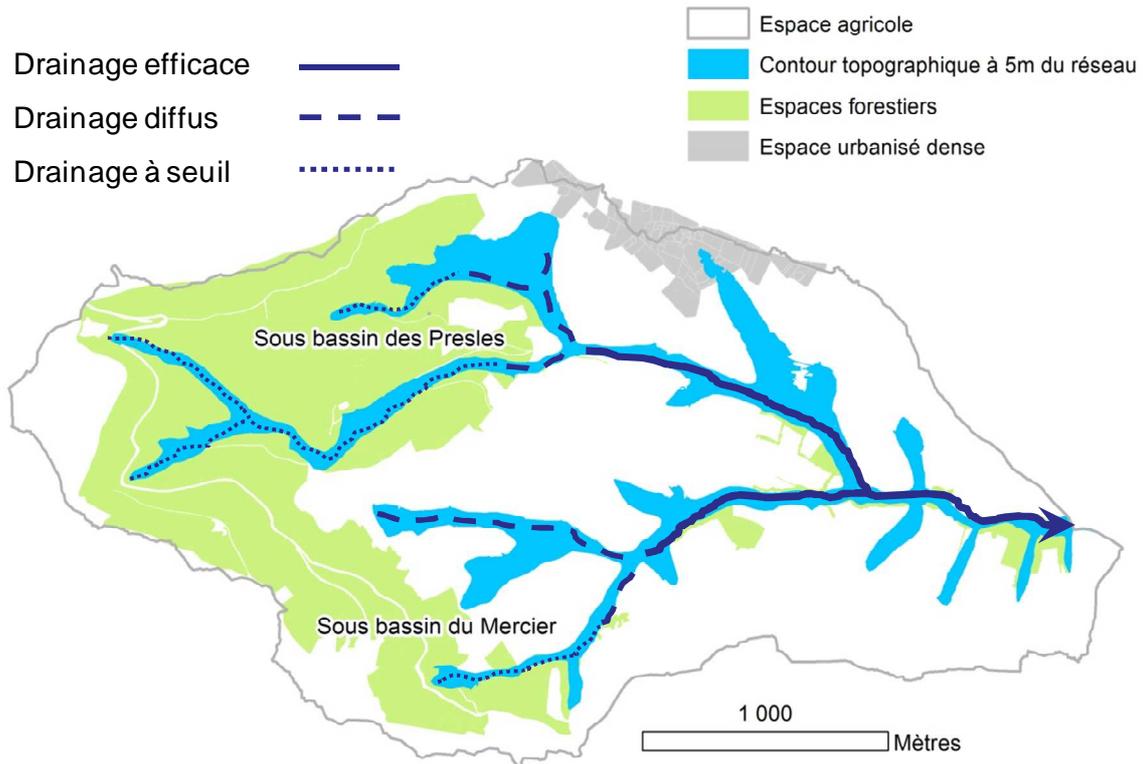


Figure V.6 : Pattern de drainage du Mercier composé de trois tendances fonctionnelles déduites de la caractérisation des dynamiques de drainage et de la chenalisation des drains.

▪ Drainage efficace :

Les observations multi-locales permettent bien de valider l'adéquation entre la spécificité de dynamique de transfert et la spécificité du profil topographique des drains dits « efficaces » : lorsqu'une onde de crue se met en place dans le réseau hydrographique du Mercier, c'est dans ces tronçons chenalisés qu'elle est le plus facilement perceptible. Les talwegs présentent rarement de très larges dépressions topographiques. A ce niveau l'efficacité du drainage semble la plus importante : lorsqu'elle est mesurable la vitesse de l'onde de crue est la plus élevée dans ces tronçons. La séparation amont/aval entre drainage peu efficace/efficace est également argumentée par l'effet de l'intensité de la pluie qui est nettement plus perceptible dans les drains efficaces. Les drains anthropiques accentuent localement et ponctuellement la propagation d'une onde de crue uniquement lorsqu'ils sont connectés directement au réseau « efficace » par une chenalisation artificielle ou un ravinement. Les analyses effectuées montrent que l'onde de crue se déplace à une vitesse comprise entre 0,5 et 1m s⁻¹ (Partie IV section 4.4.2). La vitesse de transfert en réseau mesurée ponctuellement dans les drains efficaces en temps de pluie est souvent supérieure à ces valeurs.

▪ Drainage diffus :

Le drainage « diffus » concerne les talwegs de la partie centrale du bassin versant marqués par les plus larges dépressions topographiques, une chenalisation peu marquée en général mais variable d'un drain à l'autre. Les traits principaux de fonctionnement observés sont la dépendance majeure aux lames d'eau précipitées antécédentes voire récentes, mais très peu à l'intensité. Dans ces tronçons l'onde de crue est naissante et nécessite de fortes intensités pluvieuses en conditions humides pour être mesurable.

- Drainage à seuil :

Les drains présents dans la partie forestière amont du bassin ont la particularité de présenter une activité de drainage très peu fréquente car très dépendante d'antécédents pluvieux récents et conséquents. Le drainage se manifeste rarement et parfois soudainement de manière retardée par rapport aux autres drains observés. La chenalisation est extrêmement variable avec des tronçons très incisés voisins de tronçons peu à non chenalisés. Enfin la largeur des dépressions topographiques reste faible du fait d'un encaissement important des talwegs.

Concernant les zones de drainage diffus ou à seuil, la structure topographique observée via le MNT LiDAR est très variable et difficile à interpréter sur le plan hydrologique. L'observation hydrologique multi-locale est alors indispensable pour distinguer ces deux ensembles fonctionnels qui sont associés à des dynamiques hydrologiques différentes.

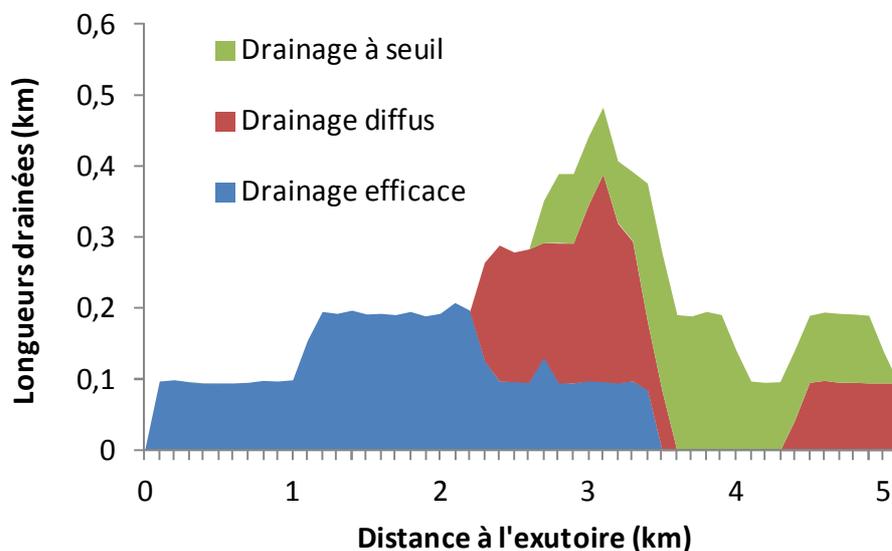


Figure V.7 : Longueurs drainées cumulées des trois tendances fonctionnelles proposées pour le réseau hydrographique du Mercier en fonction de la distance à son exutoire.

L'agrégation des trois tendances fonctionnelles illustrée par la Figure V.7 représente un pattern de drainage supposé reproductible, générateur de la réponse hydrologique du bassin versant. Ce pattern suppose qu'une hiérarchie fonctionnelle des drains s'ajoute à leur hiérarchie topologique pour expliquer la composante rapide de l'écoulement à l'exutoire : le transfert rapide est effectué en début d'épisode pluvieux par les drains efficaces qui collectent des écoulements diffus. À partir d'un premier seuil fonctionnel le transfert rapide s'étend aux drains diffus. Ce n'est qu'au delà d'un second seuil fonctionnel qu'il s'étend aux drains strictement activés par ce dernier seuil.

Une telle description du fonctionnement hydrologique du réseau de drainage confirme que le choix d'un réseau hydrographique aux propriétés homogènes de transfert est simplificateur. Dans la perspective de coupler la complexité des dynamiques locales de drainage au sein du réseau à la réponse globale du bassin, il est souhaitable dans un premier temps de s'appuyer sur le pattern de drainage proposé ci-dessus pour élaborer des simulations du transfert. Cela représente une première extrapolation de multiples connaissances locales à un modèle de fonctionnement du réseau hydrographique dans sa globalité.

2.2.2 Impact des longueurs drainées et de la morphologie des sous bassins

Le pattern de drainage définit les conditions d'émergence et d'extension du drainage dans le réseau hydrographique. Lorsqu'un processus de drainage est activé, un flux s'écoule localement, caractérisé par une vitesse. Cette information doit être associée à des longueurs drainées pour en déduire un temps de transfert qui caractérise ce processus de drainage. Ensuite, la localisation de ce processus de drainage dans le continuum du réseau permet d'évaluer son impact individuel sur la réponse à l'exutoire.

La fonction aire-distance d'un bassin versant est la distribution des surfaces unitaires en fonction de leur distance d'écoulement vers l'exutoire en suivant le cheminement probable des masses d'eau. L'allure de cette fonction traduit la forme géométrique du bassin versant. C'est un outil pour étudier le lien entre la forme géométrique du bassin et sa réponse hydrologique (cf Partie I, Chapitre 1). La fonction aire distance du Mercier (Figure V.8-A) montre que le bassin présente une compacité du fait de sa largeur observée perpendiculairement à l'axe majeur d'éloignement de l'exutoire. La distribution spatiale des longueurs drainées au sein du bassin versant est une approximation de la fonction aire distance et reflète également cette compacité car la densité de drainage maximale est supposée répartie de façon homogène (Figure V.8-B). Par conséquent l'intervalle de surface maximale de même que la longueur drainée maximale se situent sur l'axe d'éloignement de l'exutoire de manière légèrement excentrée vers l'amont à environ 3 km de distance.

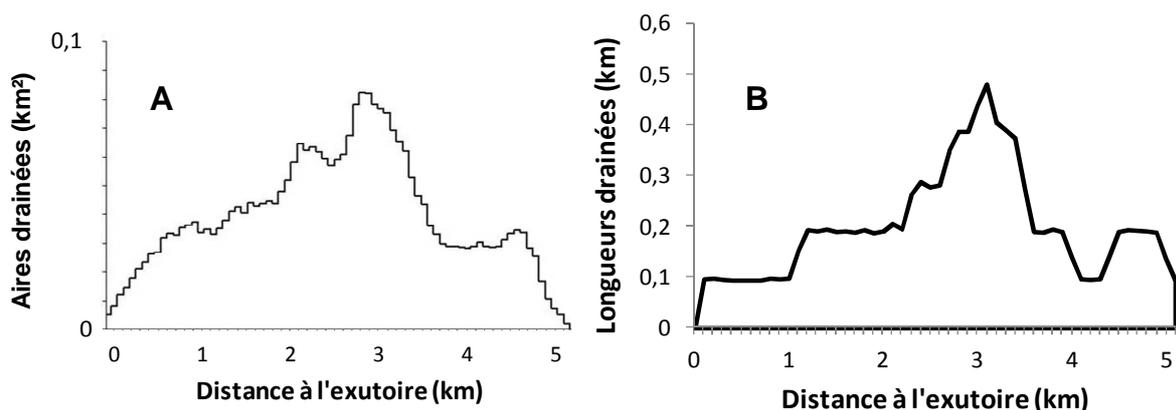


Figure V.8 : Distribution des aires (A) et des longueurs (B) des principaux drains naturels en fonction de la distance d'écoulement vers l'exutoire du Mercier.

La fonction aire-distance correspond à un hydrogramme de crue dans l'hypothèse d'une averse unitaire qui se transforme en ruissellement avec un coefficient d'écoulement uniforme. Cette hypothèse implique également que la lame d'eau produite se déplace à une vitesse uniforme vers l'exutoire. Dans le cas du Mercier, cette hypothèse conduirait à l'exutoire à un hydrogramme légèrement bimodal dont le second pic est la valeur maximale atteinte par le flux. Ces conditions ne se produisent pas car le coefficient d'écoulement est hétérogène et les vitesses de transfert ne sont pas uniformes pour de multiples raisons : la connectivité entre le versant et le drain est contrôlée par des zones saturées, l'écoulement dans les drains se propage sur des supports aux dimensions et propriétés physiques hétérogènes. Cependant, tout hydrogramme de crue peut être vu comme une déformation de la fonction aire-distance causée par ces multiples hétérogénéités.

Les sous bassins emboîtés ne présentent pas la même compacité que le bassin entier. Des asymétries importantes entre bassins peuvent avoir un effet sur la dynamique de réponse dans le réseau de drainage. Sur le Mercier, les deux sous bassins majeurs ne sont pas disposés de la même façon. Le sous bassin du Mercier au sud est large et il contribue à la compacité du bassin. Le sous bassin des Presles au nord est plus étiré en longueur comprenant les surfaces les plus éloignées de l'exutoire (Figure V.9).

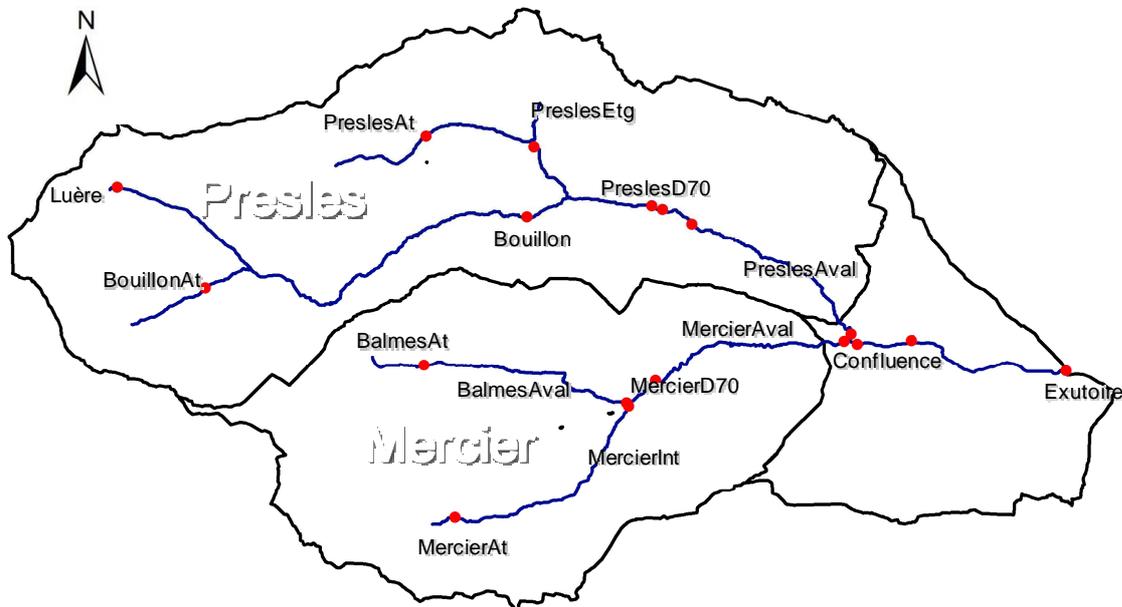


Figure V.9 : Bassin du Mercier découpé selon les deux principaux sous bassins Presles et Mercier et localisation des stations emboîtées du dispositif multi-local.

Une méthodologie est mise en œuvre pour étudier analyser la compacité au sein du bassin versant. Les stations limnimétriques constituent un échantillonnage assez régulier du réseau hydrographique en sous bassins emboîtés (Figure V.9). Dans chaque sous bassins la valeur maximale de la fonction aire-distance est extraite. Elle correspond à la zone de largeur maximale du bassin versant (Figure V.10) :

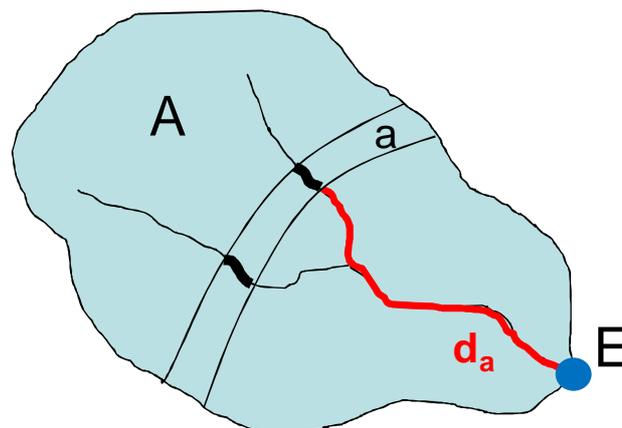


Figure V.10 : Illustration des indices calculés sur chaque sous bassin pour étudier l'évolution de la compacité au sein du bassin versant du Mercier. E : exutoire du sous bassin, A : aire drainée du sous bassin, a : surface maximale drainée par rapport à E, d_a : distance à l'exutoire de la surface maximale drainée.

Les distances correspondant aux valeurs maximales de chaque fonction aire-distance sont étudiées en lien avec la superficie des sous bassins de la manière suivante :

$$d_a = f(A) \quad (\text{Equ.5.1})$$

Avec

d_a : distance correspondant à la valeur maximale de la fonction aire-distance du sous bassin

A : aire drainée du sous bassin

Le résultat montre que dans le Mercier, la forme géométrique des bassins emboîtés peut être assez correctement modélisée par une fonction puissance de l'aire drainée (Figure V.11). Cela signifie globalement que pour une dynamique de transfert uniforme, les réponses locales des sous bassins tendraient à se développer graduellement suivant leur emboîtement. Il existe néanmoins une zone d'exception majeure car deux sous bassins s'écartent plus nettement de cette tendance amont-aval (Figure V.11) : le bassin du Bouillon répond plus tardivement que ses homologues de taille voisine du fait d'une forme plus allongée. Au contraire le bassin drainant PreslesEtg répond plus précocement du fait d'une grande compacité.

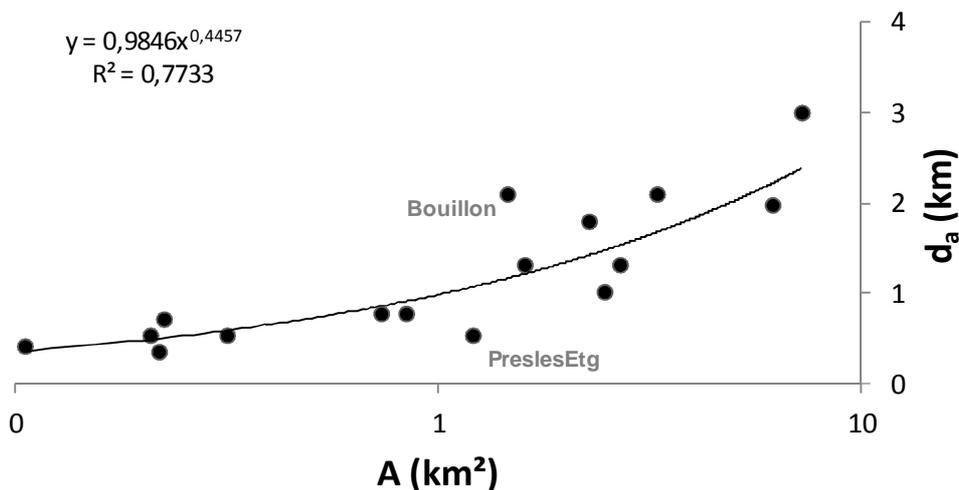


Figure V.11 : Distance à l'exutoire des surfaces maximales drainées (d_a) dans chaque bassin emboîté en fonction de leur aire drainée (A).

Ces deux bassins de taille quasi similaire confluent à la station Presles D70 dont le bassin présente une fonction aire-distance par conséquent bimodale. Il s'agit d'une forme assez nettement différente du bassin drainant la station MercierD70 qui traduit une forme compacte dès l'amont dans le sous bassin du Mercier.

Cette conformation particulière au sein du Mercier révélée par cette analyse géomorphologique doit être mise en parallèle avec le pattern de drainage proposé plus haut. Les observations montrent que lors de plusieurs épisodes pluvieux le bassin des Presles répond plus tardivement que son homologue du Mercier. La tendance à répondre tardivement après dépassement d'un seuil de lame d'eau de la zone amont du bassin des Presles est causée par des processus spécifiques mais également par la morphométrie du bassin dont la faible compacité ne favorise pas la concentration des masses d'eau.

En conditions de crue sous pluie homogène et dans des conditions favorables au dépassement des temps de concentration, certains limnigrammes observés sur le

bassin des Presles présentent une forme particulière comme par exemple dans le cas de l'épisode majeur du 1 novembre 2008 (Figure V.12) :

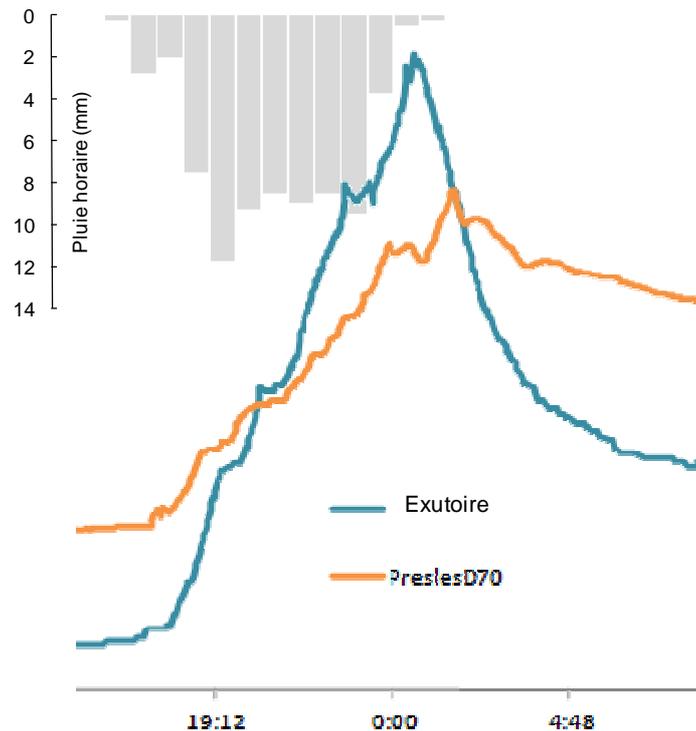


Figure V.12 : Suivi limnimétrique sur deux stations lors de l'épisode pluvieux du 1/11/2008 de retour quinquennal en conditions humides.

- A l'exutoire une stabilisation ponctuelle du débit est constatée durant près d'une heure alors que la pluie perdure à une intensité élevée :

Un décalage des réponses entre le sous bassin du Mercier et celui des Presles au niveau de leur confluence pourrait expliquer ce ralentissement.

- A la station PreslesD70 le débit repart fortement à la hausse plusieurs dizaines de minutes après la fin de la pluie :

Une contribution tardive du bassin du Bouillon pourrait expliquer cette « réplique » qui n'est pas relayée dans la dynamique de crue à l'exutoire mais semble se diffuser dans la courbe de récession du bassin du Mercier. Cette hypothèse est cohérente avec le phénomène à seuil fréquemment observé à l'exutoire du Bouillon (station malheureusement hors service lors de cette crue quinquennale). Cet exemple montre que lors d'évènements majeurs qui supposent un haut niveau de saturation et un dépassement des seuils fonctionnels qui contrôlent le pattern de drainage, la géométrie interne des bassins semble prendre de l'importance dans la dynamique observée en plus des processus qui affectent localement l'émergence et la propagation du drainage. Cet exemple montre également l'intérêt d'observations spatialement distribuées dans le réseau de drainage pour indiquer les conditions de franchissement de tels seuils lors de l'élaboration des crues.

2.3 Conclusion

L'exploitation d'observations multi-locales du drainage, appuyée par la description topographique des drains a permis la formulation d'un pattern de drainage du Mercier. Ce pattern de connectivité du réseau hydrographique définit

des modalités d'extension du drainage sous forçage pluviométrique. Il est supposé reproductible pour un état d'humidité donné. Une rupture majeure de fonctionnement est notamment proposée au sein du réseau hydrographique entre des drains efficaces en aval et des drains au fonctionnement plus diffus ou soumis à seuil en amont.

Parallèlement, l'analyse géomorphologique du bassin versant révèle une homogénéité globale des formes géométriques des sous bassins emboîtés. Néanmoins une différence majeure de capacité entre deux sous bassins confluent participe localement à structurer la dynamique de réponse hydrologique. Cela laisse supposer que dans certaines conditions deux ondes de crues distinctes conditionnées par deux seuils fonctionnels différents peuvent se déclencher. En conditions de crue majeure, l'interprétation des hydrogrammes multi-locaux est parfois plus aisée en tenant compte de cette spécificité, mais des observations mutli-locales de plusieurs épisodes majeurs seraient nécessaires pour confirmer cette hypothèse.

3 Couplage entre pattern de drainage et réponse du bassin

Notre objectif est ici d'évaluer l'intérêt des connaissances locales acquises sur le fonctionnement du réseau hydrographique pour mieux comprendre la réponse hydrologique du bassin versant. Pour cela nous avons choisi de mettre en œuvre un hydrogramme unitaire géomorphologique (HUG) car il s'agit d'un concept qui se focalise sur la fonction de transfert (cf Partie I section 5.3 pour une description détaillée de ces outils).

Les simulations effectuées ici ne sont qu'une première approche simplifiée d'un modèle HUG. Les simulations ont pour but de tester la cohérence générale des paramètres et des hypothèses de fonctionnement. La modélisation présentée est donc simple et partielle ; elle n'a pas été fortement développée, car ce n'est pas le cœur de thèse. Ce travail est une première approche pour montrer l'intérêt de ces données et réflexions dans un cadre de modélisation.

Seule la composante rapide de la crue est ciblée. Un autre intérêt est que ce concept est utilisable facilement avec un nombre réduit de paramètres. La méthode mise en œuvre consiste à calibrer le HUG en tentant d'intégrer les connaissances acquises, bien que partielles, présentées plus haut sous la forme de pattern de drainage. La perspective est d'orienter les modèles spatialisés à travers un diagnostic du pattern de drainage identifié. Il s'agit bien de valider l'intérêt de définir ce pattern car il se rapproche du fonctionnement réel du réseau hydrographique plutôt qu'une topologie unique et avec des propriétés homogènes de transfert.

3.1 Outils mis en œuvre

3.1.1 Hypothèses, objectifs et contraintes

Le réseau de drainage présente une densité variable. L'extension du drainage en cours d'épisode pluvieux est un phénomène dynamique qui provient de la concentration progressive des écoulements. Ce phénomène dynamique est actuellement peu pris en compte dans les modèles spatialisés du fait de difficultés à intégrer cette connaissance du fonctionnement interne du bassin versant. Or cela fait partie des points de passage souhaitables pour avancer vers une meilleure représentation physique des transferts hydrologiques de surface.

Les expérimentations effectuées sur le Mercier montrent que l'on peut caractériser ce phénomène :

- A partir de la structure de cheminement de l'eau fournie par un MNT :

A l'échelle locale : La dimension des drains naturels au sein des talwegs est indicatrice de leur efficacité à drainer un écoulement concentré.

A l'échelle du bassin : la morphométrie des bassins et les longueurs drainées ont un impact sur la dynamique de propagation des écoulements concentrés vers l'exutoire.

- A partir d'éléments fonctionnels fournis par des observations multi-locales :

Humidité antérieure et caractéristiques de la pluie conditionnent la dynamique de réponse qui se propage dans le réseau contraint par ses propriétés structurelles.

Trois types de fonctionnement ont finalement été identifiés dans le réseau du Mercier (cf 2.2.1) : drainage efficace, diffus, et à seuil. L'élaboration d'une fonction de transfert doit tenir compte de ces différences pour se rapprocher d'une réalité physique. Nous souhaitons en effet montrer que cette connaissance du réseau de drainage est utile pour mieux concevoir la réponse rapide du

bassin. Dans ce but nous optons pour l'hypothèse suivante : la séparation réseau-versant évolue selon les conditions hydrologiques et c'est un facteur essentiel pour l'élaboration de l'hydrogramme de crue (sous condition de pluie homogène). C'est pourquoi l'outil mis en œuvre est un hydrogramme unitaire géomorphologique. Il est basé sur un concept de fonction de transfert qui donne au réseau de drainage un rôle majeur dans la paramétrisation. Le pattern de drainage identifié sur le Mercier y est paramétrisé sous une forme simplifiée. Ensuite, une calibration des paramètres est effectuée. Une fois ces paramètres optimisés, la confrontation entre le fonctionnement du réseau de drainage observé et la réponse simulée à l'exutoire est discutée de manière à valider ou invalider notre hypothèse.

De nombreux processus ne sont pas pris en considération par cet outil HUG. Il s'agit notamment d'un opérateur linéaire, alors que l'inertie due à l'activité des zones saturées se traduit par une non linéarité de la réponse au sein du bassin. Toutefois nous privilégions les processus rapides et les épisodes pluvieux ciblés sont des événements qui garantissent une intensité et/ou un niveau élevé de saturation admettant une production significative du bassin par ce type de processus.

3.1.2 Description de l'hydrogramme unitaire géomorphologique (HUG)

Le modèle doit être bâti en cohérence avec les hypothèses majeures de fonctionnement. Il s'appuie donc sur la morphologie du bassin en distinguant deux compartiments de transfert : le réseau et le versant. L'ensemble des processus de production est réduit à un seul paramètre : le coefficient d'écoulement. Notre analyse se concentrera ici sur la composante rapide de l'écoulement contrôlée par le drainage.

Le HUG utilisé est adapté de Giannoni & al (2005). Le débit est obtenu au cours du temps par un calcul de convolution de la pluie à partir d'une fonction de transfert :

$$Q(t) = \int_{t=1}^{t=n} M(t - \tau(x), x) dx \quad (\text{Equ.5.2})$$

Avec :

$M(t, x)$: ruissellement effectif au temps t et au point x

$\tau(x)$: fonction de transfert de la forme :

$$\tau(x) = \frac{Dv(x)}{Vv} + \frac{Dr(x)}{Vr} \quad (\text{Equ.5.3})$$

Avec :

Dv : distance de parcours de l'eau entre le versant et le réseau de drainage,

Dr : distance de parcours de l'eau dans le réseau de drainage,

Vv : vitesse de transfert de l'eau sur versant,

Vr : vitesse de transfert de l'eau en réseau.

Le nombre de paramètres est minimisé pour réduire le nombre de combinaisons possibles et permettre de se concentrer sur la cohérence des hypothèses de fonctionnement. Le sens physique des valeurs prises par les paramètres sera pris en considération comme le critère majeur de qualité des simulations. Les pages

de valeurs des paramètres seront donc de plus en plus contraintes de façon à améliorer leur validité.

Les étapes de calcul du débit au cours du temps par le HUG sont présentées sur la Figure V.13. La discrétisation de l'espace en surfaces unitaires (x) et les distances de parcours entre chaque surface unitaire et l'exutoire du bassin versant ($Dv(x)$ et $Dr(x)$) sont obtenues en suivant les directions de plus grande pente (algorithme D8) dans la grille d'un MNT. Le MNT est donc le support essentiel du HUG, pour obtenir une topologie de réseau et pour calculer la fonction de transfert qui correspond à une distribution des courbes isochrones au sein du bassin versant.

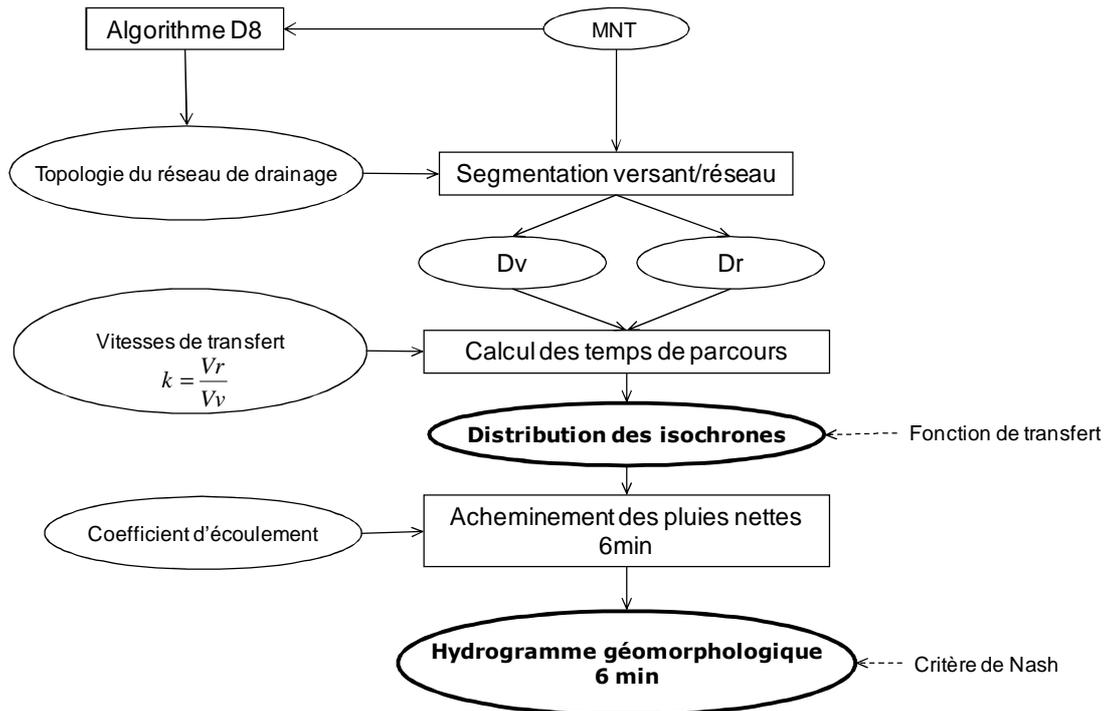


Figure V.13 : Diagramme des étapes de calcul du HUG. Avec Dv et Dr respectivement distances versant et réseau, Vv et Vr vitesses versant et réseau.

Les isochrones représentent une forme de découpage de l'espace du bassin versant en zones supposées homogènes en termes de temps de parcours des masses d'eau vers l'exutoire. Cette étape est déterminante car les isochrones vont définir l'allure générale de l'hydrogramme, le coefficient d'écoulement n'agissant que sur sa composante verticale.

Les quatre paramètres utilisés en entrée sont les suivants :

- ⇒ Réseau de drainage : choix d'une topologie
- ⇒ Vitesse de transfert en réseau (Vr)
- ⇒ Vitesses de transfert dans les versants (Vv)
- ⇒ Paramètre de production : Coefficient d'écoulement (Ce)

La sortie du HUG est un hydrogramme de crue calculé à un pas de temps de 6 min.

3.1.3 Evaluation des simulations HUG

Le choix d'une fonction objectif s'est porté sur le critère de Nash, calculé par la formule suivante :

$$N = \left(1 - \frac{\sum (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum (Q_{obs} - Q_{moy})^2} \right) * 100 \quad (\text{Equ.5.4})$$

Avec :

N : critère de Nash

Q_{obs} : débit observé à chaque pas de temps

Q_{sim} : débit simulé à chaque pas de temps

Q_{moy} : débit moyen observé

Ce critère est un outil pour estimer la qualité de la simulation notamment par rapport à la moyenne du phénomène observé.

L'évaluation des simulations ne tient pas compte du débit de base qui est systématiquement soustrait aux chroniques de débit. Cela permet de focaliser la simulation exclusivement sur la dynamique de crue.

Le HUG ne tient pas compte des écoulements retardés car il n'est pas couplé à une fonction de type réservoir. Ces processus ne sont pas étudiés et ne font pas partie des hypothèses testées. C'est pourquoi les simulations HUG ne sont pas évaluées sur cette fonction. Il n'est évalué que sur la partie de l'hydrogramme qui correspond à la composante rapide de la crue (Figure V.14).

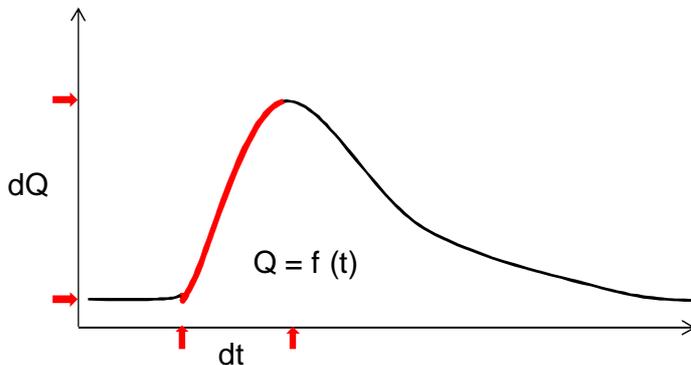


Figure V.14 : Hydrogramme de crue avec en rouge la montée prise en compte pour le calcul du critère de Nash dans le cadre des simulations HUG sur le bassin du Mercier.

Lorsque plusieurs averses génèrent plusieurs montées et pics de débits, le calcul est effectué jusqu'à ce que la valeur maximale de débit soit atteinte.

3.2 Démarche de calibration de l'outil HUG sur le Mercier

3.2.1 Démarche générale

Lorsqu'un choix de paramètres est effectué, la calibration du HUG consiste à réaliser une optimisation des paramètres à l'aide du critère de Nash qui compare les valeurs simulées aux valeurs observées. La recherche des combinaisons optimales de paramètre s'effectue par balayage systématique de l'espace des paramètres en suivant un pas constant fixé dans un intervalle plausible donné, pour chacun des paramètres. Cette méthode est préférée à un algorithme de recherche de l'optimum car celui-ci est plus complexe à mettre en œuvre et risque de s'arrêter sur un optimum local. De plus, les temps de calcul du HUG sont relativement courts, ce qui permet ce balayage systématique avec un temps de calcul raisonnable. Le modèle va donc balayer une gamme de valeurs dans l'espace des paramètres et on va calculer, pour chaque jeu, le coefficient de Nash. La qualité des simulations et les valeurs des paramètres optimisés à partir

de différentes hypothèses de fonctionnement du réseau de drainage sont ensuite analysées et discutées.

3.2.2 Trois étapes de calibration pour une complexification progressive

Nous présentons ici les trois étapes successives de calibration mises en œuvre (Figure V.15) : les deux premières ne traitent pas le problème du pattern de drainage et sont réalisées avec l'ensemble du réseau hydrographique sur la totalité des épisodes pluvieux. Ces étapes ont pour objet d'analyser les valeurs prises par les paramètres et d'avancer vers leur stabilisation, en tentant notamment de réduire au maximum le nombre de paramètre. La troisième étapes a pour objet de simuler la densification progressive du réseau de drainage inspirée du pattern de drainage identifié dans le chapitre précédent. La topologie de réseau choisie pour la séparation versant – réseau correspond au réseau de talwegs naturels majeurs extraits du MNT (1m) par la méthode D8 avec un seuil de surface de 10 ha.

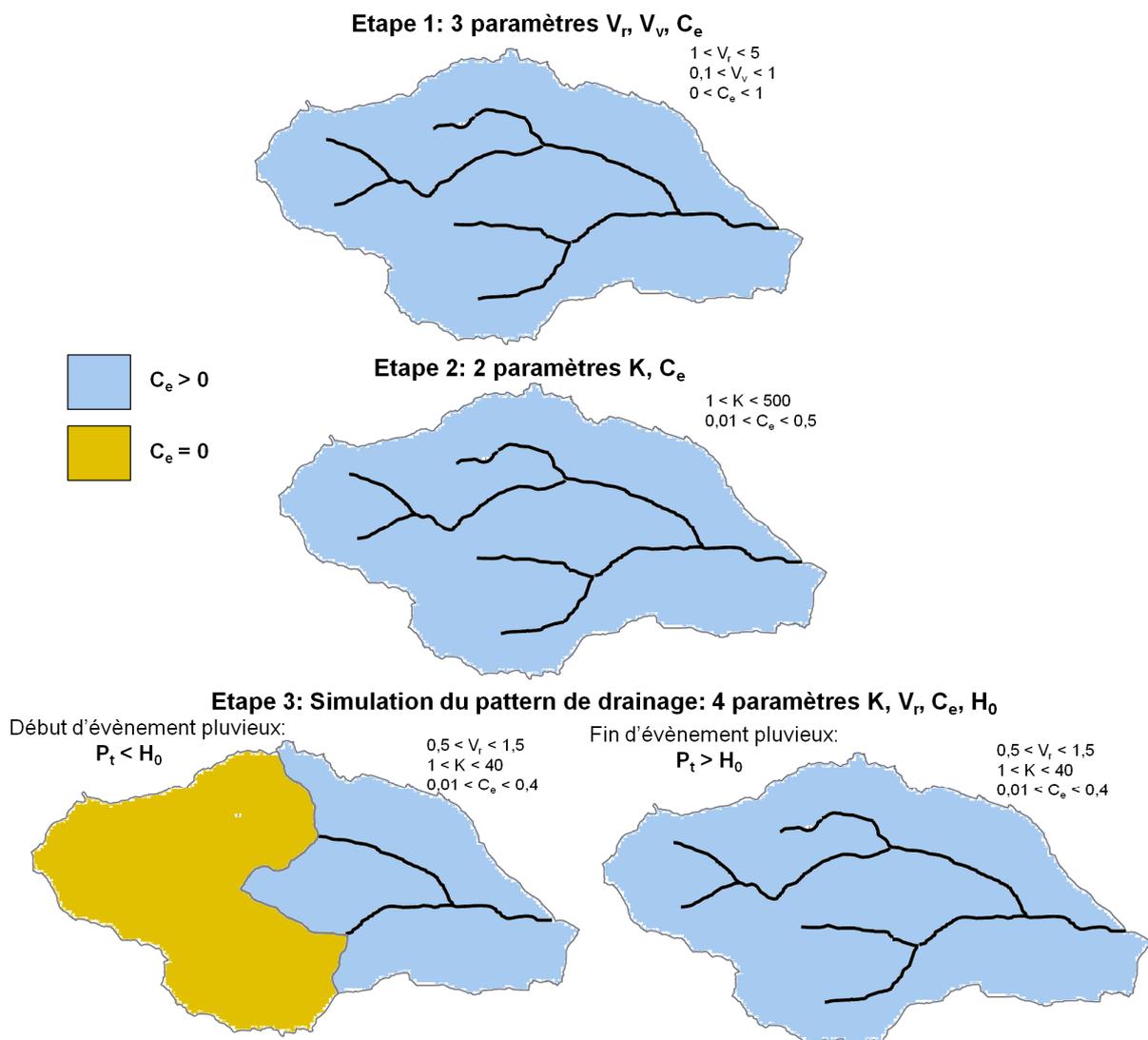


Figure V.15 : Trois phases de calibration du HUG selon les choix des paramètres. La phase 3 distingue début et fin d'évènement pluvieux séparés par une valeur de seuil pluviométrique H_0 atteint par la pluie totale (P_t).

Il s'agit du réseau utilisé pour les deux premières étapes de calibration et du réseau en extension maximale utilisé dans la troisième étape pour tenter d'imiter

le pattern de drainage identifié. Les drains artificiels sont écartés de l'analyse car nous avons pu observer que leur effet est local et semble déterminant uniquement pour des épisodes moyens et à un niveau d'échelle plus fin.

- Première étape de calibration :

Dans la première étape le HUG est calibré sur le bassin versant sans hypothèse particulière liée à un fonctionnement différencié du réseau de drainage. Cette approche permet de fournir une série de simulations de référence et de prendre en main le modèle. Pour tester le fonctionnement de l'hydrogramme, les paramètres de vitesse sont distincts dans un premier temps. On travaille alors avec trois paramètres dont les plages de valeurs sont volontairement étendues :

V_v allant de 0,1 à 1 m s⁻¹ avec un pas de 0,02 m s⁻¹

V_r allant de 1 à 5 m s⁻¹ avec un pas de 0,05 m s⁻¹

C_e allant de 0 à 1 avec un pas de 0,1.

- Seconde étape de calibration :

Dans la seconde étape de calibration, un rapport de vitesses est introduit pour simplifier l'approche et mieux stabiliser les valeurs des paramètres. Il s'agit du paramètre K qui est le rapport des vitesses réseau et versant de la forme suivante :

$$k = \frac{V_r}{V_v} \quad (\text{Equ.5.5})$$

Ce paramètre est utilisé en fixant la vitesse réseau à 1 m s⁻¹. Cette valeur est cohérente car proche des valeurs mesurées sur plusieurs drains efficaces en temps de pluie et supérieure aux vitesses de propagations de l'onde de crue observées entre les stations. On travaille alors avec deux paramètres seulement et des plages de valeurs relativement étendues notamment pour le rapport K :

K allant de 1 à 500 avec un pas de 1

C_e allant de 0 à 0,5 avec un pas de 0,01.

- Troisième étape de calibration :

C'est dans la troisième étape de calibration qu'une méthode est proposée pour introduire le pattern de drainage dans les simulations HUG. Le pattern de drainage du Mercier est caractérisé par une rupture dans la dynamique amont/aval. Les tronçons amont où le drainage est qualifié de diffus ou dépendant de phénomènes à seuils nécessitent un temps de concentration plus important qu'en aval pour que des premières masses d'eau significatives circulent et se propagent rapidement vers l'exutoire. Pour simuler ce fonctionnement, on suppose que la partie amont du bassin versant ne produit ni ne draine aucune masse d'eau tant que la pluie n'atteint pas un seuil d'activation appelé H_0 (Figure V.15). La vitesse réseau est donc nulle durant cette période située en début d'évènement pluvieux car le réseau de drainage n'est pas encore fonctionnel. La zone en question correspond à (1) la couverture forestière du Mercier où un drainage à seuil a été observé, sans pouvoir fixer de manière stable la valeur de la lame d'eau nécessaire à une activation et (2) les grandes dépressions topographiques de l'espace agricole associées à un drainage diffus, dont la dynamique observée est associée exclusivement à la lame d'eau.

Une fois H_0 dépassée, cette hypothèse admet que la partie amont du bassin versant devient contributive et que parallèlement le réseau de drainage se densifie pour atteindre sa longueur drainée maximale. Le coefficient d'écoulement reste unique et constant sur la totalité du bassin et durant

l'ensemble de l'épisode pluvieux. Les plages de valeurs des paramètres V_r , K et C_e sont affinées suite aux enseignements tirés des deux phases de calibration précédentes :

V_r allant de 0,5 à 1,5 m s^{-1} avec un pas de 0,1 m s^{-1}

K allant de 1 à 40 avec un pas de 1

C_e allant de 0,01 à 0,4 avec un pas de 0,01.

H_0 allant de 5 à 30 mm avec un pas de 1 mm.

3.2.3 Episodes pluvieux utilisés pour la calibration du HUG

Les chroniques de données enregistrées à l'exutoire du bassin versant du Mercier depuis 1997 constituent les données utilisées pour la calibration du HUG. Les chroniques de pluies du pluviomètre de Pollionnay situé dans la partie aval du bassin du Mercier ont été utilisées pour sélectionner une série d'épisodes pluvieux (Tableau V.I). Ces derniers sont représentatifs de la diversité des situations en termes de pluie totale, intensité maximale et conditions d'humidité antécédente représentées par le débit de base. Ces épisodes possèdent des caractéristiques diverses mais tous ont conduit à un débit maximal à l'exutoire relativement important et sont marqués par une valeur minimale d'intensité maximale horaire de 10 mm h^{-1} . Cette valeur est une intensité instantanée obtenue sur un pas de temps de 6 min puis ramenée à une lame horaire.

Nous faisons l'hypothèse majeure que ces épisodes ont généré un champ de pluie relativement homogène dans le temps et dans l'espace. Cette hypothèse, invérifiable avec les données disponibles, est nécessaire de façon à appliquer les averses unitaires à l'ensemble du bassin versant du Mercier de façon systématique pour chacun des 16 événements servant aux trois étapes de calibration.

Tableau V.I: Caractéristiques des épisodes pluvieux sélectionnés pour calibrer l'hydrogramme géomorphologique du Mercier.

N° Episode	Date	Durée (h)	Intensité Max (mm h^{-1})	Pluie (mm)	Q base ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) exutoire	Q Max ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) exutoire
1	01/12/2003	42	16,2	126,6	0,00	3,34
2	06/08/2007	11	136,2	73	0,01	1,34
3	10/06/2000	6	96	61,2	0,00	1,68
4	11/01/2008	3	28,2	25,4	0,06	1,32
5	11/06/2007	4	10,2	8,8	0,32	0,54
6	12/03/2001	11	16,2	17,2	0,24	0,741
7	13/08/2003	3	91,8	18,2	0,00	1,6
8	14/06/2007	13	16,2	11,6	0,16	0,422
9	14/11/2002	23	13,8	35	0,11	0,584
10	15/04/2005	54	12	134,6	0,08	1,5
11	15/11/2002	17	10,2	47,8	0,35	1,1
12	16/03/2001	22	12	37	0,23	1,35
13	22/10/1999	13	31,2	55,4	0,08	1,4
14	23/11/2000	9	18	38,6	0,04	1,9
15	23/11/2002	14	10,2	64,2	0,16	0,809
16	24/10/1999	7	15	17,2	0,18	0,752

Une typologie des épisodes selon les caractéristiques de la pluie est effectuée ainsi qu'une brève description du comportement attendu du réseau hydrographique du Mercier compte tenu des connaissances acquises par les observations multi-locales du drainage :

- Très fortes pluviométries et longues durées : épisodes 1 et 10

Il s'agit de deux épisodes de pluviométrie supérieure à 100 mm, de très longues durées, d'intensités maximales modérées dans un contexte de faible saturation du bassin. Lors de ces événements majeurs, le bassin versant a atteint des niveaux très élevés de saturation avec sans doute une mise en charge progressive de l'ensemble du réseau hydrographique étudié. Le débit maximal enregistré reste modéré pour l'épisode 10 avec seulement $1,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ car la durée est importante et l'intensité limitée. La densification du drainage dans le réseau hydrographique a du également se dérouler graduellement au fur et à mesure que les seuils pluviométriques d'activation des drains dans la partie amont du bassin ont été dépassés.

- Très fortes intensités et pluviométrie élevée en conditions peu humides : épisodes 2, 3, 7 et 13.

Il s'agit de trois orages estivaux et un orage automnal de très fortes intensités dans un contexte peu humide, avec une pluviométrie moyenne à élevée. On peut s'attendre dans ces conditions à une dynamique importante du réseau de drainage avec une onde de crue alimentée par des écoulements importants issus entre autres de processus de type hortonien.

- Contexte de saturation élevée du bassin : épisodes 5, 6, 11 et 12.

Il s'agit de quatre épisodes en conditions de saturation élevée du bassin avec un débit de base supérieur à $0,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et des caractéristiques moyennes par ailleurs. Ce contexte particulier suppose une activité intense des zones saturées de fond de talwegs qui exercent un contrôle sur l'activité de drainage. Par conséquent la dynamique de drainage liée à la pluie risque d'être diffusée dans le régime permanent installé dans le bassin. L'importance du réseau de drainage dans la dynamique d'élaboration de l'hydrogramme de crue est donc limitée par ce contexte humide.

- Episodes aux caractéristiques moyennes : épisodes 4, 8, 9, 14, 15, 16

Il s'agit de la majorité des épisodes, ils se sont déroulés en conditions légèrement à moyennement humides compte tenu d'un écoulement de base de valeur moyenne. Cet état d'humidité risque d'atténuer la mise en place d'une onde de crue et donc de limiter le rôle du réseau de drainage dans la dynamique d'élaboration de l'hydrogramme de crue.

3.3 Résultats et interprétations

Les résultats des trois étapes de calibration effectuées à partir de la même série de 16 épisodes pluvieux sont présentés et interprétés successivement : dans un premier temps les deux premières étapes sans paramétrage particulier lié à une quelconque modification du réseau de drainage afin d'analyser la stabilité des paramètres. La troisième étape est ensuite basée sur une hypothèse de densification du réseau de drainage en cours d'épisode pluvieux.

3.3.1 Stabilisation progressive des paramètres de transfert

- Première étape : problèmes d'équifinalité des paramètres

Les optimisations effectuées pour la première phase de calibration sont présentées dans le Tableau V.II. Les résultats sont globalement de qualité médiocre voire peu cohérents.

Les coefficients d'écoulement semblent globalement cohérents par rapport aux valeurs moyennes observées mais restent faibles pour des épisodes de crue parfois majeurs. Les vitesses réseau sont parfois relativement faibles : épisodes 1, 10, 7, 6, 12 et 15.

Tableau V.II : Résultats de la première étape de calibration du HUG sur le Mercier avec trois paramètres optimisés.

N°Episode	DATE	V_versant 0,01 à 1 m s ⁻¹	V_reseau 1 à 5 m s ⁻¹	C _e	Nash
1	01/12/2003	0,01	0,1	0,18	58
2	06/08/2007	0,07	5	0,02	83,3
3	10/06/2000	0,06	3,3	0,03	74
4	11/01/2008	0,1	1,5	0,04	56
5	11/06/2007	0,02	1,7	0,08	46
6	12/03/2001	0,1	0,4	0,05	58
7	13/08/2003	0,03	0,2	0,1	46
8	14/06/2007	0,7	1,9	0,03	57
9	14/11/2002	0,1	0,5	0,04	53
9bis	14/11/2002	0,03	1,7	0,07	65
10	15/04/2005	0,1	0,1	0,26	79
11	15/11/2002	0,01	5	0,18	73
12	16/03/2001	0,1	0,3	0,11	34
13	22/10/1999	0,02	3,8	0,06	57
14	23/11/2000	0,1	0,3	0,08	36
15	23/11/2002	0,1	0,1	0,19	54
16	24/10/1999	0,02	5	0,11	76

Les vitesses versant sont au contraire élevées dans certains cas : épisode 8. Les hydrogrammes optimisés s'écartent parfois fortement des valeurs observées comme par exemple l'épisode n°12 représenté sur la Figure V.16 : en début d'épisode le débit est largement surestimé par le HUG. Cela se produit sur les autres épisodes de durée importante comme le 9 et le 10.

Les meilleurs ajustements sont souvent réalisés avec les valeurs de vitesses réseau les plus élevées : épisodes 2, 3, 11 et 16. Il s'agit soit d'épisodes violents en termes d'intensité comme le 2 qui est assez correctement simulé par le HUG (Figure V.16). Au contraire l'épisode 11 est peu intense et se produit sur un bassin très humide, mais de nombreux jeux de paramètres amènent à des valeurs optimales similaires du coefficient de Nash (Figure V.16).

A l'issue de cette première étape de calibration les phénomènes d'équifinalité sont nombreux car même si certaines simulations semblent correctes les valeurs des paramètres sont variables au sein des plages admises ce qui mène parfois à des combinaisons peu réalistes.

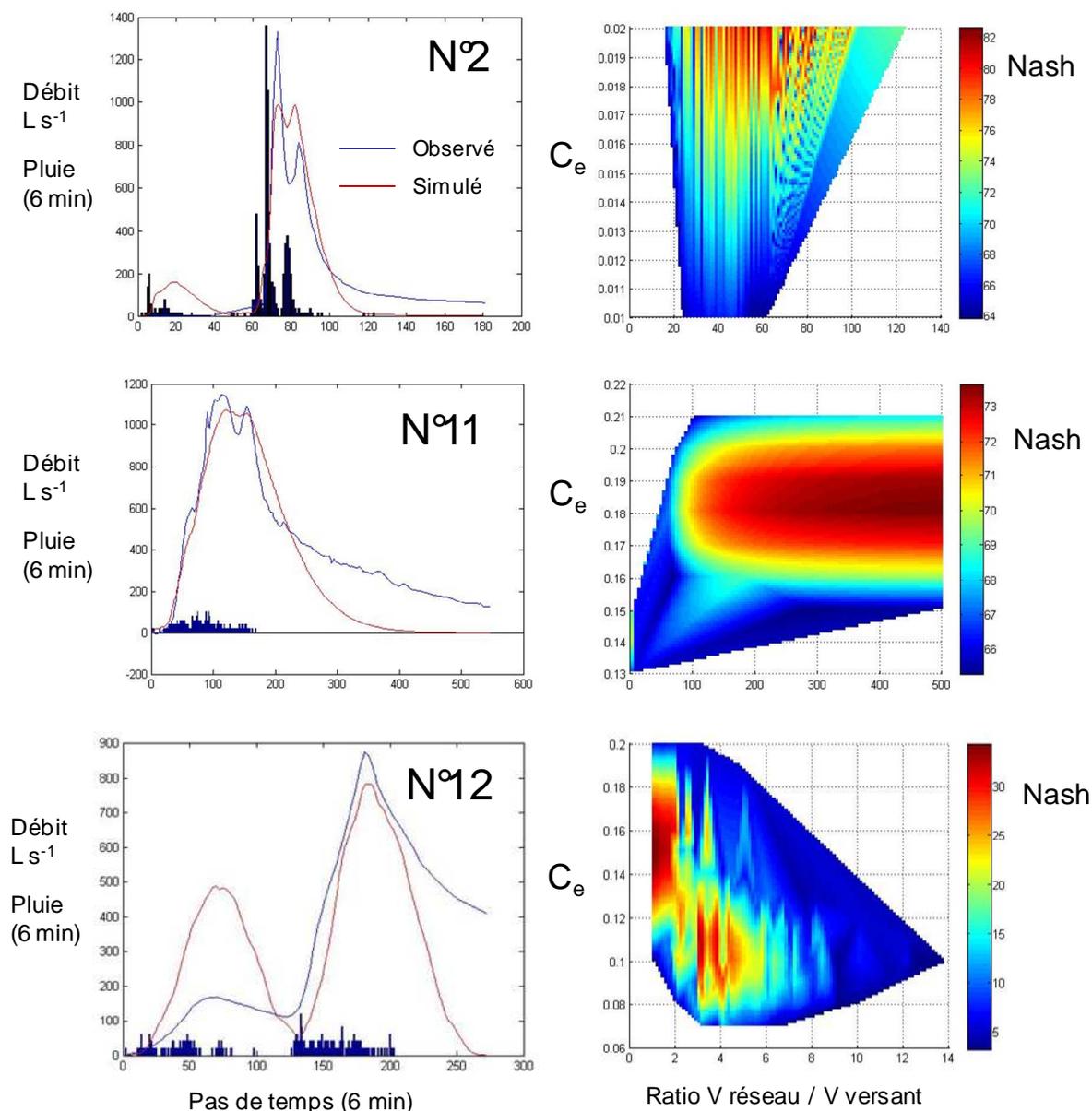


Figure V.16 : Hydrogrammes observés et simulés par le HUG du Mercier durant la seconde étape de calibration pour les épisodes n° 2, 12 et 13 (Tableau I) accompagnés des diagrammes du coefficient de Nash en fonction des combinaisons des valeurs prises par les paramètres.

- Seconde étape : meilleure stabilisation mais déficience du modèle HUG
 Dans le but de stabiliser les paramètres, la seconde phase de calibration est donc effectuée en réduisant à deux le nombre de paramètres. Cette démarche aboutit aux résultats présentés dans le Tableau V.III qui sont globalement plus cohérents que ceux produits précédemment. Le coefficient d'écoulement reste cohérent mais les valeurs sont parfois nettement plus basses. La vitesse réseau étant contrainte à 1 m s^{-1} , lorsque le rapport des vitesses est élevé, un poids plus important est donné à la vitesse réseau. La vitesse versant peut donc atteindre le cas échéant des valeurs très faibles.

Tableau V.III : Résultats de la seconde étape de calibration du HUG sur le Mercier avec deux paramètres optimisés. Dans le rapport K la vitesse réseau est fixée à 1 m s⁻¹.

N° Episode	DATE	K	C _e	Nash
1	01/12/2003	175,2	0,2	70
2	06/08/2007	1	0,01	62,1
3	10/06/2000	6	0,03	68,7
4	11/01/2008	4,4	0,04	93,9
5	11/06/2007	13,6	0,04	97,4
6	12/03/2001	5,2	0,03	74,11
7	13/08/2003	14,6	0,01	-126
8	14/06/2007	6,4	0,02	54
9	14/11/2002	29,6	0,05	98,6
9bis	14/11/2002	60,8	0,11	59,8
10	15/04/2005	7,8	0,04	93,9
11	15/11/2002	89,6	0,26	82,8
12	16/03/2001	57,6	0,15	99,3
13	22/10/1999	131,8	0,18	78,9
14	23/11/2000	18,2	0,05	84,9
15	23/11/2002	92,4	0,19	94,3
16	24/10/1999	422,8	0,37	74,15

Une progression dans la stabilité des paramètres semble être atteinte par cette démarche de calibration à deux paramètres. En moyenne, le coefficient de Nash indique que les hydrogrammes simulés se rapprochent des hydrogrammes observés par rapport aux simulations de la première étape de calibration. Néanmoins, ce n'est pas le cas des épisodes 2, 3 et 7. Il s'agit du groupe des trois épisodes pluvieux très intenses. L'épisode 7 présente une chronique pluviométrique douteuse en termes d'intensité qui pourrait expliquer la très mauvaise qualité de simulation. Pour l'épisode 2 la valeur de K est anormalement faible et suppose que les vitesses réseau et versant sont identiques à 1 m s⁻¹. Il semble que cette valeur seuil soit insuffisante pour les orages les plus violents et que cela pousse le HUG à équilibrer avec la vitesse versant pour gagner en réactivité.

Pour les autres épisodes les coefficients de Nash sont améliorés mais les valeurs de K sont très élevées dans plusieurs cas de figure. Il s'agit d'épisodes qui sont marqués par un état de saturation important atteint par le bassin versant lors de l'épisode. D'une manière générale et surtout parmi les hydrogrammes les moins bien représentés (Nash < 80) on trouve des épisodes pour lesquels le bassin présente un déficit de saturation en début d'épisode matérialisé par un débit de base initial faible à nul. Il s'agit également d'épisodes à faible pluviométrie ou présentant une première averse de hauteur limitée qui est en grande partie utilisée pour combler un déficit de saturation. La conséquence est que la courbe simulée suit souvent très mal la courbe observée en début d'épisode (Figure V.17). La réaction du bassin est surestimée par le HUG car c'est un opérateur linéaire mis en œuvre avec des paramètres dont les valeurs sont supposées stables sur la durée complète de l'épisode pluvieux.

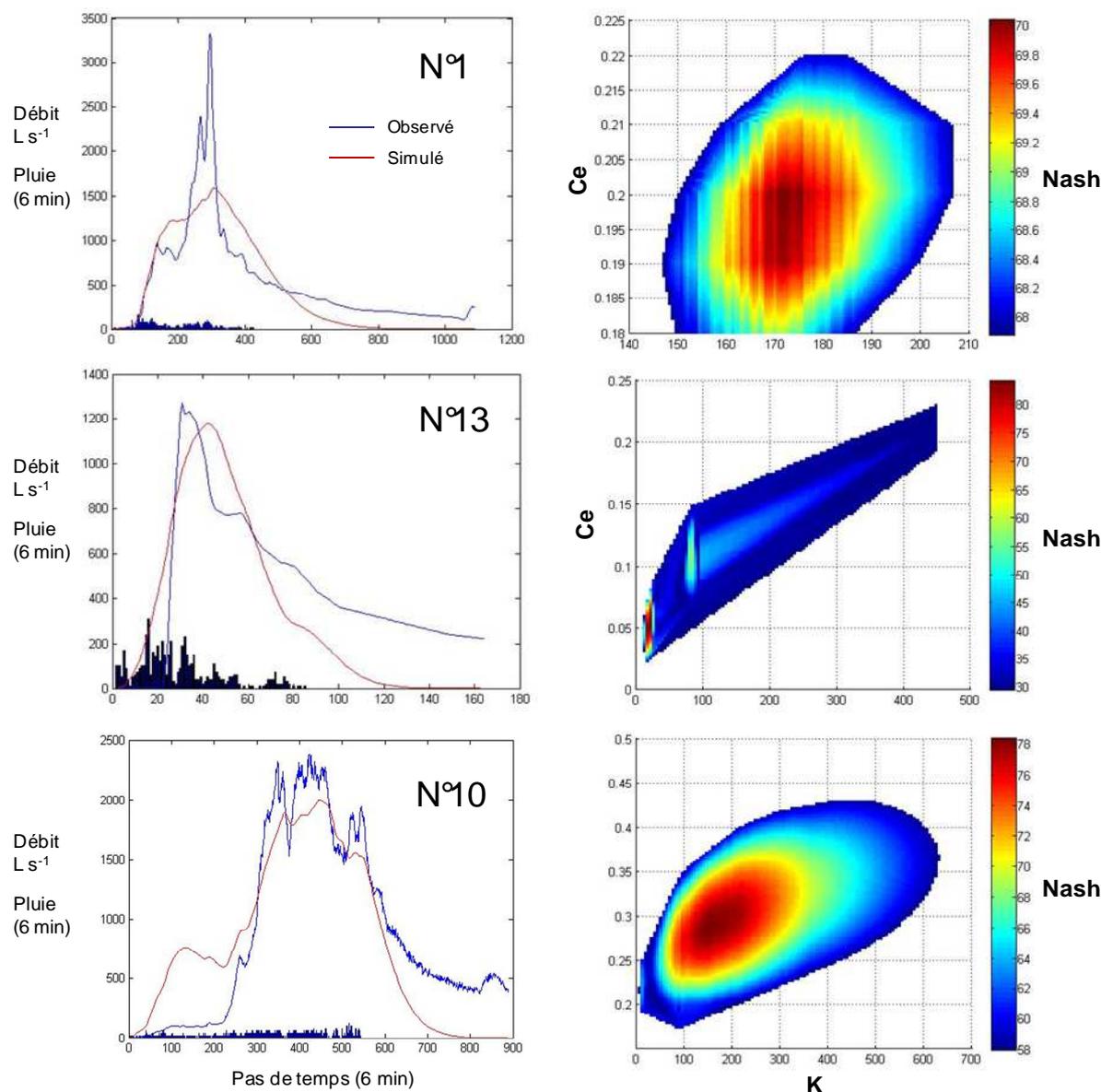


Figure V.17 : Hydrogrammes observés et simulés par le HUG du Mercier durant la seconde étape de calibration pour les épisodes n° 1, 10 et 13 (Tableau V.I) accompagnés des diagrammes du Nash en fonction des combinaisons des valeurs des paramètres.

Or le bassin du Mercier a un comportement non linéaire. Il est caractérisé par de faibles rendements hydrologiques pour des épisodes pluvieux moyens. Il fonctionne en partie par saturation induisant une corrélation positive notable entre le débit de base avant épisode et le coefficient de ruissellement (cf Partie IV, section 4.1.4). Ce phénomène de saturation est source de non linéarité affectant la dynamique de réponse du bassin versant. Les résultats des observations multi-locales du drainage nous ont orientés vers l'hypothèse que les zones saturées perturbent la propagation d'une onde de crue dans le réseau. Ces zones conduisent à observer une inertie de réponse surtout si l'intensité de la pluie est limitée ce qui est le cas des épisodes les plus persistants (plusieurs dizaines d'heures).

Le HUG utilisé, par son aspect simple et conceptuel, n'intègre pas explicitement cette hypothèse d'inertie de fonctionnement car c'est un système linéaire. Il semble alors que le modèle compense la non prise en compte de ce phénomène

par des valeurs excessives des paramètres : on observe principalement que lorsque le rapport de vitesse K est très élevé le C_e l'est également (cas des épisodes 1, 11, 13, 15, 16). Les épisodes de production importante sont donc associés à des vitesses en versant extrêmement réduites. On impose au modèle de simuler avec un même jeu de valeurs des paramètres et au sein d'un même épisode pluvieux des périodes de drainage faible, durant lesquelles domine un processus de saturation, et des périodes de drainage plus intense qui font suite à saturation. Mais la vitesse réseau étant fixe, le modèle ne peut limiter la dynamique qu'en accroissant K . Par conséquent des écarts importants apparaissent entre débits observés et simulés en début d'épisode comme par exemple pour les épisodes 1 et 13 pour lesquels le débit de base est faible à nul (Figure V.17). Comme meilleur compromis, le HUG produit une surestimation du débit en début de montée et le sous-estime en fin de montée. C'est le cas particulièrement pour l'épisode 1 plus important en termes de lame d'eau. Il existe plusieurs jeux de paramètres pour les plus fortes valeurs de Nash (Figure V.17), mais les valeurs prises par chaque paramètre restent relativement proches limitant ainsi l'équifinalité par rapport à la première étape de calibration. A l'issue de cette seconde étape de calibration, le paramètre de vitesse permet une certaine stabilité pour des épisodes aux caractéristiques moyennes, pour lesquels la vitesse réseau fixée à 1 m s^{-1} apparaît convenable. Mais pour les autres épisodes ce paramétrage est insuffisant sans contraintes supplémentaires du fait de réponses non linéaires du bassin.

3.3.2 Améliorations suite au paramétrage d'un pattern de drainage

De manière à prendre en compte le pattern de drainage du réseau du Mercier, et en réponse aux déficiences du modèle soulevées précédemment, une mise en saturation minimale des drains amont du réseau de talweg est contrôlée par une pluie d'imbibition appelée H_0 . C'est une façon de distribuer dans le temps et l'espace l'activité de drainage en cours d'épisode pluvieux. Cette approche est inspirée du modèle de Girard (1975) qui suppose que, pour chaque bassin étudié, une relation entre la lame ruisselée et la pluie d'imbibition peut être calée spécifiquement. Il s'agit d'une solution théorique pour palier à un des problèmes décrit précédemment à savoir le déficit de saturation en début d'épisode qui se traduit par une surestimation du débit par le HUG. De plus, par rapport à la précédente étape de calibration, le paramètre K a été contraint de rester sur des valeurs inférieures à 40 car les simulations montrent que le modèle HUG s'adapte au ralentissement du drainage du à la saturation du bassin par une élévation trop importante de K . Enfin, un degré de liberté est donné à la vitesse réseau car la seconde étape de calibration montre également qu'une valeur fixe de 1 m s^{-1} apparaît trop restrictive. Des valeurs inférieures et supérieures ont par ailleurs été observées lors de crues relativement modestes dans les tronçons du réseau.

Les résultats du calage des paramètres sont présentés pour les 16 épisodes pluvieux dans le Tableau V.IV.

Le paramètre H_0 optimisé a un effet globalement bénéfique sur l'aptitude du HUG à représenter la montée de l'hydrogramme de crue car les valeurs de Nash sont en moyenne meilleures pour l'ensemble des épisodes testés qu'avec seulement les deux paramètres K et C_e dans la phase précédente. De plus les vitesses réseau et le paramètre K sont mieux stabilisés suite à l'introduction de H_0 .

Tableau V.IV : Résultats de la troisième étape de calibration du HUG sur le Mercier avec 4 paramètres optimisés.

N°Episode	DATE	K	V_reseau	Ho	Ce	Nash
1	01/12/2003	40	0,5	30	0,18	46,8
2	06/08/2007	15	1,5	23-30	0,02	87,8
3	10/06/2000	6,5	0,6	27-30	0,04	96,2
4	11/01/2008	5,5	0,6	17-18	0,06	98
5	11/06/2007	18,5	0,7	5	0,06	98
6	12/03/2001	6,5	0,5	15	0,06	95,6
8	14/06/2007	7	0,6	7	0,04	82
9	14/11/2002	16,5	0,5	12	0,06	97,7
9bis	14/11/2002	7	0,5	5	0,06	99
10	15/04/2005	40	0,5	30	0,3	85,4
11	15/11/2002	33,5	0,6	6	0,16	99,3
12	16/03/2001	39	0,6	20	0,18	98
13	22/10/1999	7,5	0,5	29-30	0,06	96,3
14	23/11/2000	7	0,5	17	0,06	86,3
15	23/11/2002	40	0,9	30	0,2	60,5
16	24/10/1999	40	0,8	5	0,12	64,6

On constate une nette amélioration notamment pour 4 événements qui donnent tous lieu à un coefficient d'écoulement modeste. C'est le cas des épisodes intenses à pluviométrie élevée avec un débit de base nul comme les épisodes 2 et 3 qui passent respectivement d'une valeur de Nash de 62 et 69 (Tableau V.III) à 82 et 96 (Tableau V.IV). C'est aussi le cas pour les épisodes 6, 8 voire 13 à pluviométrie plus modeste avec un débit de base moyennement élevé, qui passent d'une valeur de Nash de 74, 54, et 78 (Tableau V.III) à 96, 82 et 96 (Tableau V.IV). Pour ces épisodes la montée de crue de l'hydrogramme simulé est mieux ajustée que ce soit en début ou en fin de montée avec l'introduction du paramètre H_0 (Figure V.18).

Par conséquent, le paramètre H_0 semble bien intervenir sur une composante clé du fonctionnement du Mercier. On observe par exemple une corrélation négative significative entre H_0 optimisé et le débit de base avant épisode ($R_{\text{pearson}} = -0,7$; $p < 0,01$). Cela signifie que l'hypothèse d'une saturation préalable permettant d'activer et de densifier le réseau de drainage de sorte que son fonctionnement soit essentiel pour expliquer la montée de crue est acceptable. La notion de pluie d'imbibition rend donc globalement plus compatible le fonctionnement du Mercier avec les hypothèses du HUG utilisé.

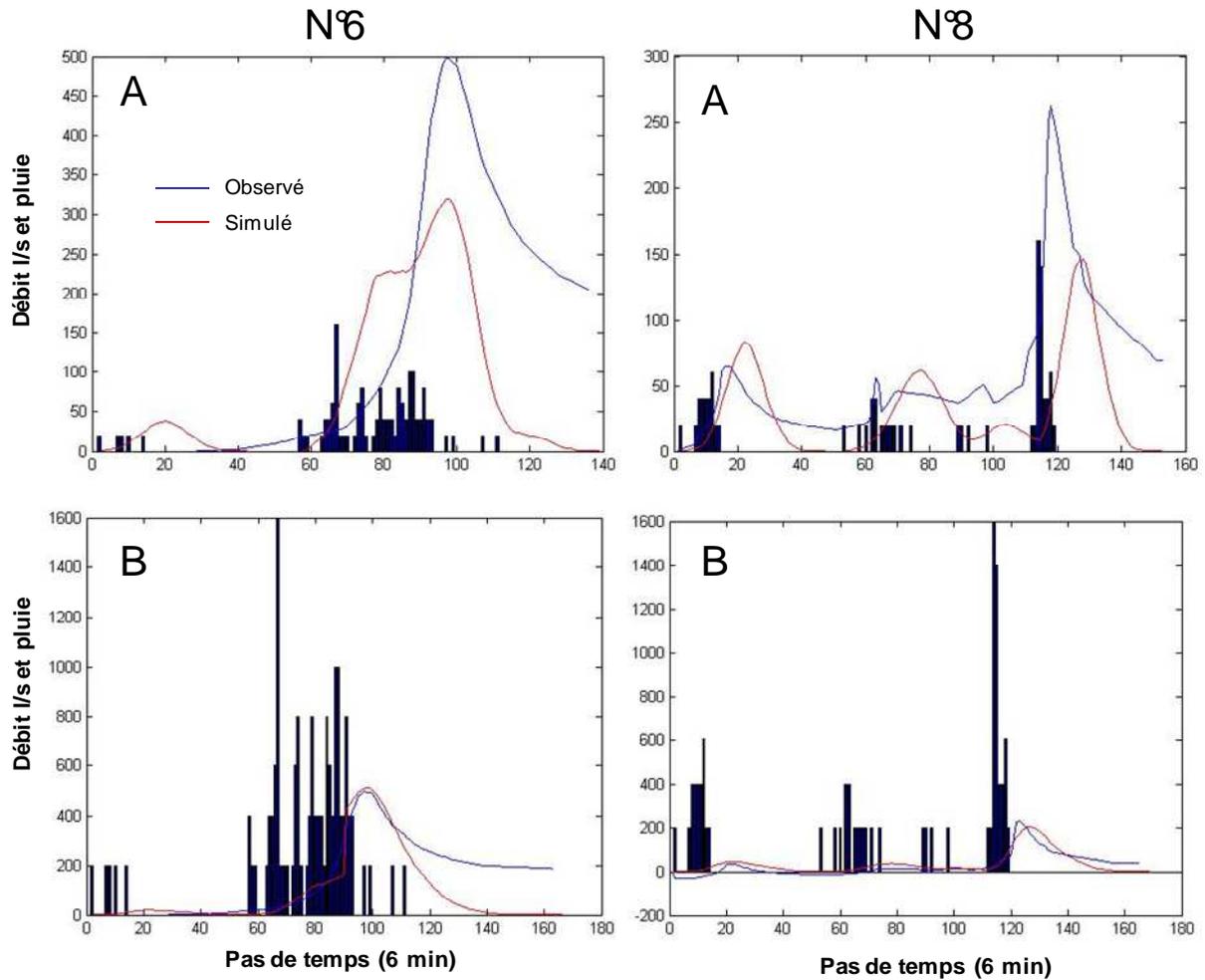


Figure V.18 : Hydrogrammes observés et simulés par le HUG pour les épisodes 6 et 8 en seconde (A) puis en troisième étape de calibration (B).

Mais, par opposition à cette tendance d'amélioration, les hydrogrammes des épisodes 1, 10, 15, et 16 sont moins bien représentés avec l'introduction du paramètre H_0 . Les valeurs de Nash passent respectivement de 70, 94, 94, 74 (Tableau V.III) à 47, 85, 61, 65 (Tableau V.IV). Il s'agit d'épisodes marqués par un niveau de saturation élevé atteint par le bassin avec :

- ⇒ Le groupe des épisodes majeurs (1 et 10) de plus de 100 mm et très longs.
- ⇒ Le groupe des épisodes peu intenses, avec un débit de base élevé.

Pour tous ces épisodes, le paramètre K atteint la valeur maximale autorisée fixée à 40, la pluie d'imbibition atteint aussi sa valeur maximale à 30 mm (sauf pour l'épisode 16).

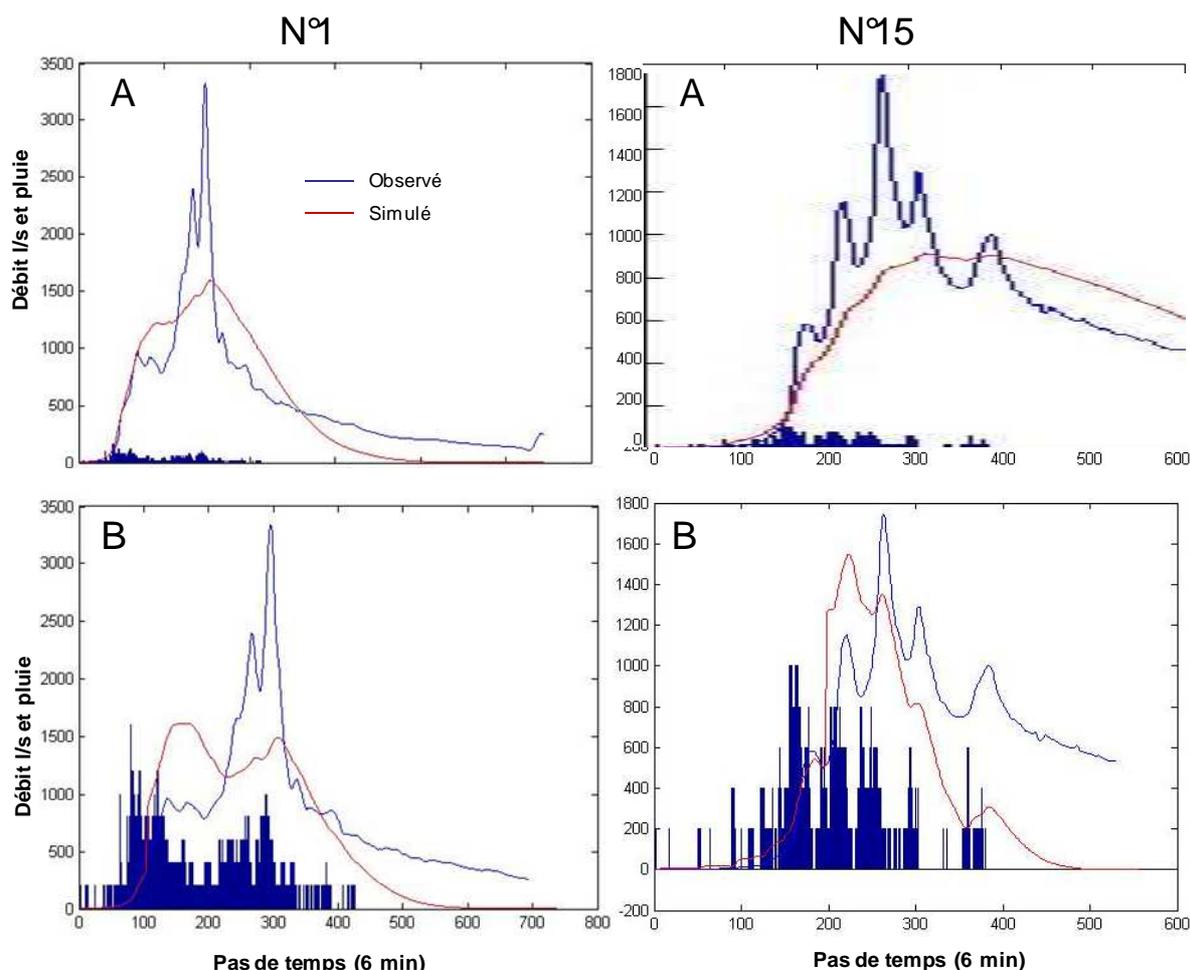


Figure V.19 : Hydrogrammes observés et simulés par le HUG pour les épisodes 1 et 15 en seconde (A) puis en troisième étape de calibration (B).

Pour ces épisodes la montée de crue de l'hydrogramme simulé est surestimée en introduisant H_0 mais le pic de crue reste sous-estimé (Figure V.19). Cela se vérifie particulièrement pour l'épisode 1 pour lequel on observe une surestimation suivie d'une sous estimation de débit pour les deux averses majeures consécutives.

L'utilisation du seuil H_0 a fait l'objet d'une approche expérimentale en plus d'une approche par simulation HUG. La hauteur de pluie observée entre le début de la pluie et le début de la montée significative de crue est comparée aux valeurs H_0 optimisées sur la série d'évènement utilisée. Le résultat montre que les hauteurs de pluie observées avant la montée sont systématiquement plus faibles que les pluies d'imbibitions optimisées en particulier pour les longs épisodes avec d'importantes lames d'eau (Figure V.20). Les écarts entre H_0 optimisés et H_0 observés sont plus importants pour les épisodes longs et peu intenses. Inversement l'écart est réduit pour les épisodes courts et intenses ce qui confirme une meilleure compatibilité de ces épisodes avec notre hypothèse de départ.

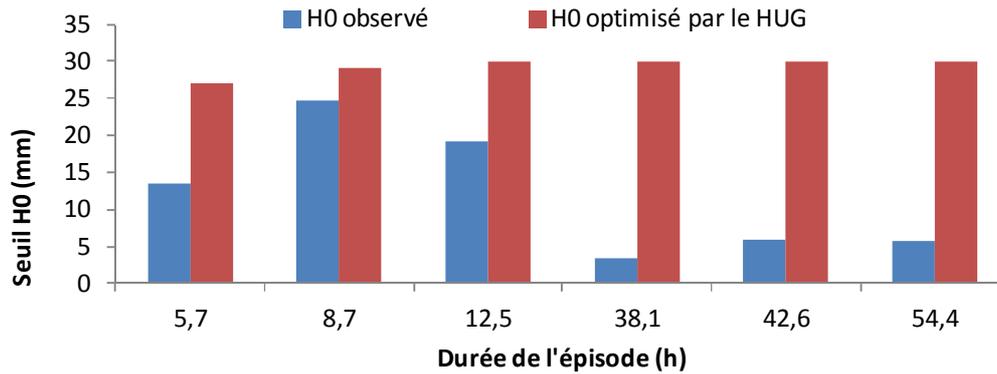


Figure V.20 : Valeurs du seuil pluviométrique H_0 observé et H_0 optimisé par le HUG sur le bassin du Mercier pour les épisodes de lame d'eau totale supérieure à 50 mm classés selon la durée.

Dans le cas d'épisodes majeurs un phénomène nouveau intervient et n'est pas pris en compte par le nouveau paramétrage du HUG. Le problème soulevé par les valeurs excessives de K lors de la seconde étape de calibration à deux paramètres (Tableau V.III) n'est pas complètement résolu par l'introduction de H_0 . Il existe un phénomène à seuil non pris en compte par la méthode proposée d'extension du drainage aux zones amont. H_0 semble inadapté ou présente des valeurs marginales en début d'épisode car la montée est correctement restituée par le HUG (Figure V.19). Un autre seuil fonctionnel supérieur à la limite de 30 mm fixée pour H_0 pourrait être en cause. En effet le bassin sur-réagit car au fur et à mesure de l'avancement de l'épisode pluvieux, les impulsions pluviométriques se poursuivent mais s'affaiblissent alors que le débit continue de croître en réponse.

3.4 Synthèse et perspectives

Une tentative de couplage entre le pattern de drainage identifié au sein du Mercier et la réponse hydrologique à l'exutoire du bassin est proposée à l'aide d'un hydrogramme unitaire géomorphologique basé sur une partition de l'espace du bassin versant en deux compartiments : versant et réseau.

3.4.1 Le HUG confirme le rôle majeur d'une extension du drainage

Les premiers tests du modèle sont effectués en choisissant la topologie de réseau hydrographique correspondant au réseau de talwegs majeurs du bassin. En réduisant les paramètres à un rapport des vitesses réseau et versant uniformes et un coefficient d'écoulement uniforme pour la production, une stabilité est rapidement atteinte pour une majorité d'épisodes pluvieux aux caractéristiques moyennes lors des premières étapes de calibration. Les simulations qui sont évaluées seulement sur la montée de crue par le critère de Nash restent cependant de qualité moyenne. Comme prévu, une modélisation globale par le HUG n'est donc pas satisfaisante pour une majorité d'épisodes pluvieux testés. Cela s'explique par le fait que le Mercier présente une dynamique hydrologique interne non linéaire causée par des processus de saturation au sein des talwegs.

La démarche principale d'introduction du pattern de drainage identifié sur le Mercier dans les simulations HUG consiste à utiliser une pluie d'imbibition pour déclencher l'extension du drainage dans une large partie amont du bassin versant. Les enseignements tirés des simulations précédentes ont permis de stabiliser les paramètres sur des valeurs acceptables physiquement : la vitesse réseau est en moyenne de $0,8 \text{ m s}^{-1}$, ce qui correspond aux ordres de grandeur

mesurés. Le rapport de vitesse réseau/versant est, pour une majorité d'épisodes inférieurs à 20. Les résultats sont globalement améliorés, y compris du point de vue de la qualité des hydrogrammes sur la phase de montée. C'est le cas pour les épisodes qui présentent des caractéristiques moyennes mais la progression est encore plus grande pour ceux qui présentent les plus fortes intensités. Ce résultat est en cohérence avec la caractérisation des ondes de crues effectuées avec le dispositif multi-local dans le réseau hydrographique. Le réseau de drainage est au cœur de la réponse du bassin dans ces conditions particulières de pluie intense en état d'humidité préalable modéré. Un seuil fonctionnel doit être franchi pour activer les liaisons hydrauliques versant-réseau puis au sein du réseau de drainage, ce seuil semble bien représentée par les valeurs H_0 optimisées pour ce type d'épisode.

En revanche ce n'est pas le cas pour les épisodes durant lesquels le bassin atteint un haut niveau de saturation. Le paramètre de pluie d'imbibition n'est pas suffisant car lors de ces épisodes, la production devient plus importante, or le modèle est contraint à un coefficient d'écoulement uniforme et une compensation apparaît via H_0 qui est poussée au maximum en début d'épisode.

3.4.2 Perspectives d'utilisation du HUG

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour argumenter sur l'échec du HUG pour représenter les épisodes majeurs outre son concept simpliste. En particulier, lors d'épisodes importants à faible fréquence de retour, nous avons montré dans le chapitre précédent que la morphométrie de la partie amont du Mercier est un facteur qui peut générer un déphasage important des pics de crue du fait de la distribution spatiale des longueurs drainées (cf 2.2.2). Ce déphasage couplé à un seuil fonctionnel élevé en termes de lame d'eau pourrait affecter la dynamique de crue. Cela pourrait se traduire par une production importante de masses d'eau qui se propagent à retardement dans le réseau de drainage et génèrent un pic de crue plus important que celui auquel on s'attendrait en condition de fonctionnement plus linéaire du bassin. D'autres simulations doivent être envisagées pour intégrer plus finement ce pattern de drainage que l'on observe spécifiquement lors des événements de crue majeurs.

Notre première tentative s'est limitée à contraindre le drainage de l'ensemble de la zone amont du bassin avec une pluie d'imbibition. Or deux ensembles fonctionnels ont été identifiés dans cette zone amont : des tronçons à drainage diffus et des tronçons à drainage conditionné par une production à seuil. C'est pourquoi il serait pertinent de proposer un gradient constitué des trois ensembles fonctionnels : drainage efficace, diffus et à seuil qui pourrait être plus précisément distribué dans le HUG. Deux seuils successifs de remplissage du bassin pourraient être utilisés : H_0 pour les talwegs diffus, H_1 pour les talwegs à seuil valable uniquement pour les événements majeurs.

Ce travail doit être couplé à un usage plus direct des données du dispositif limnimétrique multi-local exploité en Partie IV. Une tentative de calage a été effectuée en contraignant les simulations du HUG à se synchroniser avec le pas de temps des pics de crue dans deux stations emboîtées. Cette méthode contraint à caler de nombreux paramètres et a générer de l'équifinalité mais les valeurs optimisées sont restées relativement réalistes.

Une des limites majeures de cette approche reste la variabilité spatiale de la pluie qui est difficilement acceptable pour de nombreux épisodes pluvieux testées comme nous avons pu le constater en Partie IV.

4 Conclusions

Dans cette partie nous avons tenté d'évaluer l'hypothèse selon laquelle la composante rapide de la réponse hydrologique d'un petit bassin versant rural est déterminée principalement par la mise en activité du réseau de drainage par densification progressive à l'intérieur du bassin versant.

Tout d'abord, un pattern de drainage est proposé à partir des expérimentations effectuées pour rendre compte de cette densification progressive dans le contexte du bassin du Mercier. Les approches développées dans les parties précédentes pour tenter de mieux comprendre le fonctionnement du bassin du Mercier ont été focalisées sur le réseau hydrographique et sur sa fonction de drainage, de manière à appuyer cette hypothèse. Ces approches confirment que le réseau hydrographique possède des propriétés fonctionnelles hétérogènes :

- ⇒ Diversité en termes de chenalisation des drains (Ces propriétés pourraient être intégrées dans un module de transfert à base physique qui prend en compte la géométrie des différents tronçons).
- ⇒ Diversité dans la dynamique de drainage en réponse à la pluie.

Un fonctionnement complexe du réseau de drainage est mis en évidence à cause d'une interaction supposée entre processus de saturation et propagation rapide d'une onde de crue. A partir de ce fonctionnement complexe partiellement élucidé, un pattern de drainage définissant des modalités de fonctionnement interne du bassin versant est proposé. Il prévoit une évolution graduelle du drainage à partir de drains efficaces en aval, vers des drains diffus au centre du bassin, puis des drains soumis à un seuil de remplissage dans la partie amont sous forêt. Les méthodes spatialisées développées peuvent donc aider à différencier des régions du bassin versant dont les fonctions sont a priori différentes dans la composante rapide de la réponse du bassin versant. Ces fonctions hydrologiques interagissent lors d'un épisode pluvieux. Pour simplifier, on suppose que cette interaction est associée à un schéma de connectivité reproductible, dans lequel la morphologie du bassin intervient en définissant les longueurs drainées.

La confrontation entre le pattern de drainage proposé et la réponse du bassin versant est effectuée via une fonction de transfert géomorphologique. Cette fonction repose sur un concept de séparation nette entre versant et réseau. Le paramétrage de base est fondé sur des hypothèses de pluie, coefficient d'écoulement et vitesses de transfert uniformes. Le transfert est paramétré dans le compartiment versant avec une vitesse négligeable car très inférieure à celle du compartiment réseau qui joue un rôle majeur sur la construction de l'hydrogramme de crue. Cet outil est calibré sur une série d'événements pluvieux plutôt intenses aux caractéristiques diverses en termes de lame d'eau et d'humidité antérieure. Ensuite, le pattern de drainage du bassin expérimental est modélisé en introduisant un paramètre de pluie d'imbibition nécessaire à l'activation du drainage dans l'ensemble des zones amont les plus intermittentes. La calibration de cette nouvelle fonction au niveau de la phase de montée de crue amène à deux résultats majeurs :

- L'hypothèse proposée est confortée car les paramètres du modèle sont mieux stabilisés et les simulations sont de meilleure qualité. La densification du réseau de drainage vers l'amont est déclenchée avec une pluie d'imbibition dont la valeur est en grande partie dépendante de l'état d'humidité du bassin matérialisée par le débit de base avant épisode. Les événements pluvieux

intenses à très intenses dans des conditions d'humidité faibles à modérées sont assez raisonnablement représentés. Ce résultat est en cohérence avec les observations multi-locales du drainage qui montrent que dans ces mêmes conditions hydrologiques, une onde de crue tend à se propager dans le réseau hydrographique avec un temps de latence plus ou moins important. Dans ce type de situations, il semble qu'un rapport de dépendance simple existe entre la pluie et le débit, qui est en accord avec la simplicité du modèle utilisé basé sur une transformation linéaire de la pluie en débit.

- L'hypothèse proposée est mise en défaut dans les situations de crues majeures avec des pluies d'intensité moyenne : les paramètres du modèle semblent inadaptés et les simulations sont de qualité médiocre. La densification du réseau de drainage vers l'amont est mal paramétrée, n'est pas suffisante ou déterminante dans le fonctionnement du bassin et ne permet donc pas de calibrer le modèle. Dans ce type de situation avec un fort niveau de saturation et d'humidité atteint par le bassin, le rapport de dépendance entre la pluie et le débit est plus complexe et le modèle proposé n'intègre pas cette complexité. Ce résultat est également en cohérence avec les observations multi-locales du drainage. Celles-ci montrent que dans ces mêmes conditions hydrologiques, l'onde de crue n'est pas observable ou difficilement interprétable dans le réseau, car en tous points observés, le temps de réponse est voisin de la durée de la pluie. Cela sous tend que le rôle du réseau dans la construction de l'hydrogramme n'est plus majeur. Une attention plus grande doit être portée sur la fonction de production dans les versants qui semble devenir déterminante dans ces situations hydrologiques.

La fonction de transfert géomorphologique est un outil extrêmement utile et pragmatique pour établir le lien entre la diversité du fonctionnement interne d'un bassin versant et la réponse observée à l'exutoire. Le travail effectué est une première approche du couplage entre pattern de drainage et réponse du bassin. Dans le contexte du Mercier, nous pouvons conclure que l'hypothèse basée sur un rôle majeur du réseau hydrographique et du transfert pour expliquer la réponse n'est pas valable pour toutes les situations hydrologiques.

D'autres hypothèses peuvent être envisagées pour contraindre l'hydrogramme géomorphologique en se basant sur des nuances plus fines de fonctionnement observé à l'intérieur du bassin par le biais des stations limnimétriques emboîtées. Cela pourrait permettre de mieux définir le rôle du réseau de drainage durant les épisodes de crue majeurs. D'autre part ces stations offrent la possibilité de s'appuyer directement sur les observations dynamiques multi-locales du drainage pour contraindre le modèle. Cette voie n'a pu être suffisamment développée du fait du jeu de données modeste issu du dispositif mis en œuvre dans cette thèse, en particulier concernant des épisodes de crue majeure.

La méthode est pour l'instant naissante, mais peu à peu se construit par association entre des hypothèses sur le pattern de transfert et l'analyse des résultats du modèle, une idée nouvelle des fonctionnements possibles, montrant le potentiel des données multi-locales pour une compréhension du fonctionnement du bassin versant. Les tendances proposées pourraient être valorisées dans le paramétrage de modèles physiques spatialisés qui intègrent plus de complexité. Le modèle physique développée sur le bassin du Mercier dans le cadre du programme ANR Avupur (cf Partie II, section 2.1.1) a permis d'affiner la représentation géographique des éléments paysagers (Jankovsky, 2011). Il serait souhaitable d'approfondir dans ce modèle plus complexe les

hypothèses proposées sur la fonction de transfert et de compléter avec des hypothèses de distribution de la production, difficiles à intégrer dans un HUG.

Conclusions générales

⇒ Rappel de la problématique et des objectifs

Ce travail de thèse est bâti sur le constat que le transfert des flux d'eau n'est pas assez documenté à l'intérieur des bassins versants. Au cœur de ce problème le réseau de drainage est un objet d'intérêt majeur, en particulier dans le cadre de la modélisation spatialisée des petits bassins versants ruraux intermittents. Dans ce cas la fonction de transfert ne peut se limiter à l'usage d'un réseau de drainage de forme stable, aux propriétés uniformes.

L'objectif de la thèse était de développer des approches spatiales permettant de documenter la variabilité du transfert à l'intérieur du réseau hydrographique en lien avec la réponse hydrologique à l'exutoire du bassin. Dans ce but, il nous a paru pertinent de s'appuyer sur une vision systémique du bassin versant : le réseau hydrographique est un support de connexions et de déconnexions de liaisons hydrauliques contrôlées par des seuils de pluviométrie. Les multiples compartiments du système se connectent ou se déconnectent en fonction du forçage pluviométrique imposé au milieu. Une identification de cette organisation mérite d'être systématiquement approfondie car le drainage prend des formes variables. La dynamique qui en résulte est à la fois un produit et un agent de l'écoulement du bassin. Notre hypothèse est qu'il s'agit d'un agent majeur de la réponse du bassin versant. Mais ce facteur n'est pas suffisamment pris en compte car il exige de résoudre un problème d'échantillonnage spatial et temporel de la connectivité hydrologique du réseau, en minimisant les interventions de terrain. Un tel approfondissement est difficile en se basant uniquement sur la télédétection. C'est pourquoi nous avons combiné l'analyse de données de télédétection à une observation hydrologique spatialisée qui s'avère indispensable pour valider les fonctionnements locaux, réduire les incertitudes, voire aider au transfert d'échelle.

Toutes les méthodes développées ont en commun de rechercher un « pattern » de drainage synonyme d'une organisation fonctionnelle du réseau hydrographique.

⇒ Synthèse des résultats

Des éléments de réponse sont apportés dans un premier temps par la télédétection. Notre choix est de s'appuyer sur des informations à haute résolution pour tenter de décrire plus précisément les supports du cheminement. Les résultats montrent qu'un MNT LiDAR à 1m de résolution permet non seulement de produire une topologie de réseau très fidèle, incluant les fossés anthropiques majeurs, mais aussi de mieux connaître les caractéristiques topographiques des drains naturels. Il est possible à partir de techniques relativement simples à mettre en œuvre sous SIG, de détecter un gradient de chenalisation des drains, valide par rapport à une référence terrain. Cet indicateur est utile pour bâtir une typologie fonctionnelle dans le but de différencier les tronçons du réseau hydrographique par leur régime hydrologique probable. Dans la limite de la résolution utilisée, ce travail propose des tendances majeures de fonctionnement du réseau hydrographique. C'est une base de connaissance rapidement accessible pour proposer un pattern de drainage responsable de la réponse à l'exutoire. Cela permet d'envisager plusieurs formes possibles de la fonction de transfert assurée par le réseau dans un modèle, avec la possibilité d'appliquer ces outils à des bassins non jaugés où un levé LiDAR est disponible.

L'exploitation des MNT reste cependant une information spatialisée descriptive. Elle a été complétée par des observations de terrain pour établir la dynamique réelle de réponse du réseau. Ceci s'est révélé d'autant plus nécessaire que les bassins ruraux sont soumis à une grande diversité de processus hydrologiques qui approvisionnent le réseau de drainage de manières complexes.

Des éléments de réponse complémentaires ont été amenés par la mise en place de 18 stations limnimétriques emboîtées au sein du réseau hydrographique. Ce dispositif s'avère être un réel outil de monitoring du bassin versant. Les observations « multi-locales » ont permis d'estimer spatialement l'évolution temporelle des longueurs drainées, selon leur état fonctionnel à moyen terme : régimes permanents ou intermittents séparés par des états transitoires. A l'échelle plus fine de l'épisode pluvieux, ces données ont permis d'identifier localement la hiérarchie des facteurs qui affectent le flux drainé en temps de pluie : en particulier le poids des facteurs d'antécédents pluvieux par rapport à celui des facteurs pluviométriques pour différencier des tendances de comportements. En complément, la détection ou non détection de l'onde de crue indique le rôle respectivement majeur ou mineur du réseau de drainage dans la construction de l'hydrogramme de crue.

L'objectif de documenter différentes modalités de transfert dans le réseau a donc été atteint. Ces divers indicateurs ont ensuite été interprétés au regard des connaissances acquises sur les principaux processus hydrologiques du bassin et en lien avec l'occupation du sol. Ce travail a conduit à la définition d'entités spatiales homogènes par leur dynamique de fonctionnement. L'apport majeur du monitoring effectué a été de localiser à l'intérieur du bassin des entités fonctionnelles, puis d'estimer des seuils qui régissent leur contribution à l'écoulement. De tels résultats permettent de compléter ceux de l'analyse pluie-débit, plus fiable numériquement, qui a été effectuée à l'exutoire du bassin versant. Ils permettent bien un rééquilibrage de connaissances avec les données spatialisées nombreuses et disponibles décrivant des facteurs physiques.

Dans le cas concret du Mercier les interprétations sur une série d'épisodes aux caractéristiques moyennes apportent un éclairage complémentaire sur les interactions dans le réseau de drainage entre : (1) des contributions plus ou moins retardées par des zones saturées qui altèrent la linéarité du transfert lorsqu'elles dominant en contexte humide et (2) des contributions rapides provenant de phénomènes plutôt de type Hortoniens qui induisent une linéarité de transfert lorsqu'elles dominant en contexte sec.

Finalement le monitoring spatialisé appuyé par la description topographique des drains a abouti à la proposition d'un pattern de drainage du Mercier. Cet outil définit une organisation du drainage en temps de pluie supposée reproductible. L'hypothèse de densification graduelle du réseau de drainage au cours d'un épisode pluvieux semble pertinente à développer dans des modèles spatialisés. Pour un premier test de cette hypothèse, une fonction de transfert géomorphologique a été mise en œuvre. La première approche effectuée témoigne du rôle majeur d'un réseau de drainage évolutif en condition sèche, à contrario les simulations sont médiocres en conditions humides. Ce dernier travail est une ébauche, mais l'outil semble extrêmement utile et pragmatique pour identifier des anomalies lors du couplage entre la dynamique interne de drainage et la réponse observée à l'exutoire.

⇒ **Limites et perspectives de l'approche**

Divers aspects des méthodes développées doivent être approfondis dans la perspective d'une modélisation spatialisée.

L'usage de MNT LiDAR nécessite des informations de terrain pour une bonne valorisation des résultats dans un modèle. Les seuils définis pour la cartographie des drains anthropiques ou pour détecter la chenalisation des drains naturels ne sont pas directement applicables à d'autres bassins. Ce MNT aurait pu être utilisé plus directement pour paramétrer des modèles complexes, ou bien la fonction de transfert géomorphologique, à partir d'une description directe de la géométrie des drains intermittents.

Le réseau de capteur limnimétrique peut également être amélioré et mieux valorisé. Les limites majeures de cette approche sont le déficit de connaissance de la variabilité de la pluie. Il est important d'avoir une résolution de la pluie en cohérence avec le niveau d'échelle des multiples observations locales. De plus la taille d'échantillon observé suffisante est élevée pour caractériser des seuils de fonctionnement si on exploite uniquement des événements de pluie homogènes. Malgré ces difficultés, ce type de monitoring environnemental pourrait être amplifié par une maîtrise des technologies de réseaux de capteurs environnementaux à faible coût.

Les analyses du couplage entre connaissances locales du drainage et réponse du bassin doivent être poursuivies avec des modèles spatialisés intégrant plus de complexité. Le travail de modélisation complexe effectué parallèlement à cette thèse, sur le même bassin expérimental du Mercier (Jankowsky, 2011), pourrait être valorisé. Dans un premier temps une démarche de validation multi-échelle des simulations peut être envisagée pour évaluer le modèle. Ensuite une utilisation plus complexe des données multi-locales pourrait être proposée.

Plus généralement les observatoires multi-locaux de la réponse hydrologique doivent être encouragés car c'est une solution d'avenir pour favoriser les interactions entre observations de terrain et modèles spatialisés de manière à renforcer leurs performances prédictives.

Références bibliographiques

- Abbott, M. B., Bathurst, J. C., Cunge, J. A., O'Connell, P. E., Rasmussen, J., 1986.** *An introduction to the European Hydrological System — Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system.*
- Ackermann F. 1999.** Airborne laser scanning present status and future expectations. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 54: 64–67.
- Ali, G.A., Roy, A.G. 2009.** Revisiting hydrologic sampling strategies for an accurate assessment of hydrologic connectivity in humid temperate systems. *Geography Compass* 3/1: 350-374.
- Allaire, S.E., Roullier, S., Cessna, A.J., 2009.** Quantifying preferential flow in soils: A review of different techniques, *Journal of Hydrology*, 378, 1-2: 179-204.
- Ambroise B. 2004.** Variable 'active' versus 'contributing' areas or periods: a necessary distinction. *Hydrological Processes* 18: 1145 – 1155. DOI: 10.1002/hyp.5536
- Ambroise, B. 1999.** Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré: 1 - Processus et facteurs, *Revue des Sciences de l'Eau* 11(4): 471-495 ; 2 – Modélisation systémique et dynamique, *Revue des Sciences de l'Eau* 12(4): 123-153
- Amoros, C., Bornette, G. 2002.** Connectivity and biocomplexity in waterbodies of riverine floodplains. *Freshwater biology* 47 (4): 761-776.
- Aurousseau, P., Squidant, H., 1997.** Correction of Digital Elevation Model using drainage pattern constraint. <http://viviane.roazhon.inra.fr/spanum/publica/contrain/contrain.htm>
- Bailly J.S, Lagacherie P, Millier C, Puech C, Kosuth P. 2006.** Agrarian landscapes linear features detection from LiDAR: application to artificial drainage networks. *International Journal of Remote Sensing* 29: 3489 - 3508
- Baligh A, Valadan Zoj M.J, Mohammadzadeh A. 2008.** Bare earth extraction from airborne LiDAR data using different filtering methods. In *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences Vol. XXXVII. Part B3b. Beijing.*
- Baltasavias E.P. 1999.** A comparison between photogrammetry and laser scanning. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing* 54: 83–94.
- Bandaragoda, C., Tarboton, D.G., Woods, R. 2004.** Application of TOPNET in the distributed model intercomparison project. *Journal of Hydrology*, Volume 298, Issues 1-4, Pages 178-201, ISSN 0022-1694, 10.1016/j.jhydrol.2004.03.038.
- Bater C.W, Coops N.C. 2009.** Evaluating error associated with lidar-derived DEM interpolation. *Computers&Geosciences* 35: 289–300.
- Beven, K. J., Kirkby, M. J., 1979.** "Physically based, variable contributing area model of basin hydrology." *Hydrol Sci Bull Sci Hydrol* 24(1): 43-69.
- Beven, K.J. 2000.** Uniqueness of place and process representation in hydrological modeling. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 4, (2): 203-213.
- Beven, K.J., Wood, E.F., Sivapalan, M. 1988.** On hydrological heterogeneity – catchment morphology and catchment response. *Journal of Hydrology.* 100, 353-375.

- Bischetti G, Gandolfi B.C, Whelan M.J. 1998.** *The definition of stream channel head location using digital elevation data. In Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters (Proceedings of the HeadWater'98 Conference held at Meran/Merano, Italy, April 1998) IAHS Publ. no. 248, 1998.*
- Black, P.E. 1972.** *Hydrograph response to geomorphic model watershed characteristics and precipitation variables. Journal of Hydrology, 17, 309-329.*
- Bloschl, G. 2001.** *Scaling in hydrology. Hydrol. Process. 15, 709-711.*
- Blöschl, G., Grayson, R. B., Sivapalan, M. 1995.** *On the representative elementary area (REA) concept and its utility for distributed rainfall-runoff modeling. Hydrol. Process. 9, 3-4: 1099-1085*
- Bloschl, G., Sivapalan, M. 1995.** *Scale issues in hydrologic modeling : a review. Hydrol. Process. 9: 251-90.*
- Bocher, E., 2005.** *"Impacts des activités humaines sur le parcours des écoulements de surface dans un bassin versant bocager : essai de modélisation spatiale" Thèse de doctorat en GÉOGRAPHIE Université de Rennes 2, 367 p.*
- Bracken, L.J., Croke, J., 2007.** *The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. Hydrological Processes 21: 1749–1763. doi: 10.1002/hyp.6313*
- Branger, F., Braud, I., Debionne, S., Viallet, P., Dehotin, J., Henine, H., Nedelec, Y., Anquetin, S. 2010.** *Towards multi-scale integrated hydrological models using the LIQUID® framework. Overview of the concepts and first application examples, Environmental Modelling & Software, Volume 25, Issue 12, Pages 1672-1681, ISSN 1364-8152, 10.1016/j.envsoft.2010.06.005.*
- Branger, F., Kermadi, S., Jacqueminet, C., Michel, K., Krause, P., Braud, I., 2011.** *Assessment of the influence of land use on the hydrology of a suburban catchment using a simplified distributed modelling approach, In Journal of Hydrology, special issue dedicated to the "Hydrology of peri-urban rivers: processes and modelling".(soumis)*
- Braud I., Chancibault K., Debionne S., Lipeme Kouyi G., Sarrazin B, Jacqueminet C., Andrieu H., Béal D., Bocher E., Boutaghane H., Branger F., Breil P., Chocat B., Comby J., Dehotin J., Dramais G., Furusho C., Gagnage M., Gonzalez-Sosa E., Grosprêtre L., Honegger A., Jankowfsky S., Joliveau T., Kermadi S., Lagouy M., Leblois E., Martin J.Y., Mazagol P.O., Michell K., Molines N., Mosini M.L., Puech C., Renard F., Rodriguez F., Schmitt L., Thollet F., Viallet P., 2010.** *The AVuPUR project (Assessing the Vulnerability of Peri-Urbans Rivers) : experimental set up, modelling strategy and first results, Proceedings of the 7th Novatech 2010 Conference, June 28-July 1 2010, Lyon, France, 10pp.*
- Carluer N, Marsily G.D, 2004.** *Assessment and modelling of the influence of manmade networks on the hydrology of a small watershed: implications for fast flow components, water quality and landscape management. Journal of Hydrology 285: 76-95.*
- Castaigns, W., Le Dimet, F, X., Dartus, D., 2004.** *Assimilation de données in situ et télédétection pour la modélisation hydrologique. Bulletin SFTP n°172, p 50 – 61.*
- Cavalli M, Tarolli P, Marchi L, Dalla Fontana G. 2007.** *The effectiveness of airborne LiDAR data in the recognition of channel-bed morphology. Catena 73: 259 – 260.*
- Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Govers, G., Lecomte, V., Oost, K., Couturier, A., King, C., Dubreuil N., 2004.** *Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy,*

Journal of Hydrology, Volume 299, Issues 1-2, Pages 4-14, ISSN 0022-1694, 10.1016/j.jhydrol.2004.02.017.

Chahinian, N., 2004. Paramétrisation multi-critère et multi-échelle d'un modèle hydrologique spatialisé de crue en milieu agricole. Thèse université Montpellier II, 258p.

Charleux, J., 2001. Valorisation des Modèles Numériques de Terrain (MNT) en hydrologie. Qualité d'extraction d'objets et de caractéristiques hydrologiques à partir des MNT. Utilisation pour l'estimation du régime de crue. Thèse ENSG Marnes la Vallée. 230p.

Chocat, B., 1997. Le rôle possible de l'urbanisation dans l'aggravation du risque inondation: l'exemple de l'Yzeron. *Revue de Géographie de Lyon*, 72(4): 273-280.

Chocat, B., Bouthagane, H., Lipeme Kouyi, G., 2011. Hydrobox : a novel approach for the elaboration of hydrological models, In *Journal of Hydrology*, special issue dedicated to the "Hydrology of peri-urban rivers: processes and modelling".(en préparation)

Cleveland, T.G., Thompson, D.B., Xing-Fang, P.D., Xin, H. 2008. Synthesis of Unit Hydrographs from a Digital Elevation Model. *Journal of irrigation and drainage engineering*. DOI: 10.1061/ASCE0733-94372008134:2212.

Colin, F., Puech, C., Marsily, G.D. 2000. Relations between triazine flux, catchment topography and distance between maize fields and the drainage network. *Journal of Hydrology*. 236: 139–152

Cosandey, C. 1994. Formation des crues "cévenoles" dans des bassins élémentaires du Mont-Lozère. *Rev. Sci. Eau*, vol. 7, p. 377-393.

Cosandey, C., Oliveira M. 1996. Saturated and contributing areas: location and spatial extent in a catchment. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 41, Iss. 5, pages 751-761.

Crave, A., 1995. Quantification de l'organisation des réseaux hydrographiques. Thèse de doctorat en Sciences de la terre de l'Université de Rennes 1, 203 p.

Cudennec, C. 2000. Description mathématique de l'organisation du réseau hydrographique et modélisation hydrologique. Thèse de Doctorat. Institut National Supérieur Agronomique de Rennes. France, 199 pp.

Daros, D, Borga, M. 1997. Use of digital elevation model data for the derivation of the geomorphological instantaneous unit hydrograph. *Hydrological Processes* 11: 13–33. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199701)11:1<13::AID-HYP400>3.0.CO;2-M

Day D.G. 1983. Drainage density variability and drainage basin outputs. *Journal of Hydrology* 22: 1 – 17.

Dehotin, J., Braud, I. 2008. Which spatial discretization for distributed hydrological models? Proposition of a methodology and illustration for medium to large-scale catchments. *Hydrology and Earth System Sciences* 12, 3 : 769-796.

Delile, H. 2009. Mise en place des formations superficielles dans les fonds de vallée élémentaires du bassin versant de l'Yzeron, Université Lumière Lyon 2, Lyon, France, 208 pp.

Depraetère, C., Moniod, F. 1988. Contribution des modèles numériques de terrain à la simulation des écoulements dans un réseau hydrographique. *Hydrol. Continentale*. Vol.6, n°1, 29-53.

- Douvinet, J., Delahaye, D., Langlois, P 2008.** Modélisation de la dynamique potentielle d'un bassin versant et mesure de son efficacité structurelle. *Cybergeo : European Journal of Geography [En ligne], Systèmes, Modélisation, Géostatistiques*, document 412, mis en ligne le 15 février 2008, consulté le 18 décembre 2011. URL : <http://cybergeo.revues.org/16103> ; DOI : 10.4000/cybergeo.16103.
- Duke, G. D., Kienzie, S. W., Johnson, D. L., Byrne, J. M., 2003.** Improving overland flow routing by incorporating ancillary road data into digital elevation models. *Journal of Spatial Hydrology* Vol.3, N°2, 2-26.
- Dunne, T., Black, R.D. 1970.** Partial area contributions to storm runoff in a small New England Watershed. *Water Resources Research*. Vol. 6, n°5: 1286-1311.
- FAO, 1998.** *Crop Evaporation - Guidelines for computing crop water requirements*. 56, FAO, Rome.
- Fortin, J. P., Moussa, R., Bocquillon, C., Villeneuve, J. P., 1995.** Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographiques, *Revue des sciences de l'eau* 8 (1) : 97 – 124.
- Furusho, C., Andrieu, H., Chancibault, K., 2011a.** Analysis of the hydrological functioning of an Urbanizing River Basin, submitted to *Hydrological Processes*
- Furusho, C., Chancibault, K., Andrieu, H., 2011b.** Adjustment of the coupled hydrological model ISBA-TOPMODEL to long term hydrological cycles of peri-urban rivers : evaluation and sensitivity study, In *Journal of Hydrology*, special issue dedicated to the "Hydrology of peri-urban rivers: processes and modelling".(en préparation)
- Gandolfi C, Bischetti G.B. 1997.** Influence of the drainage network identification method on geomorphological properties and hydrological response. *Hydrological Processes* 11: 353–375.
- Garbrecht, J., Martz, L. W., 1997.** Automated channel ordering and node indexing for raster channel network. *Computers & Geosciences*, 23, 961 – 966.
- Gascuel-Oudou, C., Arousseau, P., Cordier, M.O., Durand, P., Garcia, F., Masson, V., Salmon-Monviola, J., Tortrat, F., Trepos, R. 2009.** A decision-oriented model to evaluate the effect of land use and agricultural management on herbicide contamination in stream water. *Environmental Modelling & Software*, Volume 24, Issue 12, Pages 1433-1446, ISSN 1364-8152, 10.1016/j.envsoft.2009.06.002.
- Gatzolis D, Fried JS. 2004.** Adding Gaussian noise to inaccurate digital elevation models improves fidelity of derived drainage networks. *Water Resources Research* 40: W02508. DOI:10.1029/2002WR01735.
- Giannoni, F., Roth, G., Rudari, R. 2005.** A procedure for drainage network identification from geomorphology and its application to the prediction of the hydrologic response. *Advances in Water Resources*, 28, 567-581.
- Gineste, P. 1997.** Télédétection spatiale et modélisation du fonctionnement hydrologique des petits bassins versants. I. Problématique de la modélisation. In *Actes de l'Atelier international FAO « télédétection et gestion des ressources en eau » tenu à Montpellier 11.1995*. FAO, rapports sur l'eau n°16, 1997, P 367-378
- Girard, G. 1975a.** Les modèles hydrologiques pour l'évaluation de la lame écoulée en zone sahélienne et leurs contraintes. *Cah. ORSTOM, sér. hydrol.* XII, no. 3

Girard, G., Morin, G., Charbonneau, R. 1972. *Modèle précipitations-débits à discrétisation spatiale.* Cah. ORSTOM, Sér. Hydrol., 9(4), 35-52.

Gnouma, R. 2006. *Aide à la calibration d'une modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques: application au bassin versant de l'Yzeron.* Thèse Doctorat. Institut national des sciences appliquées de Lyon. France, 412 pp.

Gonzalez-Sosa E, Braud I, Dehotin J, Lassabatère L, Angulo-Jaramillo R, Lagouy M, Branger F. 2010. *Land use impact on top soil hydraulic properties of a small French catchment.* *Hydrological Processes* 24: 2382-2399, DOI: 10.1002/hyp.7640.

Goodrich, D. C., Lane, L. J., Shillito, R. M., Miller, S. N., Syed, K. H., and Wooliser, D. A. 1997. 'Linearity of basin response as a function of scale in a semiarid watershed.' *Water Resour. Res.*, 33~12, 2951–2966.

Goutaland, D., 2009. *Programme ANR AVuPUR. Prospection géophysique par panneau électrique de trois parcelles d'un sous-bassin de l'Yzeron.* Rapport du CETE de Lyon, Juin 2009, 31 pp.

GRAIE, 2008. *Le bassin versant de l'Yzeron : point sur les travaux de recherche réalisés, en cours et perspectives.* Séminaire d'échanges, Vendredi 14 Mars 2008, Agence de l'Eau RM&C, Lyon (69).

Grayson R, Blöschl G. 2000. *Spatial modelling of catchment dynamics.*In: Grayson R, Blöschl G, editors. *Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling.* Cambridge: Cambridge University Press; 2000. p. 51–81.

Grayson, R.B., Blöschl, G., Barling, R.D., Moore, I.D. 1993. *Process, scale and constraints to hydrological modelling in GIS.* *HydroGIS 93: Application of geographical information systems in hydrology and water resources.* IAHS Publ. N°211.

Grayson, R.B., Blöschl, G., Western, A.W., McMahon, A.T., 2002. *Advances in the use of observed spatial patterns of catchment hydrological response.* *Advances in Water Resources.* 25, 1313-1334.

Gregory K.J, Walling D.E. 1968. *The variation of drainage density within a catchment.* *Hydrological Science Journal* 13: 61 – 68.

Gresillon, J.M. 1996. *Le bassin versant. Echelles d'analyse et compréhension des processus.* *Géomorphologie : relief, processus, environnement.* Volume 2, n°3 : 3-15.

Grimaldi, S., Petroselli, A., Alonso, G., Nardi, F., 2010. *Flow time estimation with spatially variable hillslope velocity in ungauged basins,* *Advances in Water Resources,* Volume 33, Issue 10, Pages 1216-1223, ISSN 0309-1708, 10.1016/j.advwatres.2010.06.003.

Gupta, W.K., Waymire, E., Wang, C.T. 1980. *Representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology.* *Water Resources Research.* 16, 855-862.

Gurnell A.M. 1978. *The dynamics of a drainage network.* *Nordic Hydrology* 9: 293 – 306.

Gyasi-Agyei, Y., Willgoose, G., De Troch, F P. 1995. *Effects of vertical resolution and map scale of digital elevation models on geomorphological parameters used in hydrology.* *Hydrol. Process.* 9, 3-4: 1099-1085.

Hellweger, F., Maidment, D. R., 1997. *AGREE-DEM surface reconditioning system. Program instructions available at <http://www.ce.texas.edu/prof/maidment/gishydro/ferdi/research/agree/agree.html>*

- Hewlett, J.D. & Hibbert, A.R., 1963.** Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid area. In: W.E. Sopper and H.W. Lull (Editors), *Forest Hydrology*, Pergamon Oxford, pp 275-290.
- Hodgson M.E, Jensen J.R, Schmidt L, Schill S, Davis B. 2003.** An evaluation of LIDAR- and IFSAR-derived digital elevation models in leaf-on conditions with USGS Level 1 and Level 2 DEMs. *Remote Sensing of Environment* 84: 295–308.
- Hoover, K.A., Foley, M.G., Heasler, P.G. 1991.** Sub grid scale characterization of channel lengths for use in catchment modeling. *Water Resources Research*. Vol.27, N°11: 2865-2873.
- Horsburg, J.S., Jones, A.S., Stevens, D.K., Tarboton, D.G., Mesner, N.O. 2009.** A sensor network for high frequency estimation of water quality constituent fluxes using surrogates. *Environmental Modelling & Software* 25: 1031–1044
- Horton, R.E., 1933.** The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Am. Geophys.Union*, 14: 446-460.
- Humbert, J. 1990.** Intérêt de la densité de drainage pour régionaliser les données hydrologiques en zone montagneuse. *Hydrology in Mountainous Regions. I -Hydrological Measurements; the Water Cycle (Proceedings of two Lausanne Symposia, August 1990)*. IAHS Publ. no. 193.
- Hutchinson, M.F. 1989.** A New Procedure for Gridding Elevation and Stream Line Data with Automatic Removal of Spurious Pits. *Journal of Hydrology* 106: 211-232.
- Istanbulluoglu, E, Tarboton D.G, Pack R.T, Luce C. 2002.** A Probabilistic Approach for Channel Initiation. *Water Resources Research* 38: 1325. DOI:1310.1029/2001WR000782.
- Ivanov, V. Y., Vivoni, E. R. Bras, R. L. Entekhabi D. 2004.** Catchment hydrologic response with a fully distributed triangulated irregular network model, *Water Resour. Res.*, 40, W11102, doi:10.1029/2004WR003218.
- Jacqueminet C. , Kermadi S. , Michel K. , Béal D. , Gagnage M. , Branger F. , Jankowsky S. , Braud I., 2011.** Land cover mapping using aerial and VHR satellite images for distributed hydrological modelling of periurban catchments: application to the Yzeron catchment (Lyon, France). In *Journal of Hydrology, special issue dedicated to the "Hydrology of peri-urban rivers: processes and modelling"(en préparation)*
- James, A.L., Roulet,N.T. 2007.** Investigating hydrologic connectivity and its association with threshold change in runoff response in a temperate forested watershed. *Hydrol. Process.* 21, 3391-3408.
- James, L.A., Watson, D.G., Hansen, W.F., 2007.** Using LiDAR data to map gullies and headwater streams under forest canopy: South Carolina, USA. *Catena* 71: 132 – 144.
- Jankowsky, S. 2011.** Modélisation hydrologique spatialisée de petits bassins versants péri-urbains. Application aux sous-bassins de la Chaudanne et du Mercier (Yzeron). Ecole doctorale Terre, Univers, Environnement. l'Institut National Polytechnique de Grenoble. Soutenance prévue en Décembre 2011.
- Jenson S.K, Domingue J.O. 1988.** Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54 : 1593–1600.
- Jenson, S. K., Domingue, J. O., 1998.** Extracting topographic features from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and remote sensing*, 54 (11), 1593-1600.

- Kermadi, S., Braud, I., Jacqueminet, C., Michel, K., Branger, F., 2011b.** Evolution de la pluviométrie dans le bassin péri-urbain de l'Yzeron (Ouest Lyonnais) depuis les années 1970 et caractérisation de l'imperméabilisation, XXIVème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, 6-11 Septembre 2011, Rovereto (Italie), 6 pp.
- Klemes, V. 1983.** Conceptualization and scale in hydrology. *Journal of Hydrology*. 65, 1-23.
- Krasovskaia, I., 1988.** A study of mesoscale runoff variability. *Geogr. Ann.* 70A (3) : 191-201.
- Kuras, P.K., Weiler, M., Alila, Y. 2008.** The spatiotemporal variability of runoff generation and groundwater dynamics in a snow-dominated catchment. *Journal of Hydrology*. 352, 50– 66.
- Lachassagne P., Wyns R. 2001.-** Nouveaux concepts dans le domaine de l'hydrogéologie des roches de socle. Application au granite de la Margeride (Lozère).- *Géologues, Revue de l'Union Française des Géologues, spécial Massif Central, N°130/131, décembre 2001, pp. 212-214.*
- Lagacherie, P., Rabotin, M., Colin, F., Moussa, R., Voltz, M., 2010.** Geo-MHYDAS: A landscape discretization tool for distributed hydrological modeling of cultivated areas. *Computers & Geosciences*, 36, 1021-1032, doi:10.1016/j.cageo.2009.12.005.
- Lambert R., 1996.** Géographie du cycle de l'eau. Presses Universitaires du Mirail, 429p.
- Lane, S.N., Brookes, C.J., Kirkby, M.J., Holden, J., 2004.** A network-index-based version of TOPMODEL for use with high-resolution digital topographic data. *Hydrological Processes* 18: 191–201.
- Langlois, P., Delahaye, D., 2002.** RuiCells, automate cellulaire pour la simulation du ruissellement de surface. *Revue Internationale de Géomatique* 12(4): 461–487.
- Lashermes B, Foufloula-Georgiou E, Dietrich WE. 2007.** Channel network extraction from high resolution topography using wavelets. *Geophys. Res. Lett.* 34: L23S04.
- Le Bissonnais, Y., Martin, P., 2004.** Dynamique du ruissellement et de l'érosion diffuse : caractérisation des états de surface des parcelles agricoles et intégration à l'échelle du bassin versant. *Organisation spatiale des activités agricoles et processus environnementaux INRA édit.* 27 – 41.
- Lexartza-Artza I, Wainwright J. 2009.** Hydrological connectivity: Linking concepts with practical implications. *Catena* 79: 146 – 152.
- Lindsay J.B, Evans M.G. 2008.** The influence of elevation error on the morphometrics of channel networks extracted from DEMs and the implications for hydrological modelling *Hydrological Processes* 22: 1588–1603.
- MacDonnell, J.J., Sivapalan, M., Vaché, K., Dunn, S., Grant, G., Haggerty, R., Hinz, C., Hooper, R., Kirchner, J., Roderick, M.L., Selker, J., Weiler, M., 2007.** Moving beyond heterogeneity and process complexity: a new vision for watershed hydrology. *Water Resources Research*. Vol.43, W07301.
- Maidment, D.R. 1993.** Developping a spatially distributed unit hydrograph by using GIS, *HydroGIS* p183.
- Majone, B., Bertagnoli, A., Bellin, A. 2010.** A non-linear runoff generation model in small Alpine catchments, *Journal of Hydrology*, Volume 385, Issues 1-4, Pages 300-312, ISSN 0022-1694, 10.1016/j.jhydrol.2010.02.033.
- Marsily G. D., 1994.** Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie. *Revue des Sciences de l'Eau*, 7, 219, 234.

- Martin, C., Didon-Lescot, J.F. 2009.** Saturation des sols et genèse des crues sur le bassin versant de la Latte (Mont Lozère). *Études de Géographie Physique*, n° XXXVI : 59-68.
- Mérot, P. 1988.** Les zones de sources à surface variable et la question de leur localisation. *Hydrol. continent.*, 001. 3, n°2: 105-115
- Mesa, O.J., Mifflin, E.R. 1986.** Relative Role of Hillslope and Network Geometry in Hydrologic Response. In: *Scale Problems in Hydrology: Runoff Generation and Basin Response*, D. Reidel Publishing Co., Dordrecht Holland. 1986. p 1-17.
- Michaelides, K., Chappell, A. 2009.** Connectivity as a concept for characterising hydrological behavior. *Hydrol. Process.* 23, 3: 1099-1085.
- Michel, C 2009.** Exploitation des données de deux sous bassins versants de l'Yzeron. La chaudanne et le Mercier. Rapport Master II, Université Montpellier II, Cemagref Lyon, 38p.
- Mirabo, S. 1986.** Runoff Studies in a Small Catchment. *Nordic Hydrology*, 17, 335-346.
- Mita, C., Catsaros, N., Gounaris, N., 2000.** Runoff cascades, channel network and computational hierarchy determination on a structured semi – irregular triangular grid. *Journal of Hydrology*, 244, 105–118.
- Moglen, G.E., Elfatih A. B. Eltahir Bras, R L. 1998.** On the sensitivity of drainage density to climate change. *Water Resources Research*, Vol. 34, N°4: 855–862.
- Montgomery D.R, Foufoula-Georgiou E. 1993.** Channel network source representation using digital elevation model. *Water Resources Research* 29: 3925-3934.
- Montgomery DR. 1994.** Road surface drainage, channel initiation, and slope instability. *Water Resources Research* 30: 1925-1932.
- Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., 1988.** Where do channels begin? *Nature* 336, 232 – 234.
- Montgomery, D.R., Dietrich, W.E. 1989.** Source area, drainage density and channel initiation. *Water Resources Research*, 25, 1907-1918.
- Morel-Seytoux, H.J., Hassoun, S.A., 1989.** The unsaturated component of SWATC^H: a multiprocess watershed model for runoff generation and routing. NATO ASI series. Serie C: mathematical and physical sciences –vol 275. Kluwer academic publisher. 191 – 219.
- Morena, F. 2004.** Modélisation hydrologique distribuée en milieu urbanisé. Représentation des processus de production et développement du modèle URBS, Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble, 256 pp.
- Motovilov, Y.G., Gottschalk, L., Engeland, K., Rodhe, A., 1999.** Validation of a distributed hydrological model against spatial observations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 98-99, 257-277.
- Moussa, R., Bocquillon, C. 1994.** TraPhyC-BV: A hydrologic information system, *Environmental Software*, Volume 9, Issue 4, Pages 217-226, ISSN 0266-9838, 10.1016/0266-9838(94)90020-5.
- Moussa, R., Chahinian, N., Bocquillon, C. 2007.** Distributed hydrological modelling of a Mediterranean mountainous catchment – Model construction and multi-site validation, *Journal of Hydrology*, Volume 337, Issues 1-2, Pages 35-51, ISSN 0022-1694, 10.1016/j.jhydrol.2007.01.028.

- Moussa, R., Voltz, M., Andrieux, P. 2002.** *Effects of the spatial organization of agricultural management on the hydrological behaviour of a farmed catchment during flood events. Hydrological processes* 16 (2), pp 393 – 412.
- Murphy P.N.C., Ogilvie J., Meng F.R., Arp P. 2007.** *Stream network modelling using lidar and photogrammetric digital elevation models: a comparison and field verification. Hydrological Processes* 22: 1747–1754. DOI: 10.1002/hyp.6770.
- Musy, A., Higy, C. 2004.** *Hydrologie: une science de la nature. Presses Polytechniques et universitaires Romandes.* 315p.
- Muzik, I. 1996.** *A GIS-derived distributed unit hydrograph. Hydro GIS 1996 Application of geographical information systems in hydrology and water resources management. IAHS Publ. N°235.*
- Nicolas, M. 2010.** *Etude expérimentale et numérique du ruissellement de surface : effets des variations d'intensité de la pluie. Application à une parcelle de vigne en Cévennes-Vivarais. Thèse de Doctorat de l'Université de Grenoble, 217p.*
- O'Callaghan J.F., Mark D. 1984.** *The extraction of drainage networks from digital elevation data. Computer Vision, Graphics, & Image Processing* 28: 323–344.
- O'connell, P.E., Todini, E. 1996.** *Modelling of rainfall, flow and mass transport in hydrological systems : an overview. Journal of Hydrology.* 175, 3-16.
- Odgen, F.L., P.E., M.ASCE, Dawdy, D.R. 2003.** *Peak Discharge scaling in small hortonian watershed. Journal of hydrologic engineering.* Vol.8, N°2: 64-73.
- Ovenden, J. C., Gregory, K. J. 1980.** *The permanence of stream networks in Britain. Earth Surface Processes.* Vol. 5, Issue 1: 1931-8065.
- Palacios-Velez, O.L., Gandoy-Bernasconi, W., Cuevas-Renaud, B., 1998.** *Geometric analysis of surface runoff and the computation order of unit element in distributed hydrological models. Journal of Hydrology,* 211, 266 – 274.
- Pirotti F, Tarolli P. 2010.** *Suitability of LiDAR point density and derived landform curvature maps for channel network extraction. Hydrological Processes* 24: 1187–1197. doi: 10.1002/hyp.7582.
- Preusser F, Schmitt L, Delile D, Grospretre L, Heer A, 2011.** *Optically Stimulated Luminescence (OSL) dated sedimentation history of the Yzeron basin, Rhône Valley, France. Quaternaire, International Journal of the French Quaternary Association, in press.*
- Privolt G. 2009.** *Contribution à l'analyse de la mise en place des colluvions sur le bassin versant de l'Yzeron. Etude diachronique fine de l'occupation du sol depuis deux siècles, sur quatre sous-bassins de l'Yzeron : La Chaudanne, le Bouillon, le Verdy et le Prés-Mouchettes. Mémoire de Master I Interface-Nature-Société, Université Lumière Lyon 2, 121 pp.*
- Privolt, 2010.** *Contribution à la reconstitution du paysage du plateau lyonnais au cours du XIXème siècle. Interrogation de l'apport des archives iconographiques et constitution d'un inventaire critique d'archives. Mémoire Master II Géographie, Université Lumière Lyon 2, 134p.*
- Puech, C., 2000.** *Utilisation de la télédétection et des modèles numériques de terrain pour la connaissance du fonctionnement des hydrosystèmes. Mémoire de recherches présenté en vue de l'obtention d'une Habilitation à diriger des recherches. INPG, Grenoble, 26.06.2000. 83p*

- Puech, C., Adam, A., 1996.** *Hydrological networks and DEM : comparison with ground data. In Proceedings of international Conference on Ecohydrological processes in small basins for ERB UNESCO Strasbourg. 09.96, 8p*
- Quintana-Segui, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., Morel, S., 2008.** *Analysis of near-surface atmospheric variables: validation of the SAFRAN analysis over France. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 47: 92-107 ;*
- Raclot, D., Le Bissonnais, Y., Louchart, X., Andrieux, P., Moussa, R., Voltz, M. 2009.** *Soil tillage and scale effects on erosion from fields to catchment in a Mediterranean vineyard area, Agriculture, Ecosystems & Environment, Volume 134, Issues 3-4,, Pages 201-210, ISSN 0167-8809, 10.1016/j.agee.2009.06.019.*
- Radojevic, B., 2002.** *Méthode d'évaluation de l'influence urbaine sur le régime des crues d'un bassin versant de 130 km², Institut National des Sciences Appliquées de Lyon, Lyon, 252 pp.*
- Radojevic, B., Breil, P., Chocat, B., 2010.** *Assessing impact of global change on flood regimes. International Journal of Climate Change Strategies and Management, 2(2): 167-179.*
- Rommel T.K., Todd K.W., Buttle J. 2008.** *A comparison of existing superficial hydrological data layers in a low-relief forested Ontario landscape with those derived from a LiDAR DEM. The Forestry Chronicle 84: 850 – 865.*
- Roche, M. 1963.** *Hydrologie de surface. ORSTOM. Gauthiers-Villards Edition, Paris, 472p.*
- Rodriguez,F. 1999.** *Intérêt des banques de données urbaines pour l'hydrologie. Détermination des fonctions de transferts de bassins versants urbains. Thèse de Doctorat, INPG-LCPC, Grenoble, 200p.*
- Rodriguez-Iturbe .I, Valdes J.B. 1979.** *The geomorphic structure of hydrologic response. Water Resources Research 15: 1409–1420.*
- Rodriguez-Iturbe, I., Rinaldo, A. 1997.** *Fractal river basins ; chance and self organization. Cambridge University Press, Cambridge, 547p.*
- Rognant, O. 2000.** *Triangulation contrainte de Delaunay, application à la représentation de MNT et à la fusion de MNT radar. Thèse de l'Université Joseph Fourier Grenoble 1, 431p.*
- Sarrazin, B., Braud, I., Lagouy, M., Puech, C. 2010.** *Distributed water level sensors for hydrological network monitoring. EGU Topical Conférence Luxembourg.*
- Saunders W.K. 1999.** *Preparation of DEMs for use in environmental modelling analysis. In 1999 ESRI User Conference, San Diego, California, 24–30 July.*
- Schmitt, L., Grospretre, L. 2008.** *Etude Hydro-Geomorphologique de L'Yzeron et définition d'indicateurs de suivi. Rapport final. 103p.*
- Shaman, J., Stieglitz, M., Burns, D. 2004.** *Are big basins just the sum of small catchments? Hydrol. Process. 18, 3195-3206.*
- Sibson, R., 1981.** *A Brief Description of Natural Neighbor Interpolation, Chapitre 2 in Interpolating multivariate Data, John Wiley & Sons: New York, 21–36.*
- Sidle, R.C. 2006.** *Field observations and process understanding in hydrology: essential components in scaling. Hydrol. Process. 20, 1439-1445.*

- Sivapalan, M. 2003.** Process complexity at hillslope scale, process simplicity at the watershed scale: is there a connection? *Hydrol. Process.* 17, 1037-1041.
- Sivapalan, M. 2009.** The secret to 'doing better hydrological science': change the question! *Hydrol. Process.* 23, 1391–1396.
- Sivapalan, M., Takeuchi, S., Franks, W., Gupta, V. K., Karambiri, H., Lakshmi, V., Liang, X., McDonnell, J. J., Mendiondo, E. M., O'Connell, P. E., Oki, T., Pomeroy, J. W., Schertzer, D., Uhlenbrook, S., Zehe, E. 2003.** IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003–2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques*, 48(6).
- Snell, J.D., Sivapalan, M. 1994.** On geomorphological dispersion in natural catchments and the geomorphological unit hydrograph. *Water Resources Research* 30, 2311-2323.
- Soulsby, C., Tezloff, D., Dunn, S.M., Waldron, S. 2006.** Scaling up and out in runoff process understanding: insights from nested experimental catchment studies. *Hydrol. Process.* 20, 2461-2465.
- Spence C., Hosler J. 2007.** Representation of stores along drainage networks in heterogeneous landscapes for runoff modelling. *Journal of Hydrology* 347: 474– 486.
- Tarboton, D. 1997.** A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33(2): 309-319.
- Tarolli P., Dalla Fontana G. 2009.** Hillslope-to-valley transition morphology: New opportunities from high resolution DTMs. *Geomorphology* 113, 47-56.
- Tortrat, F. 2005.** Modélisation orientée décision des processus de transfert par ruissellement et subsurface des herbicides dans les bassins versants agricoles. ENSA de Rennes, UMR INRA-Agrocampus: Sol Agronomie Spatialisation Rennes-Quimper, 173 p.
- Troch, P.A., Carillo, G.A., Heidbuchel, I., Rajagopal, S., Switanek, M., Volkmann, T.H.M., Yaeger, M. 2009.** Dealing with landscape heterogeneity in watershed hydrology: a review of recent progress toward new hydrological theory. *Geography Compass*, 3/1, 375-392.
- Tucker, G. E., F. Catani, et al. 2001.** Statistical analysis of drainage density from digital terrain data. *Geomorphology* 36(3-4): 187-202.
- Ushida, T., Asano, Y., Onda, Y., Miyata, S. 2005.** Are headwaters just the sum of hillslopes? *Hydrol. Process.* 19, 3251-3261.
- Vannier, O., Braud, I. 2010.** Calcul d'une évapotranspiration potentielle (ETP) spatialisée pour la modélisation hydrologique à partir des données de la réanalyse SAFRAN de Météo-France. Note de travail du plateau SOMME, Cemagref, Avril 2010, 22pp.
- Vertessy, R.A., Hatton, T.J., O'Shaughnessy, P.J., Jayasuriya, M.D.A. 1993.** Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. *Journal of Hydrology* 150, 665–700.
- Vianello A., Cavalli M., Tarolli P. 2009.** LiDAR-derived slopes for headwater channel network analysis. *Catena* 76: 97–106.

Vidal, J.P., Martin, E., Franchisteguy, L., Baillon, M., Soubeyroux, J.M., 2010. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the SAFRAN system *International Journal of Climatology*: in press, DOI: 10.1002/ioc2003.

Vivoni, R. E., Ivanov, Y. V., Bras, L. R., Entekhabi, D., 2004. Generation of Triangulated Irregular Networks based on hydrological similarity. *Journal of Hydrologic Engineering (ASCE)* 9, 4 (288).

Wagener, T., Sivapalan, M., Troch, P.A., Woods, R.A. 2007. Catchment classification and hydrologic similarity. *Geography Compass*, 1, DOI: 10.1111/j.1749-8198.2007.00039.x.

Weschler, S. 2006. Uncertainties associated with digital elevation models for hydrologic applications: a review. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 3: 2343–2384.

Wharton, G. 1994. Progress in the use of drainage network indices for rainfall-runoff modelling and runoff prediction. *Progress in Physical Geography* 18: 539–557.

Wood, E. F., Sivapalan, M., Beven K. 1990. Similarity and scale in catchment storm response, *Rev. Geophys.*, 28(1), 1–18, doi:10.1029/RG028i001p00001.

Woods, R., Sivapalan, M., Duncan, M. 1995. Investigating the representative elementary area concept – an approach based on field data. *Hydrol. Process.* 9 (3-4): 291-312.

Liste des Figures

Figure I.1 : Extension du réseau hydrographique (trait fin) et des zones saturées (trait épais) durant une crue. D'après Chorley (1978) cité par Musy (2004).	8
Figure I.2 : Débits en fonction de la densité de drainage mesurés en cours d'épisodes pluvieux sur deux petits bassins versants australiens : B (0,2 km ²) et D (0,09 km ²), d'après Day (1983).	9
Figure I.3 : Extension du réseau hydrographique lors d'un épisode pluvieux. Extrait de Gurnell (1978).	10
Figure I.4 : Relation entre la moyenne des coefficients d'écoulement de crue (KEC) obtenus pour différents bassins et la densité de drainage du réseau permanent (DDP), d'après Humbert (1990).	12
Figure I.5 : Distributions du nombre de segments actifs du réseau hydrographique en fonction de leur distance à l'exutoire. Observations effectuées sur un petit bassin versant norvégien pour cinq couples de débit et de densité de drainage. D'après Gurnell (1978).	14
Figure I.6 : Processus hydrologiques et hétérogénéité des bassins versants pour différents niveaux d'échelle a) spatiale et b) temporelle (Bloesch & Sivapalan, 1995).	16
Figure I.7 : Connectivité hydrologique par extension des aires saturées (Humid) ou par assemblage d'aires contributives (Dry) selon Bracken et Croke (2007).	22
Figure I.8 : Illustration de l'approche « emboîtée » nécessaire à l'exploration de la connectivité hydrologique grâce au couplage entre éléments fonctionnels et structurels et leurs interactions à différentes échelles (Lexartza-Artza & Wainwright, 2009).	25
Figure I.9 : Illustration schématique des composantes d'un réseau de capteur environnemental d'après Hart & Martinez (2006).	30
Figure I.10 : Réseau « naturel » provenant d'un MNT conventionnel à gauche et anthropique réellement observé à droite sur le petit bassin versant viticole de Roujan (Moussa & al, 2002).	35
Figure I.11 : Représentation d'un arbre de drainage et de son découpage par exutoire de parcelle agricole (Tortrat, 2005) : En bleu : pixel dont l'aire contributive est interne à la parcelle de ce pixel et qui se dirige vers un pixel de sortie bleu foncé ; en vert : pixel dont l'aire contributive n'est pas uniquement comprise dans la parcelle ; en jaune : pixel dont l'aire contributive est interne à la parcelle à laquelle appartient ce pixel et qui se dirige vers un pixel de sortie vert foncé.	36
Figure I.12 : Représentation conceptuelle du lien entre le niveau d'information hydrologique et la résolution du MNT (Grayson & al, 1993).	41
Figure I.13 : Diagramme schématique des relations entre la complexité des modèles environnementaux, la disponibilité des données d'observation in situ et la performance prédictive du modèle (Grayson & Bloschl, 2000).	44
Figure I.14 : Schéma de discrétisation du bassin versant en deux espaces A ₁ et A ₂ correspondant à deux isochrones. D'après Maidment (1993).	50
Figure II.1 : Bassin versant de l'Yzeron avec son réseau hydrographique et vue aérienne du sous bassin versant du Mercier (BD Ortho® IGN 2005).	60

<i>Figure II.2 : Cartographie d'occupation du sol du bassin versant du Mercier (UMR 5600)(A) et vue 3D sur fond hypsométrique allant de 295 à 786 mètres d'altitude (MNT BD Alti® IGN 2005)(B).</i>	63
<i>Figure II.3 : Profil géomorphologique d'un bassin versant sur socle avec une évaluation du niveau moyen de la nappe de socle (Lachassagne & Wyns, 2001).</i>	64
<i>Figure II.4 : Moyennes mensuelle de l'ETP calculée à partir de la base SAFRAN, des pluies et de la lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin versant du Mercier ainsi que du coefficient d'écoulement égal au rapport entre lame écoulée et lame pluviométrique.</i>	67
<i>Figure II.5 : Illustration symbolique du déséquilibre de données disponibles entre les informations spatiales (image de gauche) et les mesures in situ à l'intérieur du bassin versant (image de droite).</i>	69
<i>Figure II.6 : Observations spatialisées ponctuelles des débits et de la conductivité électrique sur de multiples stations d'un bassin scandinave au cours de la fonte des neiges (Kuras & al, 2008)</i>	72
<i>Figure II.7 : Cartographie de l'indice topographique de Beven (Equ.1.1) sur le bassin versant du Mercier calculé à partir d'un MNT à 20m de résolution. Pour une meilleure lisibilité, les valeurs de l'indice ont été moyennées sur une fenêtre 3x3.</i>	73
<i>Figure II.8 : Deux grandes tendances d'extension spatiale des aires saturées du bassin versant en fonction du débit à l'exutoire lors d'un épisode pluvieux. La croissance d'extension spatiale des aires saturées est plus rapide que celle du débit (A) ou bien l'inverse (B). Adapté de Mirabo (1986).</i>	74
<i>Figure II.9 : Réseau hydrographique et bassin versant extrait à partir d'un MNT standard (image de gauche) et d'un MNT LiDAR (image de droite) (Murphy & al, 2007).</i>	75
<i>Figure II.10 : Schéma d'un profil en travers d'un talweg et de son chenal de drainage soumis à un fonctionnement hydrologique par saturation du sol.</i>	76
<i>Figure III.1 : Cartographie de la densité d'échantillonnage du levé LiDAR effectué sur le Mercier après filtration des points du sursol. La densité est calculée sur des pixels de 10m de résolution.</i>	81
<i>Figure III.2 : Interpolation par la méthode des voisins naturels : l'étoile rouge est le point interpolé au sein du maillage de Thiessen élaboré à partir des points connus (source : http://webhelp.esri.com).</i>	82
<i>Figure III.3 : MNT LiDAR 1m du bassin versant du Mercier (A) et son histogramme de distribution (B).</i>	82
<i>Figure III.4 : Altitude des pixels du MNT LiDAR en fonction de l'altitude mesurée par GPS différentiel sur 21 points de mesure situés sur une route goudronnée (Points rouges sur la carte).</i>	83
<i>Figure III.5 : Bassins versants et réseaux hydrographiques extraits du MNT LiDAR (A) et du MNT IGN (B) avec une aire drainée minimale de 10 ha.</i>	84
<i>Figure III.6 : Comparaison des longueurs de réseaux hydrographiques extraits d'un MNT LiDAR et d'un MNT standard (IGN) avec une aire drainée seuil de 10 ha (Algorithme D8).</i>	84
<i>Figure III.7 : Parts d'un tronçon de réseau extrait par MNT LiDAR (1m) et par MNT IGN (1m), qui sont incluses dans des zones tampons concentriques autour du tronçon de référence cartographié in situ.</i>	85
<i>Figure III.8 : Extraction du contour du bassin versant du Mercier avant et après modification du MNT brut issu du levé LiDAR.</i>	86
<i>Figure III.9 : Talweg d'ordre 1 situé dans l'espace agricole du bassin versant du Mercier. On distingue une incision qui représente une zone de concentration du ruissellement.</i>	91

<i>Figure III.10 : Illustrations des cheminements possibles de l'eau dans la microtopographie amenée par le MNT LiDAR (1m) traité par l'indice de courbure totale sur une portion du bassin du Mercier : drain naturel non chenalisé (1), drain naturel chenalisé (2), chemin rural encaissé (3), incision profonde du chenal naturel (4), fossé de voirie (5).</i>	92
<i>Figure III.11 : Localisation des linéaires anthropiques (surlignage rouge) du réseau hydrographique du Mercier extrait à partir du MNT LiDAR (1m). L'histogramme montre le cumul des linéaires de voirie extraits par rang topologique du réseau extrait à 1 ha de surface drainée.</i>	94
<i>Figure III.12 : Estimations des longueurs et de la part de linéaires anthropiques intégrés dans le réseau hydrographique du Mercier en fonction du seuil de surface contributive utilisé pour l'extraction (méthode D8) à partir d'un MNT LiDAR (1m).</i>	94
<i>Figure III.13 : Cartographies de l'indice de rugosité altimétrique (mètres) calculé sur le MNT LiDAR (2m) du bassin du Mercier : talwegs de rang 1 (A) et talwegs de rang 3 (B).</i>	96
<i>Figure III.14 : Distributions de la rugosité altimétrique (Cavalli & al, 2007) des drains du Mercier classées selon le rang de Strahler.</i>	97
<i>Figure III.15 : Rugosité altimétrique moyenne et écart type au sein des 14 tronçons de rang 1 du réseau hydrographique du Mercier de longueur supérieure à 200 mètres (résolution MNT 2m et calcul dans une zone tampon de 2m).</i>	98
<i>Figure III.16 : Résultats des simulations Monte Carlo de l'impact d'une erreur altimétrique affectant le MNT LiDAR (1m), sur l'extraction du réseau hydrographique du Mercier par la méthode D8.</i>	100
<i>Figure III.17 : Stabilité de localisation de la ligne de plus grande pente (D8) au sein du réseau hydrographique du Mercier. La fonction distance est divisée en 3 classes de fréquences cumulées calculées sur des tronçons de 100 mètres de longueur unitaire.</i>	101
<i>Figure III.18 : Section en travers d'un talweg ouvert présentant un fort potentiel de saturation (A) par rapport à un talweg encaissé présentant un faible potentiel de saturation (B). Δh est le dénivelé mesuré entre la surface topographique et l'enveloppe des fonds de talweg.</i>	102
<i>Figure III.19 : Zonage des dénivellations de 2, 5 et 10 mètres calculées avec un MNT LiDAR (1m) par rapport à la localisation du réseau hydrographique du Mercier.</i>	102
<i>Figure IV.1 : Exemple de stations limnimétriques dans le réseau hydrographique du Mercier : station « MercierAt » sur un talweg d'ordre 1 (A) et station « Confluence » sur un talweg d'ordre 4 de Strahler (B). Ces 2 stations sont localisées sur la carte de la Figure IV.2.</i>	136
<i>Figure IV.2 : Localisation des stations limnimétriques et des pluviomètres installés sur le bassin versant du Mercier ou à proximité. L'occupation du sol est issue d'un travail de photointerprétation à partir de la BD Ortho de l'IGN (UMR EVS, 2008).</i>	137
<i>Figure IV.3 : Détail du capteur capacitif utilisé et du dispositif in situ au niveau d'un ouvrage de voirie.</i>	139
<i>Figure IV.4 : Schéma du condensateur cylindrique composé d'un isolant intercalé entre deux armatures métalliques cylindriques. Avec ϵ permittivité de l'isolant, R1 et R2 rayons respectifs des armatures interne et externe. Source: Fabian_R [GFDL (www.gnu.org/copyleft/fdl.html) ou CC-BY-SA-3.0 (www.creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0/)], via Wikimedia Commons.</i>	140

<i>Figure IV.5 : Comparaison d'une chronique limnimétrique de bas niveaux d'eau avec une chronique de température de l'air mesurée à quelques centaines de mètre de distance.</i>	141
<i>Figure IV.6 : Comparatif de suivi des niveaux d'eau à l'exutoire du bassin versant du Mercier par un capteur capacitif (première génération) et un capteur piézométrique Diver® (A) et écart entre les deux mesures au cours du temps (B).</i>	142
<i>Figure IV.7 : Sortie graphique des données brutes enregistrées par 7 limnimètres et par le pluviomètre situé à l'exutoire lors de l'épisode pluvieux du 6 août 2007 sur le bassin versant du Mercier (60 mm).</i>	145
<i>Figure IV.8 : Quatre scénarios possibles de propagation du transfert sur trois sous bassins emboîtés A, B et C, en fonction de la topologie du réseau et la grandeur de la lame d'eau écoulée : en suivant la topologie avec une lame d'eau croissante (S1), en suivant la topologie avec une lame d'eau décroissante (S4), en suivant un ordre inverse à la topologie avec une lame d'eau croissante (S2), en suivant un ordre inverse à la topologie avec une lame d'eau décroissante (S2).</i>	150
<i>Figure IV.9 : Pluviométrie quotidienne mesurée sur la période d'expérimentation limnimétrique multi-locale sur le bassin versant du Mercier.</i>	152
<i>Figure IV.10 : Histogramme de répartition des 31 épisodes pluvieux disponibles pour l'analyse des chroniques limnimétriques en 4 classes de pluie totale.</i>	154
<i>Figure IV.11 : Cercle des corrélations sur les deux premiers axes de l'analyse en composantes principales des variables pluviométriques de la série de 31 épisodes pluvieux ayant donné lieu à des observations par les stations limnimétriques.</i>	156
<i>Figure IV.12 : Schéma conceptuel d'un hydrogramme de crue avec 3 composantes de l'écoulement : écoulements rapides de surface, écoulement retardé de subsurface, recharge de l'écoulement de nappe souterraine. Les durées remarquables sont surlignées en jaune. Les hauteurs remarquables sont les hauteurs au débit de pointe (H_{max}), de début de récession ou fin de crue (H_{rec}) et de début d'épisode (H_{deb}).</i>	158
<i>Figure IV.13 : Pluie quotidienne et niveaux d'eau au pas de 2 min sur 12 des 18 stations du dispositif multi-local en août 2009, marqué par 3 épisodes orageux. Les hauteurs d'eau sont en cm.</i>	159
<i>Figure IV.14 : Crue du 6 février 2009 à l'exutoire du bassin versant du Mercier et positionnement des campagnes de jaugeage au niveau des stations du dispositif multi-local.</i>	163
<i>Figure IV.15 : Schéma illustrant les deux alternatives de propagation dénombrées entre chaque couple de stations limnimétrique A et B d'ordres topologiques successifs au sein du réseau de drainage pour une série d'épisodes pluvieux.</i>	167
<i>Figure IV.16 : Répartition sur l'année 2009 des trois modalités d'états hydrologiques observés sur les stations limnimétriques du réseau hydrographique du Mercier sans lacunes.</i>	170
<i>Figure IV.17 : Evolution de la densité de drainage (D_d) de l'écoulement de base et de la D_d de l'écoulement intermittent, ainsi que de la pluie totale et de la lame d'eau écoulée au cours de l'année 2009. Le pas de temps de chaque mesure est 15 jours.</i>	171
<i>Figure IV.18 : Taux de réaction des stations limnimétriques installées sur le bassin versant du Mercier pour une série épisodes pluvieux ayant fait l'objet d'enregistrements valides parmi 31 sélectionnés allant de 7 à 75 mm. Les stations sont classées par taille croissante de bassin versant emboîté.</i>	171

<i>Figure IV.19 : Boxplot (médiane, intervalle interquartile, étendue de 1,5 fois l'intervalle interquartile) des variables pluviométriques décrivant les épisodes pluvieux qui n'ont pas généré (A) et qui ont généré (B) une réponse au niveau de 5 stations limnimétriques localisées en amont du bassin versant du Mercier (cf carte en Figure IV.2).</i>	172
<i>Figure IV.20 : Boxplot (médiane, intervalle interquartile, étendue de 1,5 fois l'intervalle interquartile) des variables décrivant antécédents pluvieux précédent les épisodes qui n'ont pas généré (A) et généré (B) une réponse dans le réseau hydrographique de 5 stations limnimétriques localisées en amont du bassin versant du Mercier (cf carte en Figure IV.2).</i>	173
<i>Figure IV.21 : Graphiques bivariés du coefficient de ruissellement (CR) en fonction de la pluie, de l'intensité maximale, du débit de pointe (Qmax) et du débit de base (Qdeb) issus de l'échantillon des 36 épisodes pluvieux sélectionnés pour cette analyse.</i>	178
<i>Figure IV.22 : Limnigramme et temps caractéristiques de la crue automnale à l'exutoire du bassin versant du Mercier.</i>	179
<i>Figure IV.23 : Carte des temps de réaction normalisés par la durée de la pluie (base 100%) lors de la crue automnale.</i>	180
<i>Figure IV.24 : Carte des temps de réponse normalisés par la durée de la pluie (base 100%) lors de la crue automnale. La réponse est séparée en 2 parties lorsque 2 pics significatifs de débits sont observés et les réponses postérieures à l'exutoire sont distinguées en rouge.</i>	180
<i>Figure IV.25 : Limnigramme et temps caractéristiques de l'orage estival à l'exutoire du bassin versant du Mercier pour les averses A et B.</i>	181
<i>Figure IV.26 : Cartes des temps de réaction normalisés par la durée de la pluie (base 100%) lors des deux averses (A et B) de l'orage estival.</i>	182
<i>Figure IV.27 : Carte des temps de réponse normalisés par la durée de la pluie (base 100%) lors de l'orage estival.</i>	183
<i>Figure IV.28 : Limnigramme et temps caractéristiques de la giboulée à l'exutoire du bassin versant du Mercier.</i>	184
<i>Figure IV.29 : Carte des temps de réaction normalisés par la durée de la pluie (base 100%) lors de la giboulée.</i>	184
<i>Figure IV.30 : Carte des temps de réponse normalisés par la durée de la pluie (base 100%) lors de la giboulée. La durée de réponse est décomposée en 2 parties lorsque 2 pics significatifs de débits sont observés. Les temps de réponse postérieurs à l'exutoire sont distingués en rouge.</i>	185
<i>Figure IV.31 : Limnigramme et temps caractéristiques des averses printanières A et B à l'exutoire du bassin versant du Mercier.</i>	186
<i>Figure IV.32 : Cartes des temps de réaction normalisés par la durée de la pluie (base 100%) lors des deux averses (A et B) printanières.</i>	186
<i>Figure IV.33 : Carte des temps de réponse normalisés par la durée de la pluie (base 100%) lors des averses printanières.</i>	187

<i>Figure IV.34 : Boxplots (médiane, intervalle interquartile, étendue de 1,5 fois l'intervalle interquartile) des temps de montée et des temps de réponse sur 6 stations limnimétriques emboîtées, normalisés par la durée des épisodes pluvieux échantillonnés.</i>	188
<i>Figure IV.35 : Répartition (%) des 3 modalités de propagation de crue observées sur 15 stations limnimétriques dans le réseau hydrographique du Mercier à partir d'une série d'épisodes pluvieux.</i>	189
<i>Figure IV.36 : Stations limnimétriques où le débit de base et/ou de pointe est influencé par les antécédents pluvieux entre 10 et 30 jours (pts rouges) et tronçons du réseau potentiellement impactés (Traits gras).</i>	190
<i>Figure IV.37 : Hauteurs au débit de pointe en fonction des antécédents mensuels de pluie sur la station PreslesEtg.</i>	191
<i>Figure IV.38 : Stations limnimétriques où la réponse est conditionnée par un seuil de pluie couplé à des antécédents récents (Pts rouges) et tronçons du réseau de drainage du Mercier potentiellement impactés par ce fonctionnement (Traits gras).</i>	192
<i>Figure IV.39 : Stations limnimétriques où le débit de pointe est lié à l'intensité moyenne horaire (Pts rouges) et tronçons du réseau de drainage du Mercier potentiellement impactés par ce fonctionnement (Traits gras).</i>	193
<i>Figure IV.40 : Hauteurs au débit de pointe en fonction de l'intensité moyenne horaire de pluie sur la station MercierD70.</i>	193
<i>Figure IV.41 : Distance à l'exutoire des stations disposées dans le réseau hydrographique du Mercier en fonction de leurs temps de réaction et de réponse lors de la giboulée du 26 mars 2010.</i>	195
<i>Figure IV.42 : Distance à l'exutoire des stations disposées dans le réseau hydrographique du Mercier en fonction de leurs temps de réaction et de réponse pour les deux averses consécutives A et B de l'orage du 05 juillet 2009.</i>	195
<i>Figure IV.43 : Deux tendances d'extension des surfaces contributives au réseau de drainage : extension des zones saturées en conditions humides et zones préférentielles de ruissellement en conditions sèches (Bracken & Croke, 2007).</i>	196
<i>Figure IV.44 : Répartition surfacique des grands thèmes d'occupation du sol en fonction de la distance à l'exutoire le long du tracé du réseau hydrographique observé : sur l'ensemble du bassin du Mercier (graphe de gauche), dans la zone de 100 mètres autour du réseau (graphe de droite). L'occupation est issue d'un travail fin de photo-interprétation (UMR EVS, 2009).</i>	198
<i>Figure IV.45 : Dépôts de sédiments sur un versant en prairie après ruissellement provenant de parcelles cultivées en zone de plateau (A). Profil pédologique sur une parcelle de prairie (B). Photos B.Sarrazin.</i>	200
<i>Figure V.1 : Réseau hydrographique du Mercier constitué des tronçons observés par le dispositif multi-local (A) et fonction distance associée à ce réseau (B).</i>	207
<i>Figure V.2 : Synthèse du fonctionnement type du réseau hydrographique du Mercier à partir des observations multi-locales du drainage.</i>	208
<i>Figure V.3 : Evolution temporelle de la densité de drainage et analyse spatiale aux périodes A, B et C pour trois états fonctionnels du réseau hydrographique du Mercier au cours de l'année 2009 : drainage inactif, intermittent ou permanent.</i>	210

<i>Figure V.4 : Chenalisation des drains naturels du Mercier cartographiée selon 3 catégories suite au traitement d'un MNT LiDAR (1m) validé par des observations de terrain.</i>	212
<i>Figure V.5 : Etats fonctionnels dominants sur l'année 2009 (A) et modalités de chenalisation (B) des drains du réseau hydrographique du Mercier représentés par leurs longueurs drainées cumulées en fonction de la distance à l'exutoire.</i>	213
<i>Figure V.6 : Pattern de drainage du Mercier composé de trois tendances fonctionnelles déduites de la caractérisation des dynamiques de drainage et de la chenalisation des drains.</i>	214
<i>Figure V.7 : Longueurs drainées cumulées des trois tendances fonctionnelles proposées pour le réseau hydrographique du Mercier en fonction de la distance à son exutoire.</i>	215
<i>Figure V.8 : Distribution des aires (A) et des longueurs (B) des principaux drains naturels en fonction de la distance d'écoulement vers l'exutoire du Mercier.</i>	216
<i>Figure V.9 : Bassin du Mercier découpé selon les deux principaux sous bassins Presles et Mercier et localisation des stations emboîtées du dispositif multi-local.</i>	217
<i>Figure V.10 : Illustration des indices calculés sur chaque sous bassin pour étudier l'évolution de la compacité au sein du bassin versant du Mercier. E : exutoire du sous bassin, A : aire drainée du sous bassin, a : surface maximale drainée par rapport à E, d_a : distance à l'exutoire de la surface maximale drainée.</i>	217
<i>Figure V.11 : Distance à l'exutoire des surfaces maximales drainées (d_a) dans chaque bassin emboîté en fonction de leur aire drainée (A).</i>	218
<i>Figure V.12 : Suivi limnimétrique sur deux stations lors de l'épisode pluvieux du 1/11/2008 de retour quinquennal en conditions humides.</i>	219
<i>Figure V.13 : Diagramme des étapes de calcul du HUG. Avec D_v et D_r respectivement distances versant et réseau, V_v et V_r vitesses versant et réseau.</i>	223
<i>Figure V.14 : Hydrogramme de crue avec en rouge la montée prise en compte pour le calcul du critère de Nash dans le cadre des simulations HUG sur le bassin du Mercier.</i>	224
<i>Figure V.15 : Trois phases de calibration du HUG selon les choix des paramètres. La phase 3 distingue début et fin d'événement pluvieux séparés par une valeur de seuil pluviométrique H_0 atteint par la pluie totale (P_j).</i>	225
<i>Figure V.16 : Hydrogrammes observés et simulés par le HUG du Mercier durant la seconde étape de calibration pour les épisodes n° 2, 12 et 13 (Tableau I) accompagnés des diagrammes du coefficient de Nash en fonction des combinaisons des valeurs prises par les paramètres.</i>	230
<i>Figure V.17 : Hydrogrammes observés et simulés par le HUG du Mercier durant la seconde étape de calibration pour les épisodes n° 1, 10 et 13 (Tableau V.I) accompagnés des diagrammes du Nash en fonction des combinaisons des valeurs des paramètres.</i>	232
<i>Figure V.18 : Hydrogrammes observés et simulés par le HUG pour les épisodes 6 et 8 en seconde (A) puis en troisième étape de calibration (B).</i>	235
<i>Figure V.19 : Hydrogrammes observés et simulés par le HUG pour les épisodes 1 et 15 en seconde (A) puis en troisième étape de calibration (B).</i>	236
<i>Figure V.20 : Valeurs du seuil pluviométrique H_0 observé et H_0 optimisé par le HUG sur le bassin du Mercier pour les épisodes de lame d'eau totale supérieure à 50 mm classés selon la durée.</i>	237

Liste des Tableaux

Tableau I.I : Comparaison de méthodes in situ pour échantillonner le pattern de connectivité selon des critères de mise en œuvre et de qualité spécifique (Ali & Roy, 2009). Les cercles noirs, blancs et barrés signifient respectivement que le critère est validé, partiellement validé, invalidé. _____	28
Tableau I.II : Présentation synthétique de 5 méthodes d'exploitation des TIN pour des applications hydrologiques (Sarrazin, 2006). _____	38
Tableau III.I : Synthèse des valeurs moyennes et coefficients de variation (CV) des différents indices issus du MNT LiDAR (1m) pour étudier la microtopographie des drains naturels du Mercier. _____	104
Tableau IV.I : Caractéristiques physiques des sous bassins versants emboîtés dans le bassin du Mercier. Les stations (Figure IV.2) sont classées par surface drainée amont croissante. Pour les rangs de Strahler inférieurs à 4, les cellules sur fond gris distinguent les stations du sous bassin des Presles de celles du sous bassin du Mercier. _____	138
Tableau IV.II : Résultats de la campagne in situ de contrôle de la qualité de la mesure de niveau d'eau par les capteurs capacitifs. _____	142
Tableau IV.III : Calendrier de disponibilité trimestrielle des mesures limnimétriques (cellules opaques) et de présence de lacunes dans les données (damier gris). Les stations sont localisées sur la carte de la Figure IV.2.	143
Tableau IV.IV : Potentiel d'analyse du fonctionnement du réseau hydrographique à différentes échelles temporelles à partir du dispositif multi-local de limnimètres. _____	146
Tableau IV.V : Objectifs de l'exploitation du dispositif multi-local mis en œuvre dans le réseau du Mercier en lien avec les différents aspects du fonctionnement des réseaux hydrographiques actuellement peu pris en compte dans les applications hydrologiques _____	151
Tableau IV.VI : Matrice des corrélations de Pearson entre les volumes de précipitations relevés sur les 4 pluviomètres (Figure IV.2) lors de l'expérimentation multi-locale sur le bassin versant du Mercier. _____	153
Tableau IV.VII : Matrice des corrélations de Pearson entre les durées des épisodes pluvieux mesurées sur les 4 pluviomètres (Figure IV.2) lors de l'expérimentation multi-locale sur le bassin versant du Mercier. _____	153
Tableau IV.VIII : Statistiques des variables pluviométriques obtenues sur le pluviomètre « MercierBS » et issues de l'échantillon d'épisodes pluvieux sélectionnés. _____	155
Tableau IV.IX : Récapitulatif des liaisons étudiées entre les indicateurs de réponse des stations limnimétriques et les facteurs pluviométriques retenus. _____	160
Tableau IV.X : Caractéristiques des épisodes pluvieux sélectionnés pour l'étude de la dynamique spatiale de crue à l'aide des stations limnimétriques. _____	166
Tableau IV.XI : Etats hydrologiques du réseau hydrographique du Mercier au niveau de chaque station récapitulé par période de 15 jours sur l'année 2009. Vert : écoulement de base, orange : intermittence, rouge : pas de réponse à la pluie, gris : lacunes. _____	169
Tableau IV.XII : Table des corrélations de Spearman entre la hauteur maximale (H_{max}) enregistrée sur les stations limnimétriques pour une série d'épisode pluvieux (n) et les variables pluviométriques. Les fonds gris foncé et gris	

<i>clair signalent que le test de corrélation est significatif avec respectivement $p < 0,01$ et $p < 0,05$. Les stations sont classées par taille croissante de bassin.</i>	174
<i>Tableau IV.XIII : Corrélations significatives de Spearman entre la variation de hauteur ($H_{max}-H_{deb}$) enregistrée sur les stations limnimétriques pour une série d'épisode pluvieux (n) et les variables pluviométriques ($p < 0,05$). Les stations sont classées par taille croissante de bassin.</i>	175
<i>Tableau IV.XIV : Corrélations significatives de Spearman entre la hauteur de l'écoulement de base (H_{deb}) enregistrée sur les stations limnimétriques avant épisode pluvieux (n) et les variables d'humidité et d'antécédents pluvieux. Les fonds gris foncé et gris clair signalent que le test de corrélation est significatif avec respectivement $p < 0,05$ et $p < 0,1$. Les stations sont classées par taille croissante de bassin.</i>	176
<i>Tableau IV.XV : Débits mesurés au cours de la récession hydrologique de l'épisode pluvieux du 6 au 7 février 2009 sur les stations du dispositif limnimétrique multi-local du bassin versant du Mercier.</i>	176
<i>Tableau IV.XVI : Résultats de la régression linéaire multiple pour expliquer le coefficient de ruissellement à partir de 4 facteurs.</i>	177
<i>Tableau IV.XVII : Bilan des ajustements entre les temps de parcours de l'onde crue et les distances parcourues entre stations multi-locales et des vitesses moyennes obtenues sur le réseau de drainage du mercier pour 4 épisodes suivis.</i>	194
<i>Tableau V.I : Caractéristiques des épisodes pluvieux sélectionnés pour calibrer l'hydrogramme géomorphologique du Mercier.</i>	227
<i>Tableau V.II : Résultats de la première étape de calibration du HUG sur le Mercier avec trois paramètres optimisés.</i>	229
<i>Tableau V.III : Résultats de la seconde étape de calibration du HUG sur le Mercier avec deux paramètres optimisés. Dans le rapport K la vitesse réseau est fixée à 1 m s^{-1}.</i>	231
<i>Tableau V.IV : Résultats de la troisième étape de calibration du HUG sur le Mercier avec 4 paramètres optimisés.</i>	234