

Université Montpellier 2

Ecole doctorale Sciences de la Terre et de l'Eau

Habilitation à Diriger des Recherches

De la pluie à l'inondation : contribution à la compréhension et à la prévision des événements extrêmes sur petits bassins tropicaux et méditerranéens

Christophe BOUVIER

Institut de Recherche pour le Développement

soutenue le 1er juillet 2004, devant le jury composé de :

Bernard CHOCAT, INSA Lyon, rapporteur

Charles OBLED, INPG, rapporteur

Christian PUECH, ENGREF, rapporteur

Michel DESBORDES, UM2, examinateur

Pierrick GIVONE, CEMAGREF, examinateur

Patrick LE GOULVEN, IRD, examinateur

Avant-propos

Ce mémoire résume les activités de recherche que j'ai menées à l'ORSTOM-IRD sur le thème de l'estimation et de la prévention des crues sur petits bassins depuis 1985. Cette petite vingtaine d'années a été riche en évolution, qu'il s'agisse des terrains étudiés (Afrique de l'Ouest, Mexique, Equateur, Polynésie Française, Languedoc-Roussillon), des objets scientifiques abordés (pluies, crues, inondations, et plus ponctuellement, transport de sédiments et pollutions des nappes urbaines), ou enfin du statut du chercheur IRD. Défricheur de grands espaces géographiques, longtemps élevé dans le culte de la mesure et du travail de terrain, *l'Homo Orstomiens* dont je descends directement a dû dans les années 80-90 s'adapter à un nouveau mode de fonctionnement et faire preuve d'une plus grande ouverture à la communauté scientifique nationale ou internationale. Evolution nécessaire, parfois difficile, toujours enrichissante, qui fait que les recherches que je suis amené à diriger sont conduites avec un certain niveau d'exigence, pour rendre simple et applicable ce qui ne l'est pas naturellement, et sont développées, conformément à mes engagements en matière de développement, en priorité dans l'intérêt des pays du Sud.

Après une première affectation à Niamey de 1983 à 1985, mes travaux ont porté sur le ruissellement urbain en Afrique de l'Ouest, et doivent beaucoup à Michel Desbordes, mon *mentor* sur les questions d'Hydrologie Urbaine. Grâce à lui, j'ai pu mener à bien un travail de synthèse à partir de mesures acquises auparavant par de nombreux collègues IRD, et que j'ai moi-même contribué à compléter. Je suis ainsi reconnaissant à Luc Le Barbé et Bernard Billon de m'avoir soutenu dans ce travail; à Jean-Louis Janeau, Robert Gathelier, Jean-Marc Delfieu, d'avoir partagé leur expérience de la simulation de pluie lors des campagnes que nous avons réalisées à Abidjan, Ouagadougou, Niamey, Cotonou; à Noel Guiguen, Yannick Pepin de leur aide au suivi des bassins de Niamey.

Je remercie également Bernard Pouyaud, qui a favorisé cette entreprise, en tant que chef du Département Eaux Continentales, et qui m'a accueilli à Montpellier de 1985 à 1989, date à laquelle j'ai soutenu ma thèse. Je lui dois de m'avoir ensuite lancé dans l'aventure mexicaine, qui a conduit à des relations durables que je suis heureux d'entretenir avec mes collègues et amis mexicains : Ramon Dominguez, accueilli à HydroSciences en 2003, Leonardo Cisneros, venu préparer son doctorat entre 1997 et 2001, Guadalupe Fuentes avec laquelle nous avons conduit l'étude hydrologique des bassins de Chalco, de 1991 à 1994. Michel Portais, Claude Dejoux et Henri Poupon, tour à tour Représentants de l'IRD au Mexique, sont également pour beaucoup dans le succès de cette coopération.

A mon retour du Mexique, c'est à Christian Valentin, chef de l'UR 24, que revient l'initiative du programme Risques Urbains liés aux Ecoulements et aux Sols (RUES), dont il m'a confié la responsabilité à partir de 1994. Le premier chantier de ce programme s'est développé à Quito, en Equateur, où Jean-Louis Perrin, Jean-Louis Janeau, Vincent Risser, Robert Hoorelbecke, et les CSN Richard Fournier et Benoît Fourcade, ont su mettre en place un observatoire des risques naturels de 1995 à 1999, avec le concours de nos partenaires Edgar Ayabaca et Francisco Cruz (de l'Empresa Municipal de Agua Potable y Alcantarrillado, EMAAP-Quito) et Gustavo Gomez (Instituto Nacional de Hidrologia y Meteorologia, INAMHI). Leur contribution fournit une pièce essentielle au puzzle de l'hydrologie des bassins volcaniques tropicaux qu'une partie de ce mémoire cherche à reconstituer. Depuis Montpellier où je suis affecté depuis 1994, je me suis rendu à Quito une dizaine de fois entre 1995 à 1998. A la même époque, l'acquisition et l'analyse des données obtenues sur les bassins de Tahiti, sont venues compléter et confirmer les connaissances acquises à Mexico et à Quito : Geoffroy Wotling est le principal artisan de cette étude, dans

le cadre de son travail de thèse mené sur place avec le concours de Joel Danloux et de l'IRD-Tahiti, puis à Montpellier où je l'ai encadré. Dans un autre contexte, celui de Ouagadougou, la thèse de Benoît Hingray a permis de relancer le champ de l'hydrologie urbaine au sein du programme RUES, et d'aborder la représentation des champs inondants. Enfin, Anne Crespy et François Delclaux ont fortement contribué à Montpellier au développement de la plate-forme de modélisation spatialisée MERCEDES et de son environnement ATHYS, utilisée dans plusieurs programmes de coopération avec l'Equateur, le Mexique, la Tunisie, la Polynésie Française, et dont une version finalisée a été récemment mise en libre accès sur le Net.

Depuis 2001 et dans le prolongement du programme RUES, Eric Servat m'a confié la responsabilité de l'axe de recherche "Risques Hydrologiques liés aux Aléas Extrêmes" au sein de l'UMR HydroSciences. Les objectifs de cet axe visent à étudier les processus générateurs des crues en milieu tropical et méditerranéen, ainsi que les transports de matières associées à ces crues. L'équipe rassemblée dans ce cadre compte actuellement une quinzaine de chercheurs, enseignant-chercheurs, ingénieurs et techniciens de l'UM2, du CNRS et de l'IRD : Marie-George Tournoud, Luc Neppel, Christian Salles, Vincent Guinot, François-Noel Crès, Julien Josserand, Patrick Arnaud, Sylvain Payraudeau, Magali Deschene (UM2); Pascal Brunet, Claire Rodier, Jeanine Saurin (CNRS); Jean-Louis Perrin, Hélène Lubès, Alain Dezetter, Anne Crespy (IRD).

Mes activités comportent également une partie importante de formation à la recherche (encadrement de thèses et de mémoires universitaires) et d'enseignement (DEA Paris 6 et Montpellier 2). J'ai ainsi encadré plus d'une dizaine de DEA depuis mon entrée à l'Orstom, dont la moitié concernait des étudiants étrangers, co-dirigé 3 thèses de 3^e cycle soutenues à l'Université Montpellier 2 (Benoît Hingray, 1999 ; Geoffroy Wotling, 2000 ; Leonardo Cisneros, 2001), et 1 thèse de 3^e cycle soutenue à l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar au Sénégal (Mohamadane Bassel, 1996). Je suis actuellement 2 thèses : Julien Lhomme (modélisation des champs inondants en milieu urbain, soutenance en 2006), Arthur Marchandise (genèse des crues sur les bassins cévenols, soutenance en 2006), et participe à divers comités de pilotage (Benjamin Graff, Cemagref-Aix; Emmanuel Mignot, Cemagref-Lyon; Pierre-Alain Ayrat, Ecole des Mines d'Alès).

En France, ces dernières années m'ont amené à participer plus étroitement à des réseaux ou à des recherches menées dans le cadre de différents programmes avec le CEMAGREF, le CETMEF, l'INSA de Lyon, le CETE Aix, l'Ecole Centrale de Lyon, le LTHE, le CEREVE, l'Ecole des Mines d'Alès, l'INRA, la SHF, et avec les Services Techniques de l'Etat, notamment la DDE30 et le SCHAPI. J'ai beaucoup appris de ces échanges avec notamment François Bressand, Flavie Cernesson, Bernard Chocat, Daniel Duband, Guy Delrieu, Eric Gaume, Jacques Lavabre, Jean-Pierre Laborde, Thierry Lebel, Roger Moussa, Charles Obled, André Paquier, Christian Puech, Sophie Sauvagnargues, Philippe Sergent, Jean-Michel Tanguy. J'ai également bénéficié de l'appui de mes collègues IRD, qui m'ont accueilli sous différents toits : Gilbert Jaccon, Marc Morell, Pierre Chevallier au Laboratoire d'Hydrologie de Montpellier, et plus récemment Eric Servat et Michel Girod, à la Maison des Sciences de l'Eau. Merci aux membres du jury qui m'ont fait l'honneur et l'amitié d'évaluer ce mémoire : Bernard Chocat, Charles Obled et Christian Puech, rapporteurs, Michel Desbordes Pierrick Givone et Patrick Le Goulven, examinateurs.

Les travaux que je présente dans ce qui suit sont avant tout des travaux d'équipe, menés dans le cadre de différents programmes. C'est en bonne partie grâce à ceux qui ont soutenu et participé à ces programmes que je peux présenter ce mémoire, et je tiens à les en remercier.

Sommaire

<i>AVANT-PROPOS</i>	2
<i>INTRODUCTION</i>	6
<i>CHAPITRE 1 ELÉMENTS CONCERNANT LA PRÉVISION DES CRUES SUR PETITS BASSINS VERSANTS</i>	8
1.1 Différents types de crue	8
1.2 ... et différentes méthodes de prévision des crues	9
<i>CHAPITRE 2 DISTRIBUTION DES PLUIES DANS LE TEMPS ET DANS L'ESPACE</i>	14
Introduction	15
2.1 Sur le comportement asymptotique des distributions de pluies	15
2.2 Sur l'interpolation spatiale des distributions de pluies en zone de relief contrasté	17
2.3 Changement climatique et événements extrêmes	18
2.4 Sur l'abattement spatial	19
2.5 Sensibilité des modèles distribués pluie-débit à la représentation spatiale de la pluie	21
2.6 Générateurs stochastiques de champs de pluie	22
Conclusions et perspectives sur l'estimation des pluies extrêmes	24
<i>CHAPITRE 3 LES CRUES DE LA NORMALE À L'EXTRÊME</i>	26
Introduction	27
3.1 Bassins urbains d'Afrique de l'Ouest	27
3.2 Bassins tropicaux volcaniques	34
Conclusions et perspectives	55
<i>CHAPITRE 4 TRANSFERTS EN MILIEU URBAIN</i>	61
4.1 Crues urbaines à Quito	61
4.2 Cartographie des inondations	64
4.3 - modélisation hydrodynamique et cartographie des flux inondants dans les voiries d'un secteur urbanisé de la ville de Ouagadougou	65
4.4 - modélisation des échanges hydrauliques entre éléments drainants – voiries- et stockants – bâti- en cas d'inondation d'un secteur urbanisé de la ville de Ouagadougou	66
Conclusions et perspectives	67
<i>CONCLUSION GÉNÉRALE</i>	69
Références bibliographiques	72
Annexe n°1 : Curriculum Vitae	83
Annexe n°2 : liste des travaux et publications	85
Annexe n°3 : Publications sélectionnées	93

Introduction

En milieu méditerranéen ou tropical, les épisodes pluvieux extrêmes engendrent des crues dévastatrices dont des exemples récents ont eu lieu, en France, à Nîmes en 1988, à Vaison la Romaine en 1992, à Puisserguier en 1996, dans l'Aude en 1999; dans le Gard en 2002 ; dans les pays du Sud, à Djibouti en 1989, à Niamey en 1994 et à Alger en 2001. Dans les PED, le faible niveau d'infrastructure, l'absence de réglementation ou de contrôle de l'occupation des sols, le manque de politiques de gestion des villes, la croissance extrêmement rapide des populations en zone urbaine et péri-urbaine aggravent le risque hydrologique et ses conséquences pour la population.

La prévision des crues et des inondations constitue ainsi le thème principal de mes activités de recherche, menées sur différents milieux tropicaux et méditerranéens (Afrique de l'Ouest, Mexique, Equateur, Polynésie Française, Languedoc-Roussillon), sur des petits bassins urbains et naturels.

En matière d'inondations, les problèmes posés dépassent largement le domaine scientifique, et comportent notamment des aspects politiques, économiques et techniques. Dans une société admettant de moins en moins le risque et réclamant une protection toujours plus grande, il est clair que ces derniers aspects sont fondamentaux. Ceci étant, la caractérisation objective de ces phénomènes reste une base incontournable, et nécessite encore de nombreux développements scientifiques pour améliorer significativement le diagnostic, et répondre efficacement aux besoins de protection : **annonce de crues et alertes en temps réel, cartographie des zones inondables, simulation des performances des ouvrages.**

L'annonce de crues, le déclenchement des alertes et la prévision en temps réel sont des aspects que nous n'avons jusqu'à présent abordés qu'à travers la mise au point de modèles pluie-débit. En amont de ces modèles, ce type de prévision repose en grande partie sur la veille météorologique à l'aide de modèles atmosphériques (Ducrocq et al., 2000) ou statistiques (Bontron, 2004) ou sur l'acquisition de données pluviométriques en temps réel, par mesure radar (Borga, 2002 ; Pellarin et al., 2002). Ces domaines nous sont moins familiers. Ils n'en sont pas moins importants bien sûr, puisqu'au-delà d'un certain seuil, l'annonce de crues, le déclenchement des alertes et la gestion efficace de la crise constituent souvent la seule possibilité de protection contre les inondations : les aménagements structurels conduisent à des investissements bien trop lourds, sans pour autant avoir une efficacité garantie; la réglementation doit-elle geler l'exploitation de terrains inondables tous les 50 ou 100 ans ?

Nos recherches touchent davantage à la prévision statistique, qui consiste à estimer pour une période de retour donnée, les principales caractéristiques de l'aléa hydrologique : hauteurs d'eau, vitesses, durées Ce type de prévision constitue un élément fondamental en matière de prévention des risques d'inondations, et conduit au dimensionnement des ouvrages, à la cartographie des zones inondables. Son utilité en matière de prévention est multiple :

- réglementation de l'urbanisation et de l'aménagement du territoire (*zones inconstructibles ou soumises à contraintes, construction d'ouvrages*),
- implantation des systèmes de surveillance et d'alerte (*protéger les endroits les plus vulnérables*),
- sensibilisation des populations au risque d'inondation (*document officiel public complémentaire au POS-PLU*).

Elle se doit d'être précise, compte tenu des enjeux économiques et sociaux sous-jacents : valeurs des biens fonciers, gestion de crise Cette précision est très loin d'être atteinte actuellement, et dépend en particulier des incertitudes accumulées lors des différentes étapes de la chaîne complète, de la pluie à l'inondation.

Dans ce cadre, les recherches que j'ai menées s'appuient sur l'observation, la connaissance et la modélisation des phénomènes générateurs des crues et des inondations. Les développements méthodologiques et techniques survenus dans les deux dernières décennies ont apporté des améliorations significatives, notamment par **la prise en compte de la dimension spatiale des phénomènes**. Après une revue des principaux éléments concernant l'estimation des crues (chapitre 1), je présenterai mes principales contributions, en distinguant :

- les distributions des pluies dans le temps et dans l'espace : ces distributions conditionnent, plus ou moins directement, les périodes de retour des crues et des inondations. Diverses questions ont été abordées, impliquant l'organisation régionale ou la structure spatiale des précipitations. Les recherches ont principalement porté sur l'intérêt des approches régionales pour l'estimation des pluies extrêmes en un point donné; sur l'intégration du relief dans les méthodes d'interpolation spatiale; sur la sensibilité des modèles distribués pluie-débit à la représentation spatiale de la pluie; sur l'abatement spatial et la génération stochastique de champs pluvieux (chapitre 2);
- la modélisation de la transformation pluie-débit : les recherches ont porté sur la définition et la validation de concepts de production et de transfert sur trois catégories de **petits bassins** : bassins urbains africains, bassins tropicaux volcaniques, bassins méditerranéens du sud de la France, les superficies s'échelonnant de quelques dizaines d'hectares à quelques centaines de kilomètres carrés. L'hétérogénéité des bassins a conduit à développer des approches spatialisées pour mieux identifier la localisation et le fonctionnement des différentes unités contributives. Pour chaque groupe de bassins, on s'est attaché tout particulièrement à étudier la stabilité de la normale à l'extrême des modèles retenus, et à leur lien avec des indicateurs locaux ou régionaux (chapitre 3);
- la cartographie des zones inondables : cette étape ultime est particulièrement importante, puisqu'elle fournit les indicateurs attendus par les décideurs (hauteurs, vitesses, durées des submersions) et caractérise réellement l'exposition au risque. Les recherches ont porté sur la simulation des flux inondants dans les voiries lors de crues "éclair", et sur les échanges hydrauliques entre les voiries et le bâti. (chapitre 4)

Le mémoire se termine par une partie prospective, définissant les actions scientifiques et techniques à développer ou à mettre en place pour améliorer la prévention des crues et des inondations.

Chapitre 1

Éléments concernant la prévision des crues sur petits bassins versants

Résumé :

Ce chapitre propose une revue des principales méthodes d'estimation de crues sur des petits bassins versants. Considérant que la détermination des extrêmes est le plus souvent une affaire d'extrapolation à partir des données observées, il est bien sûr préférable d'assurer une base physique à cette extrapolation. La connaissance des processus doit constituer l'une des principales finalités de l'hydrologie des extrêmes, et la première partie de ce chapitre résume la diversité de ces processus. Les méthodes d'estimation de crues sont ensuite détaillées, en distinguant plus généralement les approches basées sur l'analyse statistique, sur les modèles pluie-débits et sur les synthèses régionales. L'intérêt et les limites de ces méthodes sont discutées.

1.1 Différents types de crue

La crue résulte de la transformation complexe de la pluie, conditionnée par le couvert végétal, le sol, le sous-sol, le relief, la température, les pluies antérieures ... Selon l'équilibre entre ces différents facteurs peuvent s'instaurer différents types de processus générateurs de crues. On distinguera notamment i) le ruissellement par refus d'infiltration, ii) le ruissellement par excès de saturation, iii) les écoulements d'origine sub-superficielle

i) le ruissellement "hortonien" par refus d'infiltration survient lorsque l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration à la surface du sol. Ce type de comportement a longtemps été privilégié pour expliquer la formation du ruissellement. Le fonctionnement hortonien convient a priori en zone aride ou semi-aride (Albergel, 1987; Ribstein, 1990), où les sols peu végétalisés développent des croûtes ou des organisations superficielles qui contribuent à réduire fortement l'infiltration. Ces organisations ont été étudiées par Valentin (1985), Casenave et Valentin (1988), qui en donnent une représentation précise en Afrique de l'Ouest. Le fonctionnement de type hortonien est décrit par de nombreux modèles : Green & Ampt (1911), Philip (1957), Smith & Parlange (1978), entre autres.

ii) le ruissellement lié au développement de zones saturées en eau, sur lesquelles la pluie ne peut alors plus s'infiltrer. Le développement des zones saturées est favorisé par des flux hypodermiques, dont l'intensité dépend de la pente des versants, de la décroissance des conductivités hydrauliques des différents horizons du sol, voire de la présence d'un horizon imperméable. Ces zones se développent préférentiellement au voisinage des talwegs (Grésillon et Taha, 1997; Gascuel-Odoux et al., 1999), et peuvent s'étendre progressivement sur les versants. Cosandey (1999) suggère que les processus de saturation peuvent également se développer de l'amont vers l'aval, dans le cas des bassins du mont Lozère. A travers le développement de TopModel, le ruissellement sur zones saturées a été proposé pour de nombreux bassins couvrant une très large gamme de situations climatiques et

géographiques (Beven et al., 1984; Quinn et al., 1991; Merot and Bruneau, 1993; Robson et al., 1993; Iorgulescu and Jordan, 1994; Franchini et al., 1996; Blazkova and Beven, 1997, et bien d'autres);

iii) les flux sub-superficiels peuvent également générer directement des crues rapides, par des flux à travers les macropores liés à une activité biologique ou au degré de fracturation des roches; les vitesses de transfert de ces flux sont comparables à celles des écoulements superficiels (Germann, 1986; McDonnell, 1990; Tsuboyama et al., 1994; Peters et al., 1995; Tani, 1997; McGlynn et al., 2002; Weiler et Naef, 2003); flux par intumescence de nappe, correspondant à la remontée de la nappe par effet capillaire, entraînant une intensification des échanges nappe-rivière (Sklash et al., 1986; Pearce et al., 1986); flux par "effet piston", lié à la transmission d'une onde de pression à travers les sols (Hewlett et Hibbert, 1967, Lisheid et al., 2002; Deurer et al., 2003).

Dans la pratique, il est probable que ces différents processus soient étroitement liés entre eux. Une crue est en général la résultante de plusieurs processus concomitants dont l'importance peut varier spatialement au sein d'un bassin et d'un événement à l'autre. Il s'agit donc bien d'une transformation complexe, dont l'hydrologue cherchera à identifier et à quantifier les composants élémentaires.

Dans la mesure où la détermination des extrêmes est le plus souvent une affaire d'extrapolation à partir des données observées, il est bien sûr préférable d'assurer une base physique à cette extrapolation, et la connaissance des processus doit constituer l'une des principales finalités de l'hydrologie des événements extrêmes. Cette opération reste cependant très délicate, et aujourd'hui encore, le débat est largement ouvert en ce qui concerne les processus de formation des crues, les chemins de l'eau.

1.2 ... et différentes méthodes de prévision des crues

Selon le type de prévision que l'on vise (événementielle, statistique), selon la richesse des données dont on dispose, ou selon, parfois, sa culture scientifique, on choisira différentes approches pour l'estimation des crues : distributions statistiques, modèles pluie-débit, synthèses régionales. Nous discuterons ces approches, en nous plaçant dans le cadre de l'estimation des crues rares (pour des périodes de retour supérieures à 5 ou 10 ans) sur des petits bassins versants (dont la superficie varie de quelques hectares à quelques dizaines, voire centaines de kilomètres carrés).

Les crues de période de retour donnée peuvent par exemple être déterminées par analyse fréquentielle, à partir des **distributions statistiques** des débits et de leur extrapolation vers les fréquences rares. Les principales distributions utilisées sont les lois des valeurs extrêmes généralisées - GEV pour Generalized Extreme Values - (Salvadori, 2003) ou Double-Gumbel - TCEV pour Two-Components Extreme Values - (Gonzalez, 1970; Rossi, 1984) dans les régions soumises à des cyclones tropicaux ou à une nette typologie des pluies rares. Ces méthodes ignorent les processus générateurs de crues, et s'appuient sur un grand nombre de données observées. Pour cette raison, elles sont généralement peu applicables aux petits bassins, pour lesquels les observations sont rares, et s'adressent de préférence à des grands bassins. On doit de plus veiller à ce que la stationnarité des séries disponibles ne soit pas perturbée par divers aménagements ou modifications anthropiques, voire climatiques. L'information **historique, voire paléo-historique**, peut apporter un complément essentiel pour étoffer les échantillons de données disponibles. La collecte de cette information peut prendre des formes très diverses : compilation d'archives (presse, chroniques et registres des différentes collectivités territoriales) (Vinét, 2003); relevés de

marques de crue dans les communes riveraines des cours d'eau ; d'après des études géobotaniques ou concernant les dépôts sédimentaires ou stratigraphiques (Rico et Benito, 2002; Naulet, 2002); ou encore par datation des limons par luminescence (Balescu et al., 1998). L'intégration des crues historiques a conduit à plusieurs développements : approches bayésiennes sur les crues de la Garonne (Parent et Bernier, 2003) ; prise en compte des crues historiques dans le bassin de l'Ardèche (Naulet et al., accepté).

Sur les petits bassins, la prévision statistique s'appuie davantage sur la connaissance des distributions des pluies (que l'on discutera plus en détail au chapitre 2), plus accessibles, et à partir desquelles on peut reconstituer les distributions des débits, via par exemple la méthode du GRADEX (Guillot et Duband, 1967; Guillot, 1993; Garçon, 1994; pour des applications en zone tropicale : Grésillon et al., 1977; Vélez et al., 2002), la méthode AGREGEE (Margoum et al., 1994), la méthode SHYPRE (Arnaud et Lavabre, 2002).

La **méthode du GRADEX** s'appuie sur le parallélisme supposé entre distribution des pluies et distribution des débits à l'exutoire d'un bassin, et considère qu'au-delà d'un certain seuil, tout accroissement de pluie se traduit par un égal accroissement de volume ruisselé (en d'autres termes, le coefficient de ruissellement instantané tend vers 1. Les difficultés liées à l'application de cette méthode sont liées au respect de cette hypothèse : si en effet les coefficients de ruissellement tendent vers 1 pour des pluies infinies, cette convergence est plus ou moins rapide, et dans certains cas, le seuil de pluie peut largement dépasser les pluies que l'on peut réellement observer localement.

Les modèles pluie-débit reconstituent chaque événement ou chaque chronique de crues en fonction des pluies correspondantes. Les applications de ces modèles sont multiples. Ils permettent notamment d'allonger les séries de débits disponibles (qui peuvent alors servir de support aux méthodes statistiques) ; d'organiser en temps réel, l'annonce des crues et le déclenchement des alertes; de prendre en compte des modifications locales du bassin et de traduire leur impact. Les modèles sont par conséquent indifféremment adaptés à la prévision statistique ou événementielle, dans une gamme de situations très large.

Outre la nature et le degré de complexité des processus hydrologiques mis en jeu (voir §1.1), chaque modèle peut être caractérisé par sa structure (= définition géométrique des unités élémentaires) et sa conceptualisation des liaisons pluie-débit (modèles régressifs, modèles analogiques à réservoirs, modèles physiques basés sur la mécanique fluides...).

L'intérêt d'une structure spatialisée consiste à respecter l'organisation spatiale des facteurs climatiques et géographiques intervenant dans la formation des crues, et à tenir compte de la non-linéarité induite par la variabilité spatiale de ces facteurs : ainsi, la crue calculée à partir de la pluie moyenne diffère-t-elle généralement de celle calculée à partir du champ de pluie correspondant. De nombreux modèles spatialisés ont été développés en hydrologie à partir de différents éléments géométriques : mailles carrées régulières ou irrégulières (Girard et al., 1981 ; Abbott et al., 1986 ; Moore et al., 1993 ; Maidment, 1993 ; Conolly et Silburn, 1995 ; Vieux et Gauer, 1995 ; Fortin et al., 1995 ; Muzik, 1996 et bien d'autres...); triangles irréguliers – Triangular Irregular Network (TIN) – (Gandoy-Bernasconi et Palacios-Velez, 1990) ; trapèzes (Morel-Seytoux et Alhassoun, 1989) ; tubes de courant (Grayson et al., 1992) . Toutefois, la spatialisation conduit à définir, outre les fonctionnements des différentes unités élémentaires, les interactions entre ces différentes unités, et fait intervenir rapidement de (trop) nombreuses hypothèses. Lorsque l'hétérogénéité du milieu est limitée, une modélisation globale (Perrin et al., 2001) ou une spatialisation modérée semble raisonnée.

Les modèles physiques sont des formes plus ou moins dégradées des principales équations de la mécanique des fluides : équations de Barré de St-Venant pour les écoulements à surface libre, équations de Richards pour les transferts dans la zone non saturée, équation de Darcy pour les transferts dans la zone saturée. Concernant l'extrapolation vers les

événements extrêmes, les modèles physiques comportent en théorie deux avantages : ils décrivent bien la non-linéarité des transferts des écoulements, et ces modèles ne nécessitent pas d'être calés à partir d'observations. Ils sont cependant conçus pour être appliqués à des milieux homogènes et à des géométries simples, et de ce fait, ne conviennent pas aux versants et aux petits bassins. Pour le transfert à surface libre, comment caractériser la densité et les dimensions des drains sur versants, les coefficients de rugosité ou de friction (Barros et Collello, 2001; Estèves et al., 2000) ? Comment définir des paramètres équivalents intégrant la variabilité spatiale des caractéristiques des sols : porosité, épaisseur, conductivité etc...(Wen et Gomez-Hernandez, 1996; Zhu et Mohanty, 2002). De plus, à l'échelle du versant ou du petit bassin, les processus élémentaires peuvent se combiner et s'écarter notablement du modèle physique initialement retenu. Dans ces conditions, les modèles physiques proposent un cadre limité de la transformation pluie-débit, qui n'échappe pas, de plus, à un certain empirisme, et offrent finalement peu de garanties en extrapolation ou en transposition à des bassins non jaugés.

Les modèles empiriques cherchent à reproduire la transformation pluie-débit directement à l'échelle du bassin. Ils font intervenir différents formalismes : régressions ou réservoirs linéaires ou non-linéaires (Bentura et Michel, 1996; Ponce et al., 1996 pour le transfert). Ces modèles cherchent à relier les pluies aux crues à l'aide d'opérateurs adéquats, dont l'identification repose sur des approches de type analyse des systèmes. L'intérêt de ces modèles est principalement de sortir du cadre imposé par les modèles physiques, et d'élargir la vision globale du fonctionnement d'un bassin. Dans l'ensemble, ces modèles ne préjugent pas des processus physiques impliqués dans la transformation, même si certains liens peuvent être établis d'après la nature des caractéristiques mises en relation. Ainsi, une augmentation des coefficients d'écoulement en fonction de l'intensité de pluie renvoie-t-elle à une interprétation hortonienne de la production d'écoulement, alors qu'une augmentation liée au cumul de la pluie suggère des phénomènes de saturation des sols. Dans une étape ultime, on cherche à donner une interprétation physique ou régionale aux paramètres du modèle. Les inconvénients de ces modèles sont naturellement liés à leur caractère empirique : leur validité ne s'appuie que sur des tests pratiqués sur un grand nombre de bassins.

Entre modèles physiques et modèles empiriques se trouve une classe de modèles dits "conceptuels", dont la frontière avec les modèles empiriques n'est pas toujours très bien marquée dans la littérature. Un bon exemple de modèle conceptuel est TopModel, fondé sur des hypothèses physiques déterminées à partir d'un état du bassin (ou plutôt celui de la nappe) et des caractéristiques locales de perméabilité et de relief. Des modèles comme GR ou SCS semblent davantage apparentés au type empirique, dans la mesure où les schémas de fonctionnement des réservoirs ne s'appuient sur aucune hypothèse physique.

Au stade actuel, un modèle reste encore une représentation de la réponse d'un bassin donnée pour un nombre limité d'événements, généralement de fréquence courante, et de nombreuses incertitudes subsistent en ce qui concerne l'extrapolation vers les valeurs extrêmes. Les principales difficultés sont liées :

- au principe d'équifinalité (Beven et Freer, 2001; Beven, 2002; Puech et Gineste, 2003) : plusieurs représentations de la réponse du bassin peuvent être satisfaisantes, pour une certaine gamme de crues ("normale"), et nettement diverger pour une autre gamme ("extrême"), ou inversement. Cet effet est principalement lié au faible nombre d'observations dont on dispose pour déterminer la nature du modèle et caler ses paramètres;
- à la non-linéarité de la transformation pluie-débit, au sens des volumes produits : au niveau de la production, la réponse du bassin est influencée par les conditions initiales d'humidité des sols : la même pluie ne produit donc pas nécessairement le

même écoulement. Ici, la difficulté est liée à la caractérisation des conditions d'humidité initiales, que l'on peut chercher à fixer i) de façon synthétique à l'aide d'un indice des précipitations antérieures (Séguis ; Descroix et al., 2002) ou du débit de base (Franchini et al., 1996); ii) en mode spatialisé à l'aide de modèles *Soil Vegetation Atmosphere Transfer* SVAT (Braud et al., 1995; Noilhan et Mafhouf, 1996) ou de l'imagerie satellitaire ERS (Quesney et al., 2000) ou SMOS (Kerr et al., 2001), iii) ponctuellement par des mesures gravimétriques, TDR ou géoélectriques. De plus, au cours de l'événement, le coefficient de ruissellement instantané tend à augmenter, parfois très brutalement (Cosandey, 1999). En effet, les différentes unités d'un bassin ne répondent pas nécessairement de la même façon et en même temps, et les observations disponibles ne permettent généralement pas de prévoir l'évolution de ces coefficients vers les événements extrêmes;

- à la non-linéarité de la transformation pluie-débit, au sens des transferts superficiels. La (non)linéarité du transfert est un vieux débat. Sherman (1933) a fondé sa théorie de l'hydrogramme unitaire sur l'hypothèse de linéarité. Plusieurs auteurs y ont introduit un facteur de non-linéarité (Muzik, 1996; Saghafian et al., 2002). Ambroise (?) estime que le transfert est probablement linéaire sur versant, non-linéaire en réseau. La non-linéarité serait donc d'autant plus marquée que le bassin est grand, et la propagation en réseau déterminante. Grésillon et al. (1994) indiquent pour leur part que les surfaces contributives s'étendant de l'aval vers l'amont lorsque la pluie augmente, l'allongement des temps de parcours compense, voire l'emporte sur l'augmentation des vitesses. Michaux et Sorooshian (1994) comparent deux modèles de transfert, l'un linéaire, l'autre non linéaire, et remarquent que les performances du modèle linéaire sont équivalentes à celles du modèle non linéaire. De plus, le modèle non-linéaire aura tendance à amplifier les erreurs d'estimation des pluies nettes.

De même, la transposition d'un modèle à des bassins non jaugés se heurte à plusieurs types de difficultés, liées à la fois à la détermination des paramètres du modèle et à celle des indicateurs, physiques ou régionaux, auxquels on cherche à relier ces paramètres :

- les paramètres d'un modèle peuvent en effet être sensibles à de nombreux facteurs, comme la discrétisation spatiale (Franchini et al., 1996 ; Saulnier et al., 1999; Vasquez et al., 2002; Diskin et Ding, 1994; Strupczewski et al., 1989), ou la résolution temporelle. Les méthodes de résolution numérique peuvent également générer certains biais. L'existence de liaisons conditionnelles entre les paramètres, liées à la surparamétrisation ou à la structure même du modèle, conduisent à des problèmes d'équifinalité.
- le choix et la caractérisation des indicateurs ne sont pas simples. Les différents processus dominant dans la genèse des crues renvoient à des indicateurs très différents : infiltration en surface dans le cas de processus hortonien, profil de conductivités hydrauliques dans le cas de zones saturées, vitesse d'écoulement hypodermique et densité de drainage dans le cas de transfert dans les macro-pores superficiels du sol En supposant que l'on fasse le bon choix, comment ensuite synthétiser la variabilité spatiale de l'indicateur, pour en fournir une valeur représentative à l'échelle du bassin ?

Les **synthèses régionales** représentent une généralisation, voire un aboutissement, des résultats obtenus par les méthodes précédentes, distributions statistiques ou modèles pluie-débit. Elles visent généralement à caractériser au sein d'une région homogène les relations entre les débits de période de retour donnée (10, 100 ans..) ou les paramètres d'un modèle pluie-débit avec divers indicateurs climatiques ou physiographiques d'un bassin. De nombreuses études relient ainsi les débits de fréquence donnée (le plus souvent décennal) à

différentes caractéristiques du bassin et du régime pluviométrique. Nous ne citerons que celles qui concernent la zone tropicale, par exemple Puech et Chabi-Gonni (1983), Albergel (1987), Rodier et Ribstein (1988), FAO (1996) pour l'Afrique de l'Ouest, Guiscaffré et al. (1975) pour les milieux volcaniques insulaires, Bourges et al. (1995) en milieu andin.

Bien que de nombreux facteurs aient pu être retenus pour "expliquer" les débits de crue, la superficie du bassin est généralement le facteur principal et de nombreuses expressions du type :

$$Q(T) = a(T) \cdot S^{b(T)}$$

ont pu être proposées de par le monde (Meigh et al., 1995). Le coefficient b est assez stable, voisin de 0.70-0.75, alors que a est plus variable, selon la pluviométrie locale, la géologie etc... On dispose également d'une littérature relativement abondante, concernant les événements exceptionnels (>100 ans) ayant marqué l'histoire plus ou moins récente (UNESCO, 1978; Rodier et Roche, 1984; Costa, 1987; Herschy, 2002; Stanescu, 2002), et survenus pour la plupart, dans la bande inter-tropicale. On trouvera dans ces publications des enveloppes supérieures pour différentes régions du monde, exprimées sous forme de relations entre débit spécifique et superficie des bassins.

Comme le remarquent cependant Grésillon et Puech (1996), les méthodes régionales cumulent plusieurs niveaux d'incertitudes : celles qui affectent les débits de période de retour donnée ou les paramètres d'un modèle pluie-débit, et celles qui proviennent du choix des variables régionales et de la qualité des régressions établies entre ces variables et les débits ou les paramètres. Ces méthodes sont donc largement perfectibles, et dans la plupart des cas, fournissent au mieux une première estimation des débits de fréquence rare. Ce sont cependant les seules méthodes utilisables, d'un point de vue opérationnel, lorsque l'on ne dispose pas de données locales; leur développement est donc primordial.

En conclusion,

- **les méthodes basées sur les distributions statistiques supposent un grand nombre d'observations, et sont de ce fait peu applicables aux petits bassins. Elles s'appuient également sur des hypothèses de stationnarité, peu compatibles avec des modifications du milieu. Dans les meilleurs cas, ces méthodes peuvent donner de bons résultats si les distributions de débit sont couplées aux distributions des pluies, comme dans la méthode du Gradex, ou si l'échantillon est enrichi par une information historique ou régionale;**
- **les méthodes basées sur les modèles pluie-débit autorisent de nombreuses applications : prévision événementielle ou statistique, impact des modifications du milieu. Théoriquement plus fiables, ces méthodes sont en pratique soumises à de nombreux biais conceptuels et numériques, qui rendent délicates leur application en extrapolation temporelle et en transposition spatiale,**
- **les synthèses régionales constituent l'aboutissement des méthodes précédentes par définition de zones homogènes où les paramètres des modèles (ou leur relation avec des caractéristiques mesurables du bassin) restent identiques. Les performances de ces méthodes sont très variables, et souvent très inférieures à ce qu'on peut obtenir à partir d'ajustement à des données locales.**

Chapitre 2

Distribution des pluies dans le temps et dans l'espace

Résumé :

Les travaux présentés dans cette partie portent sur l'étude statistique des précipitations, à des pas de temps journaliers ou inférieurs à 24 h. Ces recherches visent à caractériser les pluies de fréquence donnée, en un point, et plus généralement sur une superficie. Elles visent également à développer des outils de simulation de chroniques spatio-temporelles, pour allonger les séries disponibles, voire créer de l'information spatialisée là où elle n'existe pas. Utilisées ensuite comme entrées des modèles pluie-débit spatialisés, ces chroniques améliorent significativement la qualité des crues simulées et les estimations de la fréquence de défaillance des ouvrages

Ces recherches concernent différents sites méditerranéens et tropicaux :

le Languedoc-Roussillon, durement touché par les fortes pluies ces dix dernières années; on évoque notamment les bénéfices d'une approche régionale pour mieux estimer les événements rares en un point donné ; on caractérise l'abatement spatial, et on compare avec d'autres régions méditerranéennes ou tempérées; on discute de l'impact du changement climatique sur les pluies exceptionnelles;

l'île de Tahiti, en Polynésie Française, où le relief très contrasté joue un rôle particulièrement important, et génère une forte instationnarité spatiale de la distribution statistique des pluies en un point; on applique une méthode d'interpolation tenant explicitement compte du relief pour restituer l'information manquante entre les points d'observation; cette méthode, appliquée aux pluies de 5mn à 24h, permet de déterminer les distributions des pluies en tout point de l'île;

les régions de Mexico et de Quito, soumises à des climats de montagne de la bande inter-tropicale; on analyse à Mexico la sensibilité des modèles spatialisés pluie-débit à la représentation de la pluie : lame moyenne ou champ de pluie; on en déduit la nécessité de prendre en compte l'organisation spatiale de la pluie, et on étudie les performances différents générateurs stochastiques simulant des séries obéissant à une distribution temporelle et des corrélations spatiales imposées.

Le chapitre se termine sur une partie prospective concernant le développement de générateurs de champs pluvieux, pour des applications concernant les petits bassins.

Introduction

Estimer l'aléa et sa distribution dans le temps et dans l'espace permet de planifier l'aménagement du territoire, de dimensionner les ouvrages (réseaux, ponts, digues...), de localiser les zones sujettes au risque, pour lesquelles on définira une réglementation particulière ou on s'attachera à définir des scénarios de gestion de crise. Les distributions statistiques des pluies, dans le temps et dans l'espace, fixant (plus ou moins directement) les périodes de retour des crues et des inondations, c'est principalement dans ce domaine que nous avons travaillé jusqu'à présent. Il s'agit là d'un problème complexe : comment peut-on déterminer la pluie qui survient tous les 10 ans, 100 ans etc..., en un point donné, et surtout sur une superficie donnée. Quelles sont les caractéristiques de la pluie que l'on doit considérer : hauteur, durée, forme, antécédents pluviométriques etc.... Même si ce domaine a été et reste encore largement exploré, de nombreuses questions restent posées.

2.1 Sur le comportement asymptotique des distributions de pluies

L'extrapolation vers les valeurs rares de la distribution des pluies en un point donné pose la question du comportement asymptotique de cette distribution. Alors que l'on se base généralement sur un comportement asymptotique exponentiel, à travers la loi de Gumbel par exemple, Bendjoudi et Hubert (1998) montrent que l'étude de longues séries de pluies annuelles du pourtour méditerranéen et de l'arc alpin conduit à identifier des comportements asymptotiques hyper-exponentiels pour les valeurs extrêmes, associés à des distributions de type Generalized Extreme Values – GEV, dénommées également lois de Jenkinson. En ce qui concerne les pluies journalières, Gellens (2002) propose une loi régionale GEV ($k > 0$) pour la distribution des pluies extrêmes en Belgique. Desbordes et al. (1989) valident également un comportement hyper-exponentiel de la distribution des pluies journalières à Nîmes par recoupement avec l'information historique. Aux Etats-Unis, la distribution recommandée par le Conseil des Ressources en Eau est Log-Pearson III (Bobée, 1999). La distribution "Double-Gumbel" ou Two-Component Extreme Value –TCEV (Gonzales, 1970; Rossi et al., 1984) peut également être intéressante dans les régions où il existe une nette typologie des pluies, convectives ou cycloniques. Pour des périodes de retour élevées (à partir de 50, 100 ans), les extrapolations de ces différentes lois peuvent conduire à de grandes différences pour les événements extrêmes.

Compte tenu de la durée généralement courte des séries d'observations, le comportement asymptotique de la distribution des pluies reste très difficile à caractériser si l'on ne considère que les observations locales et si l'on n'élargit pas à un espace régional homogène, ou rendu homogène par une transformation ad hoc (Dalrymple, 1960; Roche, 1963; Cunnane, 1988; Buishand, 1991; Neppel, 1997; Gellens, 2002). **L'approche régionale est d'autant plus nécessaire que le nombre de paramètres de la distribution statistique est élevé, et que le comportement asymptotique s'éloigne d'un comportement exponentiel.**

Un telle approche régionale a été mise en place pour le Languedoc-Roussillon (Dominguez et al., soumis), en collaboration avec Ramon Dominguez (UNAM Mexico, en accueil à HydroSciences), Luc Neppel et Hélène Niel (HydroSciences). Les pluies maximales

journalières ont été rendues homogènes dans l'espace régional, par la transformation $y_i = x_i/x_m$ où x_i désigne le maximum journalier annuel et x_m la moyenne interannuelle des x_i .

La distribution régionale a été établie de façon stable à partir de 2 échantillons distincts, et montre un comportement manifestement hyper-exponentiel à partir d'une période de retour cinquantennale (Fig.2.1). Selon la loi ajustée, GEV ou TCEV, les écarts avec les quantiles estimés par la loi de Gumbel sont de l'ordre de 5 à 10 % pour une période de retour centennale, de 20 à 50% pour une période de retour millénaire. Ces ordres de grandeur ne sont cités ici qu'à titre indicatif, et illustrent les différences induites par le choix des comportements asymptotiques : exponentiel ou hyper-exponentiel.

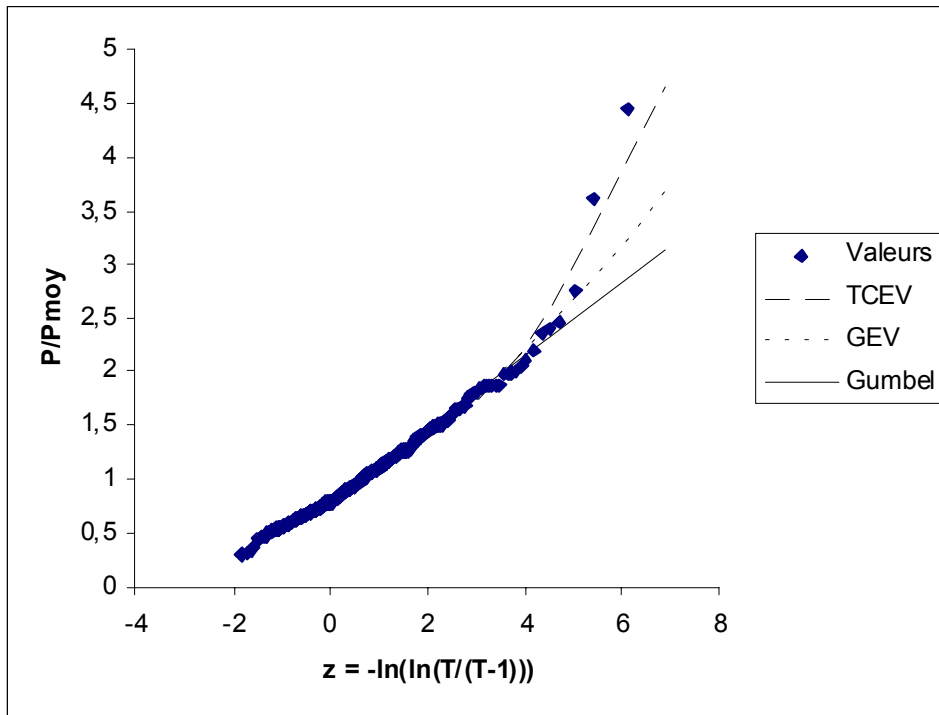


Figure 2.1 : distribution régionale des pluies maximales journalières réduites

En chaque point de l'espace régional, les pluies associées à différentes périodes de retour peuvent être calculées à partir des quantiles de la loi régionale, indépendants du site considéré, et de la valeur moyenne locale. Appliquée au poste de Générargues (Fig.2.2), la distribution régionale (ici GEV) estime la période de retour de l'événement observé en 2002 sans subir exagérément le poids de cet événement, alors que toute approche strictement locale est considérablement influencé par cet événement.

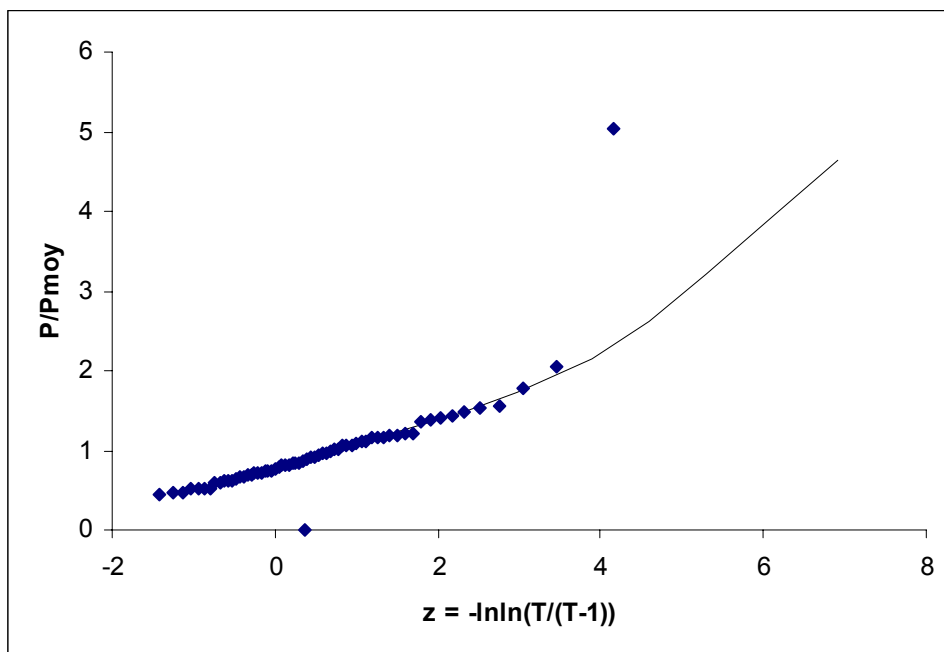


Figure 2.2 : distributions des pluies maximales journalières à Générargues, obtenue à partir de la loi GEV régionale. Les points figurent les pluies maximales journalières annuelles de 1936 à 2002.

2.2 Sur l'interpolation spatiale des distributions de pluies en zone de relief contrasté

Dans les régions à relief contrasté, les distributions temporelles des pluies peuvent varier considérablement d'un point à un autre. Le **relief** est une **cause de forte instationnarité spatiale** de ces distributions. A partir d'un nombre limité de postes pluviométriques, comment dans ces conditions estimer au mieux les distributions des pluies en un point donné, et comment interpoler efficacement à partir des postes de référence ? Il est impératif de **prendre en compte le relief dans les méthodes d'interpolation spatiale** : krigeage universel (Stein et al., 1991), krigeage avec dérive externe (Goovaerts, 2000), co-krigeage (Obled et Slimani, 1986; Martinez-Cob, 1996), régressions multiples avec indicateurs topographiques définis a priori (Giambelluca et al., 1984; Laborde, 1984; Marand et Zumstein, 1990; Humbert et al., 1994) ou a posteriori (Bénichou et Lebreton, 1987). C'est cette dernière méthode qui a été adaptée pour cartographier les distributions des intensités de pluie pour des durées de 5mn à 24h sur l'île de Tahiti, (Wotling et al., 2000).

L'île de Tahiti présente un relief fortement contrasté, les altitudes passant de 0 à 2200 en moins de 20 km. Les moyennes pluviométriques interannuelles passent de 1500 à 7000 mm. Les intensités des averses sont mesurées par une vingtaine de postes enregistreurs, en nombre très insuffisant pour appréhender précisément la variabilité spatiale. La méthode d'interpolation spatiale comprend plusieurs étapes :

- la décomposition d'un MNT en vecteurs propres, pour synthétiser efficacement le relief local.. Ces vecteurs propres sont utilisés comme descripteurs topographiques de référence et peuvent être interprétés comme des paysages élémentaires : structures de pente, de col etc...

- l'identification des structures du relief réellement influentes sur les pluies, par des régressions multiples descendantes entre les composantes principales des vecteurs et les paramètres des distributions de pluie.

La méthode proposée est à la fois performante et objective. On valide a posteriori les caractéristiques qui influencent réellement les pluies. A l'inverse, les autres méthodes imposent de définir a priori les caractéristiques du relief censées influencer les pluies, et valident ensuite la pertinence de ces caractéristiques. La méthode est applicable de façon très générale dans les milieux à relief contrasté.

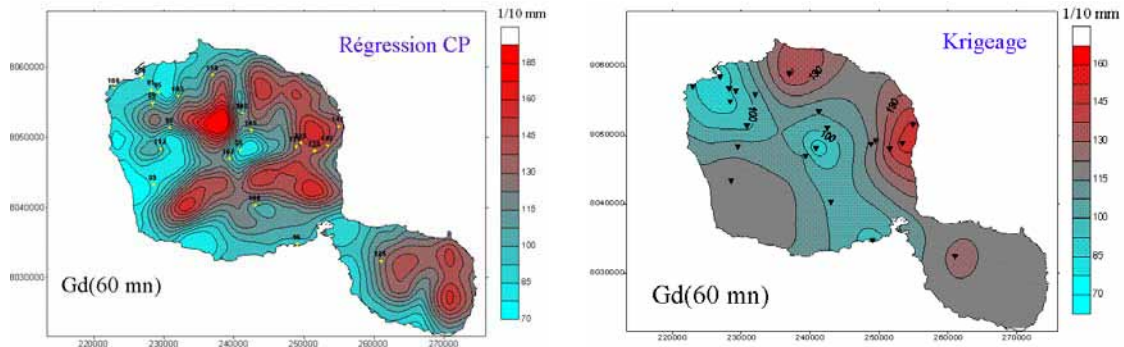


Figure 2.3 : Comparaison du gradex des intensités de pluie sur 60 mn, 1) régressions multiples avec CP du relief, 2) krigage simple

2.3 Changement climatique et événements extrêmes

Le **changement climatique** constitue sans nul doute un enjeu planétaire, ainsi qu'un défi majeur pour les scientifiques. D'un point de vue purement statistique, le changement climatique pose le problème de la stationnarité des séries pluviométriques, et de la validité des analyses hydrologiques basées sur les statistiques.

S'il est avéré que ce changement se manifeste par une élévation de la température moyenne (environ 0.6°C pour le 20^è siècle, et des prévisions entre 1.5 et 6°C d'ici 2100), l'impact de ce changement sur l'augmentation des pluies extrêmes reste difficile à caractériser. En effet, la maille des modèles atmosphériques utilisés pour les simulations est généralement très large (quelques mailles ou dizaines de mailles pour un pays comme la France), et dans ces conditions, on ne peut étudier que des événements extrêmes de grande extension spatiale, par exemple les cyclones tropicaux. Dans son rapport de 2001, le Groupement d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC, 2001) souligne que les autres phénomènes de portée plus limitée – tempêtes, orages – ne sont pas simulés par dans les modèles mondiaux. Le GIEC admet cependant que les pluies extrêmes devrait très probablement augmenter en magnitude, et ce dans toutes les zones climatiques.

Nous avons donc cherché, d'un point de vue statistique, à analyser la fréquence des fortes pluies dans le Languedoc-Roussillon (Neppel at al., accepté). Il apparaît que sur les 50 dernières années, il n'a pas été possible de détecter d'augmentation significative du nombre annuel d'événements dépassant localement différents seuils de pluie en 24h (200, 300, 400 mm). De plus, sur les 100 dernières années, de nombreuses sources (archives, marques de

crues) attestent directement de l'occurrence de crues de grande ampleur, et indirectement de précipitations intenses comparables à celles observées en 1999 et en 2002. D'un point de vue statistique, il ne semble donc pas possible de conclure à une augmentation du nombre d'événements intenses dans la région.

Ce résultat peut être comparé à ceux obtenus dans d'autres régions du monde : en Italie du Nord, l'analyse de 4 longues chroniques a montré une diminution du nombre d'événements pluvieux et une augmentation de leur intensité dans les dernières décades (Montanari, 1998; Brath et al., 2000); en Afrique de l'Ouest, la sécheresse amorcée à la fin des années 60 correspond à une diminution sensible du nombre d'événements annuels, sans que les intensités de ces événements ne changent significativement (Le Barbé et Lebel, 1997). On trouve également des études en Grande-Bretagne (Fowler et Kilsby, 2003), sur le continent asiatique (Manton et al., 2001) entre autres.

Dans l'ensemble, les évolutions sont relativement différentes d'une région à l'autre, mais doit-on les imputer réellement à une évolution du climat ? Les limites des approches statistiques sont nombreuses : mode d'échantillonnage, faiblesse des tests, manque de recul des données. Sans juger d'un éventuel impact sur les événements extrêmes, la conclusion pourrait être, ici, que l'instationnarité temporelle des séries pluviométriques reste de toute façon limitée au regard des diverses incertitudes mentionnées plus haut, et que ceci ne remet pas significativement en cause les principes d'inférence statistique sur lesquels s'appuient les estimations des pluies rares.

2.4 Sur l'abattement spatial

Plus que la pluie en un point donné, c'est la pluie sur une superficie donnée, celle d'un bassin, qui intéresse les hydrologues. D'un point de vue statistique, on s'attachera ainsi à déterminer les distributions des pluies moyennes sur cette superficie, et non en un point du bassin. La relation entre ces distributions est à la base du concept d'abattement spatial : le coefficient probabiliste d'abattement spatial traduit le rapport de la lame précipitée moyenne de période T à la lame précipitée ponctuelle de même période. Plusieurs méthodes de calcul peuvent être utilisées : estimation directe des rapports entre quantiles ponctuels et surfaciques à partir de données observées sur un réseau dense de pluviomètres (Roux, 1995, Asquith et Famiglietti, 2000) ou de mesures radar (Bacchi et Ranzi, 1996); utilisation d'une fonction de structure type variogramme (Rodriguez-Iturbe et Mejia, 1974, Lebel et Laborde, 1988; Sivapalan et Blöschl, 1998).

Le concept d'abattement spatial, bien que rustique et assez ancien, reste délicat à maîtriser pour des raisons liées à la relative rareté des données spatiales, ou à l'instationnarité spatiale des distributions statistiques ponctuelles ou encore à des structures spatiales variant selon la typologie des pluies. D'une façon générale, jusqu'à une date récente, les données spatiales n'étaient ni suffisamment denses, ni observées sur des durées suffisamment longues pour caractériser avec précision l'abattement spatial. Les données fournies par l'imagerie radar sont en train d'apporter l'information requise. Bien que le sujet ait été abondamment étudié (en Afrique de l'Ouest : Brunet-Moret, 1966 ; Vuillaume, 1974; D'Amato, 1998; en Amérique Latine : Dominguez et Jimenez, 1994; Catalini et al., 2001), la plupart des études gardent un caractère très ponctuel, et l'abattement spatial reste mal connu dans de nombreuses régions du monde.

C'était le cas notamment de la région Languedoc-Roussillon. Une étude récente, menée avec Luc Neppel et Jacques Lavabre (Neppel et al., 2003), compare ces différentes approches, et aboutit à une bonne cohérence des résultats sur 3 sous-régions de test,

présentant différents niveaux de relief : fort, moyen, modéré. L'instationnarité spatiale des distributions en un point est résolue de façon satisfaisante, et les résultats constituent un apport significatif à la connaissance régionale de l'abatement spatial. On notera que l'abatement spatial n'est pas très différent dans le L.R. et en région parisienne, jusqu'à un certain seuil de superficie. Au-delà de ce seuil, l'abatement est moins sévère en L.R, probablement à cause de la proximité immédiate de la Méditerranée et du caractère advectif qui conduit à des extensions spatiales exceptionnelles en LR (cf par exemple les épisodes méditerranéens de 1999 dans l'Aude, et de 2002 dans le Gard, qui ont été pris en compte dans cette étude). **L'une des conclusions de cette étude pourrait être que les coefficients d'abatement spatial, en tant que rapports de quantiles, sont relativement peu variables d'une région à l'autre, les différences apparentes étant plutôt liées à l'insuffisance des données ou à la nature de la méthodologie utilisée !** La poursuite de ce travail est envisagée, pour des pas de temps inférieurs à 24h, et pour d'autres sites méditerranéens.

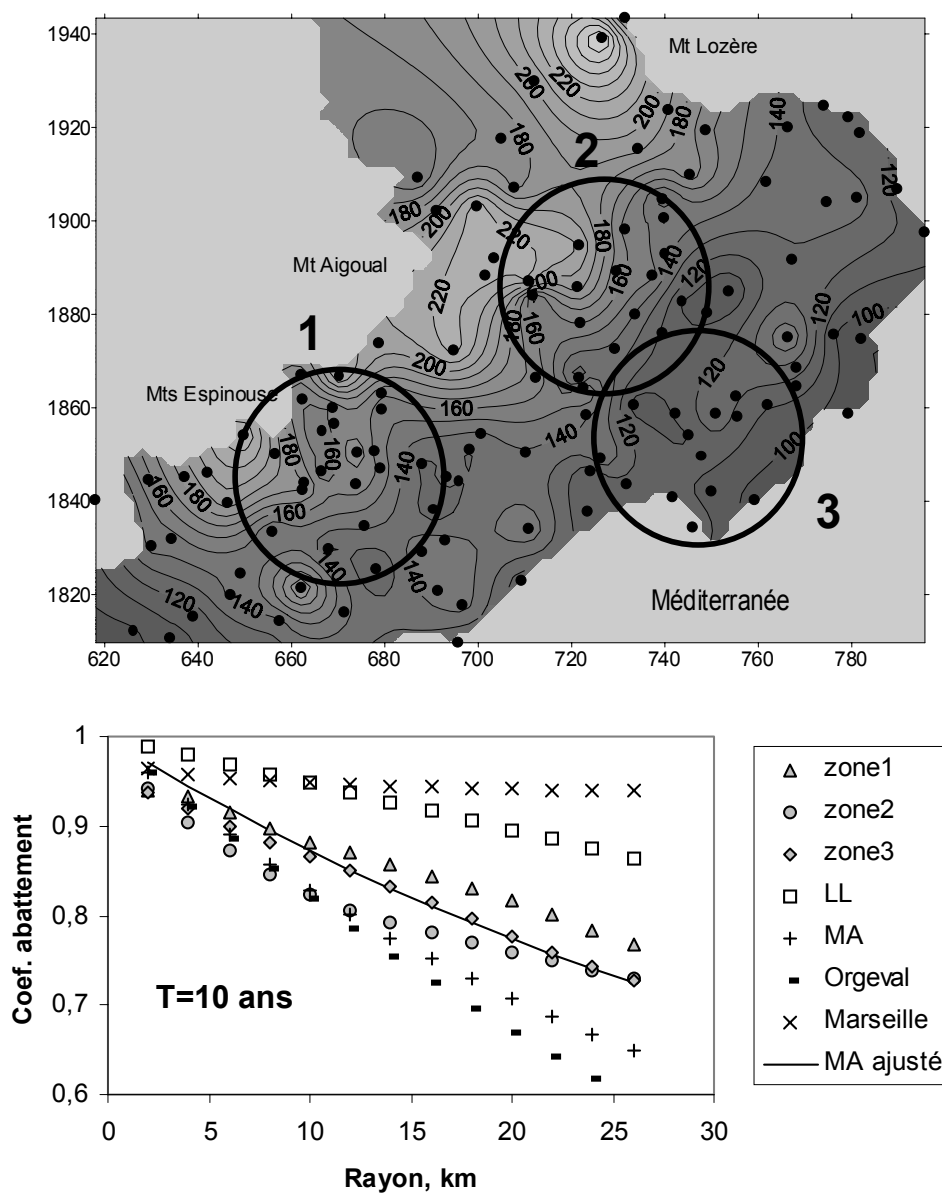


Figure 2.4 : Coefficients d'abatement 24h estimés sur les 3 zones de référence, et calculés par application de différentes formules (LL : Lebel Laborde (1988), MA : Ministère Agriculture (1980), Orgeval (CEMAGREF, 1984), Marseille (Gaume et al., 2000)).

2.5 Sensibilité des modèles distribués pluie-débit à la représentation spatiale de la pluie

Le concept d'abattement spatial permet de construire une pluie de projet de bassin, homothétique d'une pluie de projet ponctuelle. Ce faisant, on considère que la pluie de projet de bassin est uniforme dans l'espace, ce qui pose la question de savoir **quelle est la perte de rendement d'un modèle pluie-débit spatialisé en négligeant l'organisation spatiale de la pluie sur le bassin**, c'est à dire selon l'entrée pluviométrique : lame d'eau moyenne sur le bassin, ou champ de pluie ? Obled et al. (1994) ont appliqué TOPMODEL sur le bassin du Real Collobrier (71 km²) situé dans le sud de la France, et ont montré que les crues simulées par le modèle n'étaient pas très sensibles au mode de représentation des entrées pluviométriques; les différences de débit de pointe sont de l'ordre de 10%.

Les études sur le sujet sont cependant restées rares, et les conclusions précédentes peuvent dépendre du contexte climatique, de la taille du bassin et des processus hydrologiques. C'est pourquoi une étude similaire a été réalisée sur le site de Mexico, en partenariat avec l'Institut d'Ingénierie de la UNAM (Arnaud et al., 2002). Trois modèles de production ont été appliqués : 1) coefficient de ruissellement constant, 2) infiltration constante, 3) Horton. Chacun de ces modèles a été couplé au même modèle de transfert, de type translation-stockage, réalisant une transformation linéaire de la pluie nette. Ces modèles ont été appliqués sur des bassins fictifs, dont les superficies varient de 3 à 250 km². Les entrées pluviométriques correspondent à 11 ans d'observations sur environ 50 postes pluviographiques situés dans la région de Mexico.

Selon le type d'entrée pluviométrique, les quantiles de volumes et débits de pointe de crue calculés diffèrent de 10 à plus de 80 % selon le type de modèle choisi, la période de retour de l'événement, la superficie du bassin. Pour des périodes de retour supérieures à 2 ans, les écarts sur les débits sont relativement réduits (10 à 30%) et la lame moyenne reste un outil acceptable pour calculer les crues extrêmes, quel que soit le modèle utilisé.

Les bassins ayant été supposés homogènes en terme de conditions de production et de transfert, les écarts calculés doivent être considérés comme des limites inférieures, et pourraient être largement majorés pour des bassins hétérogènes. Pour des périodes de retour faibles (inférieures à 2 ans), les différences sont plus importantes (de 30 à plus de 80%), et font apparaître que le calage d'un modèle pluie-débit sur une gamme d'épisodes de fréquence courante induit un biais important sur les valeurs des paramètres, si l'on utilise la lame moyenne en entrée du modèle.

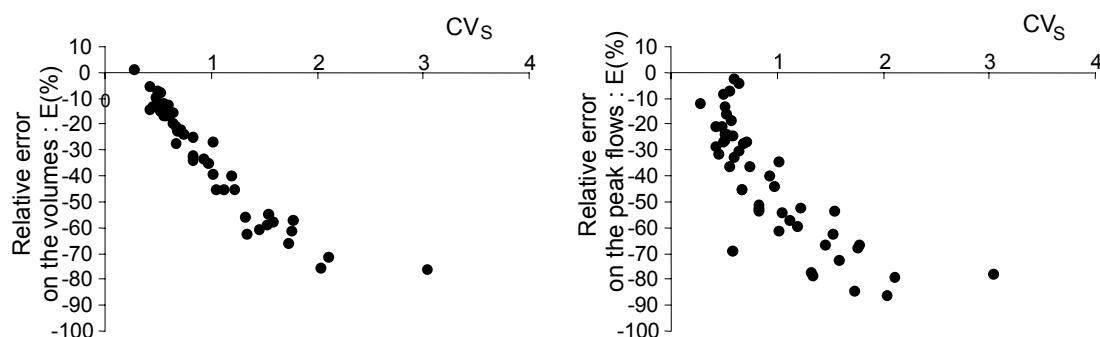


Figure 2.5 : Erreurs relatives sur les volumes ruisselés et les débits de pointe de crue selon l'utilisation d'une pluie moyenne ou du champ des pluies observées, par application du modèle Mercedes à un bassin de 1530 km².

2.6 Générateurs stochastiques de champs de pluie

On voit donc que le concept d'abatement spatial, qui conduit à une pluie uniforme sur le bassin, peut générer une perte d'information non négligeable dans certaines conditions, et il peut être intéressant, voire indispensable, de reconstituer une information pluviométrique réellement spatialisée. Ce qui peut être fait à travers les **générateurs stochastiques de champs pluvieux**, qui ont fait l'objet de nombreux développements ces 20 dernières années. Plusieurs types de générateurs ont ainsi été conçus : i) modèles basés sur la fonction de covariance : décomposition LU de la matrice de corrélation en matrices triangulaires (Alabert, 1987) ; procédure itérative basée sur l'utilisation de probabilités conditionnelles (Bellin and Rubin, 1996), méthode des bandes tournantes (Mantoglou and Wilson, 1982; Mellor, 1996; Guillot, 1999), ii) modèles basés sur la combinaison de cellules pluvieuses, qui décrivent la dynamique spatio-temporelle de ces cellules et les processus de groupement de ces cellules; les modèles les plus complets ont été proposés par Waymire et al. (1984), Rodriguez-Iturbe et Eagleson (1987). Ces modèles sont plus proches du phénomène, mais leur inconvénient majeur est de comporter un nombre élevé de paramètres, dont l'estimation est généralement très délicate. Ce qui a motivé quelques modèles simplifiés (Smith et Karr, 1985; Willems, 2001).

Le générateur que nous avons développé est basé sur l'analyse de la fonction de covariance (type 1), et s'appuie sur sa décomposition en vecteurs propres (Bouvier et al., 2003), étudiée initialement par Braud et Obled (1991), Braud et al. (1993). Ce choix procure un double avantage : un modèle faiblement paramétré d'une part, une plus grande simplicité de calcul par rapport à d'autres techniques d'analyse de la fonction de covariance – probabilités conditionnelles, méthode des bandes tournantes . Ce générateur a été testé pour simuler des champs de pluie journaliers dans la région de Mexico, dont la caractéristique est de présenter une forte intermittence spatiale. Une difficulté majeure apparaît de ce fait, comme pour tous les modèles basés sur la covariance, par l'occurrence de valeurs nulles : prendre en compte ces valeurs nulles affecte le calcul des coefficients de corrélation; ne pas prendre en compte ces valeurs nulles représente une perte d'information préjudiciable; les deux cas limitent les possibilités d'inférence statistique ultérieures, en introduisant un biais soit dans la fonction de covariance simulée, soit dans les distributions de pluie ponctuelles, selon que l'on conserve les valeurs nulles ou non. Ceci est d'ailleurs vrai pour tous les générateurs basés sur la fonction de covariance (Guillot et Lebel, 1999). Ici, cette difficulté a été contournée à l'aide d'une procédure itérative de recalage de la fonction de covariance calculée par le modèle. Le calage du modèle requiert la connaissance de la distribution des pluies journalières en un point (ou en plusieurs points si cette distribution n'est pas stationnaire) et d'un corrélogramme. La première peut être estimée à partir d'une série longue durée, souvent disponible; le second à partir d'un volume limité d'images radar. Les performances et la paramétrisation simplifiée du modèle autorise son application opérationnelle pour la génération de champs de pluies à des pas de temps supérieurs ou égaux à 24 h.

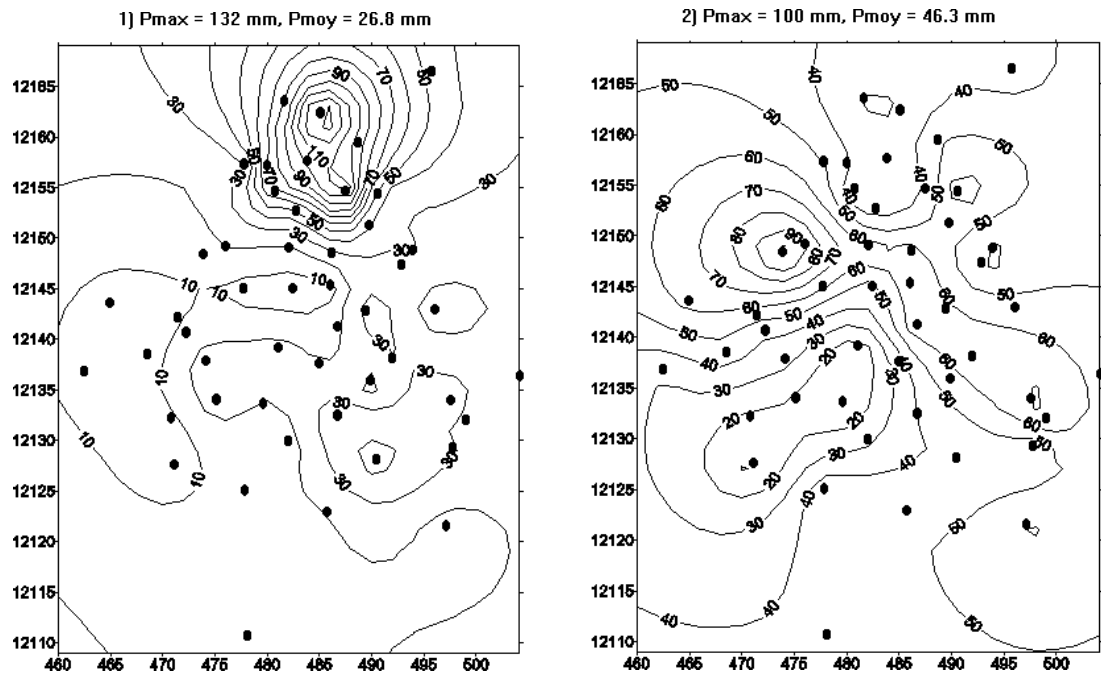


Figure 2.6 : Deux exemples de champs de pluie générés. Le premier présente la plus forte pluie en un point donné, la seconde la plus forte pluie moyenne sur la zone de référence.

Conclusions et perspectives sur l'estimation des pluies extrêmes

Les travaux réalisés dans cette partie apportent des solutions ou des connaissances originales relatives à plusieurs problèmes liés à la détermination des extrêmes pluviométriques, notamment :

- comment déterminer les périodes de retour des événements rares ?
- comment tenir compte efficacement du relief pour interpoler dans l'espace les distributions des pluies estimées en un point ?
- comment passer d'un quantile de pluie ponctuel à un quantile surfacique ?
- quelle est la perte de rendement d'un modèle spatialisé pluie-débit à ne pas prendre en compte l'organisation spatiale de la pluie ?
- comment générer une chronique de champs pluvieux satisfaisant à des conditions imposées sur les distributions ponctuelles et sur les corrélations spatiales? Comment créer une information pluviométrique spatialisée à partir de ces conditions ?

Nos travaux contribuent ainsi à déterminer plus précisément les distributions temporelles et spatiales des pluies, à obtenir des estimations "consolidées" des pluies de fréquence rare, en un point ou sur une surface donnée, à construire des chroniques de champs de pluie destinés à des modèles pluie-débit spatialisés. Ces résultats obtenus sur nos principaux terrains d'étude (Mexico, Quito, Tahiti, Languedoc-Roussillon) sont a priori susceptibles d'être généralisés à toute autre région tropicale ou méditerranéenne.

En ce qui concerne le passage du **ponctuel au spatial**, les performances des générateurs de champs pluvieux basés sur une fonction de covariance spatiale apparaissent d'ores et déjà intéressantes au niveau journalier, même si certains problèmes liés à l'intermittence spatiale de la pluie demeurent. Ces générateurs permettent néanmoins, à l'aide de peu de données, de simuler des chroniques de champs journaliers dans une région quelconque, à une résolution spatiale quelconque, et de fournir les entrées pluviométriques à la modélisation pluie-débit sur des bassins de grandes superficies (quelques milliers de km² et plus). En tant que tels, ils apportent des réponses satisfaisantes pour la gestion de la ressource en eau et l'estimation des aléas extrêmes, incluant l'impact de changements climatiques ou de l'évolution du bassin. A l'avenir, nous chercherons à valider ces générateurs sur des terrains où l'on dispose de longues séries spatio-temporelles (ex : Languedoc-Roussillon).

Ceci étant, les performances de ces générateurs restent encore limitées pour plusieurs raisons :

- une connaissance encore imprécise des distributions des pluies, et notamment de la chute de ces distributions : exponentielle ou hyper-exponentielle. Seules les approches régionales consistant à regrouper les données locales peuvent apporter cette connaissance, et alimenter les générateurs stochastiques, et non l'inverse. Un générateur (ne) reproduit (que) les distributions observées, et en particulier les incertitudes associées à ces distributions observées. Contrairement à des approches régionales qui enrichissent l'information par la prise en compte d'un plus grand nombre d'événements observés, un générateur n'enrichit l'information que par un plus grand nombre d'événements simulés.
- une faible prise en compte de la typologie des pluies, et des liaisons conditionnelles induites par cette typologie : les pluies frontales sont moins intenses, plus étendues et de

durées plus longues que les pluies convectives. Elles ont également des effets fort différents sur l'aléa hydrologique. Or, jusqu'à présent, les corrélations spatiales figurant dans le générateur sont des estimations moyennes, sans prise en compte d'une éventuelle typologie des épisodes pluvieux, et de ses conséquences en termes d'extension spatiale. Les récents événements exceptionnels survenus dans le LR en 1999 (Aude) et 2002 (Gard) sont caractérisés non seulement par des cumuls exceptionnels, mais aussi par des extensions spatiales exceptionnelles. Les corrélations doivent donc être étudiées plus finement, à l'échelle événementielle, en s'efforçant de distinguer des classes de comportement et de les relier à une typologie;

- les résultats obtenus correspondent pour l'essentiel à des pas de temps journaliers, pour des raisons liées non seulement à la relative rareté des données pluviographiques, mais aussi à des problèmes méthodologiques (par exemple l'intermittence spatiale des pluies à des pas de temps < 24h). Il apparaît nécessaire de généraliser ces résultats à des pas de temps de durée inférieure, pour des applications à l'échelle des petits bassins. Le développement de générateurs stochastiques à des pas de temps horaires ne semble pas possible avec des modèles géostatistiques. Les modèles à cellules, apparus dans les années 80, traitent bien la discontinuité du phénomène pluvieux, mais ils comportent un nombre élevé de paramètres. Ce qui a longtemps été un problème rédhibitoire peut maintenant être résolu grâce à l'apport de l'imagerie radar. On dispose en effet maintenant de plusieurs années d'observations, une dizaine dans les meilleurs cas, qui doivent permettre d'estimer convenablement les principaux paramètres de ces modèles : localisation, extension, déplacement, durée de vie des cellules. Les modèles fractals ou multi-fractals pourront également être étudiés.

Chapitre 3

Les crues de la normale à l'extrême

Résumé :

Ce chapitre décrit les travaux réalisés et les résultats obtenus dans différents milieux géographiques : bassins urbains d'Afrique de l'Ouest et petits bassins tropicaux volcaniques.

La spécificité hydrologique des bassins urbains africains tient à la forte contribution au ruissellement des surfaces non revêtues. Cette contribution a donc fait l'objet d'une analyse approfondie, basée sur des expériences de simulation de pluie réalisées dans 4 grandes villes africaines. La synthèse des mesures pluie-débit réalisées sur une douzaine de bassins expérimentaux a abouti à une modélisation du ruissellement urbain, basée sur une classification en 3 types d'occupation des sols, bâti, sols nus non revêtus et sols végétalisés. Malgré des densités d'urbanisation relativement faibles, les coefficients de ruissellement sont susceptibles d'atteindre des valeurs 0.8-0.9 à partir de périodes de retour décennales.

En milieu tropical volcanique, les paysages et les caractéristiques hydro-climatiques correspondantes sont très marqués par le relief, et étroitement associés aux altitudes. Sur l'ensemble des terrains étudiés – Mexique, Quito, Tahiti – et bien que ceux-ci aient été parfois divers d'un point de vue climatique et géologique, il a été possible de dégager un schéma cohérent de formation des crues : malgré des sols généralement très filtrants, un bassin volcanique tropical est susceptible de produire des crues rapides, d'origine superficielle ; l'hypothèse retenue est que le ruissellement ne survient que sur des zones préalablement saturées en eau; le développement de ces zones dépend principalement de la géomorphologie et de l'ancienneté des dépôts volcaniques. En situation extrême, une composante hortonienne peut également apparaître, comme le montre les expériences de ruissellement à la parcelle, réalisées sous pluies simulées. Dans l'ensemble cependant, les coefficients de ruissellement de ces bassins restent largement inférieurs à 1 en situation extrême.

Les conclusions de ce chapitre soulignent la diversité des processus générateurs de crues, ainsi que l'évolution des processus dominants lors du passage de la normale à l'extrême. Les perspectives mettent en avant la nécessité de mieux identifier les chemins de l'eau à l'échelle de la parcelle et à l'échelle du versant, de mieux caractériser les conditions d'humidité des sols, et de préciser le lien entre géomorphologie et transfert. Ces recherches sont actuellement menées sur les bassins cévenols méditerranéens.

Introduction

Les recherches que nous avons menées dans ce domaine ont été essentiellement tournées vers la mise au point de modèles déterministes pluie-débit, globaux dans un premier temps, puis spatialisés. Ces travaux sont présentés dans ce qui suit, en distinguant les objets géographiques étudiés : bassins urbains d'Afrique de l'Ouest, puis petits bassins tropicaux volcaniques, enfin bassins cévenols et méditerranéens. Cette distinction correspond également à l'évolution naturelle de la modélisation globale vers une modélisation spatialisée, pour prendre en compte la complexité croissante des milieux, due notamment au rôle du relief.

De ce qui a été dit dans le chapitre 1 sur les modèles pluie-débit, il résulte que la principale difficulté de la modélisation hydrologique est liée à l'hétérogénéité des milieux étudiés, davantage qu'à la physique des processus, même si à notre sens, celle-ci doit rester présente dans les modèles. Si l'hydrologie doit exister en tant que discipline, c'est à la recherche de lois simples décrivant le fonctionnement de milieux complexes qu'elle doit tendre. Ces lois simples, si elles existent, ne peuvent être mises en évidence qu'à une certaine échelle spatiale, et c'est pourquoi les modèles que nous avons privilégiés sont principalement de type "conceptuel".

Les recherches que nous avons menées dans ce cadre ont cherché à répondre aux questions suivantes :

→ Quels sont les modèles qui décrivent le fonctionnement d'un bassin ? Ces modèles sont-ils les mêmes pour les crues courantes et pour les crues extrêmes (extrapolation vers les extrêmes) ?

→ Ces modèles sont-ils indicatifs des processus physiques de la genèse des crues ?

--> Les coefficients de ruissellement tendent-ils vers 1 en situation extrême ? Si oui, quelle est la rapidité de cette convergence ?

→ Comment relier les paramètres des modèles à des indicateurs climatiques ou géographiques accessibles, pour la transposition des modèles à des bassins non jaugés ?

3.1 Bassins urbains d'Afrique de l'Ouest

En Afrique, une urbanisation encore modérée, évoluant très rapidement

Le drainage des eaux pluviales est une préoccupation relativement récente dans la plupart des villes africaines. Le continent africain est le continent le moins urbanisé, et ce n'est qu'à la fin des années 90 que la population urbaine a dépassé la population rurale (en France, dans les années 50). La problématique urbaine a donc longtemps été reléguée au second plan.

Ce n'est plus le cas actuellement, car si les villes africaines font encore modeste figure comparées à celles d'Asie et d'Amérique du Sud, les taux de croissance urbaine les plus

élevés sont actuellement observés en Afrique. Des villes comme Lagos, qui comptent déjà plus de 5 millions d'habitants, dépasseront les 10 millions d'habitants en 2010.

L'économie des villes africaines, à l'image des économies nationales, est une économie fragile. Les ressources sont limitées, et les priorités d'équipements nombreuses. Le drainage des eaux pluviales ne compte pas forcément parmi celles-ci, même s'il s'agit là d'un facteur essentiel du développement économique local. Plus qu'ailleurs, tout aménagement doit donc être réalisé soigneusement. Ce n'est pas toujours le cas, pour de multiples raisons, et l'absence de normes techniques en général (calcul, aménagement) constitue l'une de ces raisons.

En Afrique Sahélienne par exemple, il n'existait à la fin des années 80 que très peu d'études synthétiques sur le dimensionnement des ouvrages de drainage. Les premières estimations de débits urbains datent des années 60 (Herbaud, 1966), suivies par différents essais d'adaptation de la formule rationnelle et de la formule de Caquot (Lemoine et Michel, 1972), ou de modèles pluie-débit plus complets (Le Barbé, 1982; Sighomnou, 1986).

Dans les années 70-80, l'ORSTOM a puissamment contribué à la mise en place de petits bassins expérimentaux dans les grandes villes d'Afrique de l'Ouest : Niamey (Niger), Ouagadougou (Burkina-Faso), Lomé (Togo), Cotonou (Bénin), Abidjan (Côte d'Ivoire), Bamako (Mali), Dakar (Sénégal). Plus récemment, au cours des années 90, de nouveaux bassins expérimentaux ont été installés, notamment à Ouagadougou (Lamachère, 1993; Hingray, 1996), à Dakar (Bassel, 1996).

L'hydrologie urbaine : des hypothèses simplificatrices

Dans les pays industrialisés, l'hydrologie urbaine apparaît vers le milieu du 19^e siècle, puis connaît plusieurs périodes d'essor, conditionnées par différentes phases de développement urbain (Desbordes, 1987). Les processus générateurs de crues sont caractérisés par certaines simplifications en milieu urbain : l'imperméabilisation des sols diminue l'infiltration et réduit la mémoire des bassins aux pluies antérieures, le drainage artificiel homogénéise la géométrie des drains. Ces simplifications favorisent l'application de modèles physiques, dont les paramètres sont relativement accessibles, et surtout, dont l'extrapolation vers les événements extrêmes est relativement fiable. Plus qu'un problème de modélisation pluie-débit, estimer des débits extrêmes en milieu urbain peut donc être davantage un problème d'estimation des pluies extrêmes ou un problème de modélisation des débordements, lors d'inondations pluviales (Paquier et al., 2003) ou fluviales (Kinoshita et al., 1994).

... et des spécificités "africaines" : le rôle des surfaces non revêtues

Les problèmes de modélisation pluie-débit se posent cependant lorsque les surfaces revêtues sont susceptibles de contribuer au ruissellement. En Afrique, les modes d'urbanisation sont relativement peu denses, les villes s'étendent horizontalement. Compte tenu des intensités élevées des pluies tropicales, les surfaces naturelles produisent rapidement du ruissellement. Lorsque leur proportion est importante, ce qui est généralement le cas, ce sont elles qui sont déterminantes dans la genèse des crues urbaines. Le rôle des surfaces naturelles peut également dépendre de leur position par rapport aux surfaces revêtues. En Afrique, une bonne partie de ces surfaces non revêtues sont constituées de cours et de jardins à l'intérieur des concessions d'habitation. Les surfaces revêtues, les toits notamment, ne sont pas reliés directement au réseau de drainage. Dans ces conditions, les surfaces non revêtues sont susceptibles d'intercepter une partie des écoulements en provenance des surfaces revêtues.



Photo 1 : Collecteur à ciel ouvert dans un quartier de Lomé (Togo).

Photo 2 : Simulation de pluie dans une cour de concession à Ouagadougou (Burkina-Faso).



Photo 3 : Vue du plateau de Lomé (Togo)

Le caractère simplificateur du milieu urbain tend donc à disparaître, et la complexité des processus hydrologiques est a priori liée à la proportion et à la position des surfaces non revêtues.

L'apport de la simulation de pluie

L'aptitude au ruissellement des sols non revêtus a été étudiée à l'aide du mini-simulateur de pluie développé par l'Orstom (Asseline et Valentin, 1978), et a fait l'objet de campagnes de mesures réalisées à Niamey, Ouagadougou, Lomé et Abidjan (Bouvier, 1988; Bouvier et Janeau, 1988). Au total, une trentaine de parcelles de 1 m² ont été étudiées. Dans la plupart des cas, le protocole a consisté à simuler sur chaque parcelle plusieurs averses espacées de quelques heures, chaque averse durant environ 1 heure avec une intensité de pluie d'abord constante, puis variant après qu'un régime permanent ait été atteint.

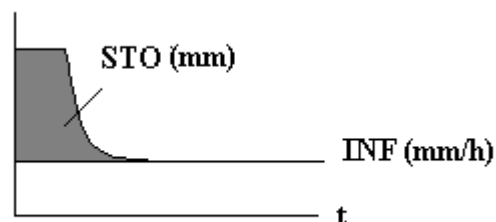
Dans ces régions, les sols sont constitués de dépôts latéritiques, avec une teneur en sables plus ou moins importante. La végétation est très peu représentée en zone sahéenne, à Niamey et à Ouagadougou, à l'exception des zones résidentielles qui comportent de nombreuses aires de pelouses. En zone plus humide, à Lomé et à Abidjan, la végétation est naturellement plus présente, mais relativement limitée à la surface des bassins étudiés.

En règle générale, les sols non végétalisés se sont avérés peu filtrants, voire très peu filtrants. Les intensités de ruissellement se stabilisent très rapidement (15 à 30 mn après le début de la pluie), d'autant plus rapidement que les conditions initiales d'humidité des sols sont élevées. Les pertes au ruissellement ont été caractérisées à l'aide de 2 indicateurs synthétiques (Fig.3.1) :

- INF, l'intensité limite des pertes au ruissellement, obtenue après établissement d'un régime permanent sous une intensité de pluie constante. Cette intensité est de l'ordre de 4-7 mm/h, et dépend peu de l'intensité de la pluie ou des conditions de pluies antérieures;
- STO, le volume infiltré correspondant au dépassement de la capacité limite d'infiltration, qui peut être considérée comme la quantité de pluie nécessaire à l'établissement d'un régime d'infiltration permanent. Ce volume est de l'ordre de 5 à 8 mm.

Figure 3.1 INF et STO

Les coefficients de ruissellement sont de l'ordre de 70-80% sur le total de la pluie, et tendent vers 90% en valeur instantanée. Ces résultats sont très homogènes sur les différents sites étudiés, avec cependant un ruissellement légèrement moins important sur le site de Lomé.



La végétation, peu présente sur ces bassins, a donc été moins étudiée. Quelques parcelles ont cependant été installées, dans les villes au climat plus humide, notamment à Abidjan. Sur couvert herbacé, les pertes mesurées sont bien sûr nettement plus importantes, avec des valeurs de INF de l'ordre de 50 mm/h et STO de l'ordre de 50 mm. Ces valeurs ne sont données ici qu'à titre indicatif, mais montrent cependant que les sols végétalisés sont susceptibles de ruisseler lors d'événements exceptionnels (les intensités décennales en 5 et en 15 mn sont par exemple 240 et 150 mm/h à Ouagadougou).

La modélisation du ruissellement des bassins

La synthèse réalisée sur 11 bassins expérimentaux a permis de dégager les grandes lignes du fonctionnement de ces bassins (Bouvier et Desbordes, 1990) :

la production est bien déterminée par les différents types d'occupation des sols, auxquels on associe les règles suivantes : i) les surfaces revêtues contribuent intégralement au ruissellement, ii) les pertes sur les surfaces non revêtues sont déterminées par une combinaison de pertes initiales (STO) et de pertes continues (INF), les valeurs de STO et INF pouvant être reliées à celles mesurées sous simulation de pluie. On peut distinguer bien sûr différents types de sols, mais dans la pratique, cette diversité se réduit à une dualité sols nus/ sols végétalisés;

- le transfert est assuré par un modèle de type réservoir linéaire, dont le paramètre peut être relié à la superficie du bassin, la pente du bassin et la densité d'urbanisation du bassin

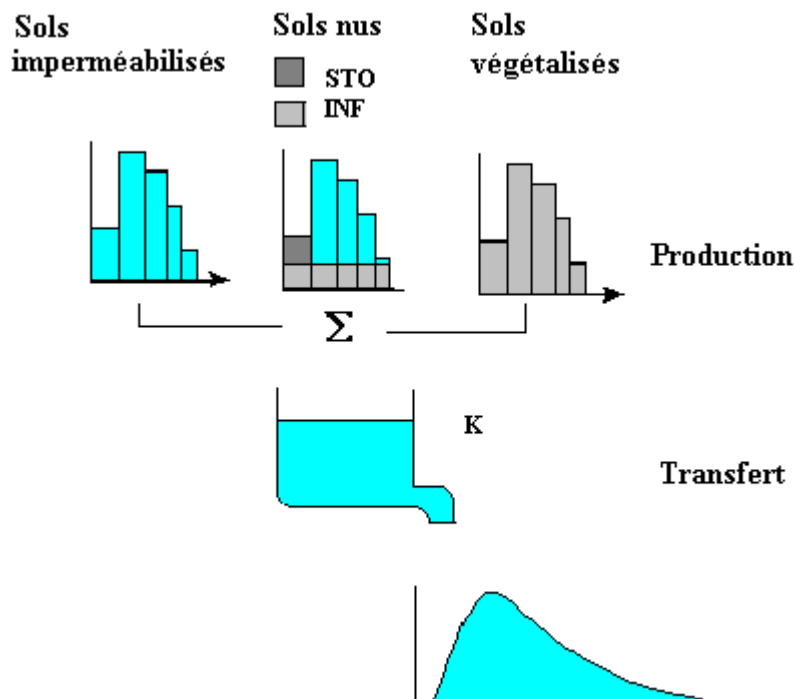


Figure 3.2 : Modèle semi-global pour le ruissellement urbain en Afrique de l'Ouest

Les performances du modèle sont améliorées si l'on augmente les valeurs expérimentales de STO et INF, dans un rapport 1,7. Cet écart avec les valeurs mesurées expérimentalement peut trouver des origines diverses, en particulier le fait d'avoir négligé toute perte sur les surfaces revêtues, et aussi le fait que les surfaces revêtues ne sont que très rarement reliées directement aux collecteurs. Par conséquent, l'hypothèse d'une contribution intégrale des surfaces revêtues est très probablement exagérée (pour des crues de fréquence courante), et compensée dans le modèle par une augmentation artificielle des pertes sur les surfaces non revêtues.

Nous avons ainsi défini un modèle basé sur une partition plus fine du bassin :

- IMP1, surfaces revêtues directement reliées au réseau
- IMP2, surfaces revêtues non reliées au réseau
- PER1, surfaces non revêtues recevant du ruissellement en provenance de IMP2
- PER2, surfaces non revêtues ne recevant pas de ruissellement en provenance de IMP2

Les performances de ce modèle ne sont pas meilleures (au sens de critères numériques basés sur des fonctions d'écart), mais les valeurs calées pour STO et INF sont beaucoup plus proches des valeurs expérimentales (dans un rapport 1.2). Ce qui tend à montrer, en plus du rôle de la position des surfaces non revêtues par rapport à celle des surfaces revêtues, l'intérêt de la spatialisation, et la pertinence de la simulation de pluie comme indicateur du ruissellement des surfaces non revêtues.

En ce qui concerne le paramètre de transfert K, les facteurs explicatifs retenus sont la superficie, la pente et le coefficient de bâti du bassin, mais le coefficient de détermination calculé pour les 11 bassins étudiés reste faible. Le problème vient de ce que dans les conditions d'urbanisation africaines, le coefficient d'imperméabilité IMP est un indicateur médiocre de la densité de drainage, le développement du bâti ne s'accompagnant pas nécessairement de celui des infrastructures de drainage (développement peu structuré, faibles ressources municipales...). Ainsi, la valeur de K diminue-t-elle de plus du tiers sur l'un des bassins de Niamey, suivi en 1980, puis en 1987 après que d'importants travaux de développement du réseau de drainage aient été réalisés.

Conclusions :

Le ruissellement sur les bassins africains apparaît être non seulement lié à la proportion du bâti, mais aussi à celle des surfaces non revêtues, susceptibles de produire un ruissellement important. Les propriétés hydrodynamiques des sols urbains ont été caractérisées à l'aide du simulateur de pluie. Les indicateurs retenus, pertes initiales et capacité limite d'infiltration se sont avérés pertinents pour décrire une large gamme de crues observées sur ces bassins. La spatialisation consistant à prendre en compte les positions respectives des surfaces bâties et non revêtues conduit à une meilleure adéquation entre les valeurs expérimentales de ruissellement et les valeurs calées dans le modèle. En extrapolation vers les fréquences rares, les coefficients de ruissellement instantanés tendent rapidement vers 0.8-0.9 pour les sols non végétalisés; les processus sont supposés être hortonien sur ces sols peu filtrants et peu pentus. La linéarité de la fonction de transfert apparaît rapidement. Les incertitudes en extrapolation sont donc relativement limitées.

De nouveaux bassins instrumentés à Ouagadougou en 1992 et 1993 et en 1996, couvrant respectivement plus de 300 et plus de 800 ha, ont confirmé les résultats obtenus précédemment, et étendu leur domaine de validité à des superficies de plusieurs kilomètres carrés. Les perspectives de recherche concernent :

- l'hydrodynamique des sols urbains : on cherchera à obtenir une grille de lecture plus directe de l'aptitude au ruissellement des sols urbains, basée sur leurs caractéristiques texturales et structurales; la classification selon les états de surface, proposée par Casenave et Valentin, n'est vérifiée que dans 50 % des cas, et ne permet pas de différencier les sols de Niamey ou de Lomé, par exemple; on étudiera le lien entre ces caractéristiques, l'hydrodynamique de ces sols, et le ruissellement mesuré à la parcelle ;
- la recherche d'un indicateur de transfert : on établira plus directement les caractéristiques du transfert d'après la distribution des temps de parcours à l'exutoire, que l'on calculera par exemple à partir des distances à l'exutoire, des pentes et de coefficients de rugosité que l'on déterminera en fonction de la nature et de la localisation des collecteurs. Comme pour le bassin El Batan à Quito (cf §), on pourra calculer un hydrogramme unitaire à partir de ces caractéristiques;

- l'adaptation de formules opérationnelles : dans un souci de simplification et de standardisation, on cherchera à adapter diverses formules synthétiques à partir de ces travaux, en prenant comme référence les débits extrapolés par le modèle pour différentes périodes de retour. En première approximation, on ajustera des formules de type $Q_{max}(T) = \alpha(T) A^{\beta(T)}$ pour différentes villes ou types de sols; on étudiera également la validité de la formule rationnelle et des formules dérivées, très répandues mais souvent mal utilisées ou mal adaptées.

3.2 Bassins tropicaux volcaniques

A partir de 1990, mes activités de recherche se sont tournées vers les petits bassins montagneux situés en périphérie urbaine, dans une optique de compréhension et de modélisation des processus générateurs de crue, pour la détermination des extrêmes. Contrairement à ce qui précède, les bassins étudiés ont été essentiellement naturels, le caractère urbain restant relativement marginal. Plusieurs terrains ont été étudiés :

- les bassins de Chalco, situés à la périphérie de Mexico, suivis de 1992 à 1993 dans le cadre d'un partenariat avec l'Institut d'Ingénierie de la Universidad Nacional Autonoma de Mexico. Trois bassins ont été instrumentés et analysés par le biais de modèles spatialisés. Le bassin le plus intéressant, Santo Domingo était équipé de 5 pluviographes et d'une station de mesure de débits contrôlant une superficie de 30 km². *Affectation à Mexico de 1990 à 1994.*
- les Laderas du volcan Pichincha, en amont immédiat de la ville de Quito (Equateur), instrumentés de 1995 à 1997, dans le cadre d'un partenariat avec l'Empresa Municipal de Alcantarrillada y Agua Potable de Quito (EMAAP-Q) et avec l'Instituto Nacional de Meteorologia y Hidrologia (INAMHI). L'équipement du bassin de la Rumihurcu (10 km²) comportait 8 pluviographes et 2 stations hydrométriques, définissant deux sous-bassins emboîtés. *Missions d'appui à l'équipe IRD en place à Quito.*
- les bassins de Tahiti : Matatia (8.6 km²), Vaiami (2.6 km²), Atiue (0.85 km²), Titaaviri (13.6 km²), suivis de 1996 à 1998 dans le cadre d'une convention avec le GEGDP de la Direction Départementale de Polynésie Française. Ces bassins sont relativement moins instrumentés que les précédents, mais intéressants pour la diversité des modes d'occupation des sols (urbain, naturel, en cours d'urbanisation) d'une part, et pour l'occurrence d'un événement exceptionnel en 1998, permettant de contrôler la stabilité des modèles lors du passage de la normale à l'extrême d'autre part. *Ces bassins ont été suivis par Geoffroy Wotling, qui a ensuite soutenu sa thèse en 2000, co-dirigée par Michel Desbordes et moi-même.*

Les bassins dont il sera ici question sont pratiquement tous caractérisés par des superficies modestes (<10 km²), des fortes pentes (de l'ordre de 5 à 20%, voire plus), des formes très allongées (avec typiquement un rapport longueur/largeur de l'ordre de 10). Malgré des sols de capacité d'infiltration élevée, ces bassins sont sujets à des crues rapides dont nous avons cherché à comprendre l'origine. Ces bassins débouchent généralement sur les zones urbanisées situées en aval dans des sites moins pentus (frange littorale à Tahiti, gradin tectonique à Quito, ancienne cuvette lacustre à Mexico), et malgré leur taille modeste, sont susceptibles de générer des crues dévastatrices, du fait des fortes vitesses. Les conditions pluviométriques sont très différentes, avec des cumuls et des intensités de pluie modérés en climat tropical de montagne (Mexico) ou équatorial de montagne (Quito), beaucoup plus importants en milieu tropical volcanique insulaire.

3.2.1 Un milieu peu exploré à l'échelle événementielle

Au début des années 90, les milieux volcaniques avaient été très peu explorés à l'échelle événementielle, en ce qui concerne les petits bassins. Les connaissances acquises correspondaient davantage à des bilans annuels ou à des évolutions de nappe, de moindre

intérêt pour des objectifs d'estimation de crues extrêmes. Les références relatives aux crues se limitaient souvent à des guides techniques plus ou moins adaptés au contexte local, parfois des synthèses basées sur des instrumentations locales (Instituto de Ingenieria, 1982), ou certaines monographies de l'ORSTOM (Guiscaffre et al., 1975) .

La rareté des connaissances, à cette échelle, pouvait s'expliquer de façon très générale, par un relatif désintérêt du petit bassin versant, et plus spécifiquement, par la complexité du milieu, la forte variabilité spatiale que le relief induit sur les facteurs générateurs de crue (précipitations, sols, état de surface) et l'effort métrologique requis pour appréhender convenablement cette variabilité. La croissance urbaine, le questionnement sur les processus de transformation pluie-débit, l'émergence des modèles spatialisés sont pourtant autant de facteurs qui justifient l'intérêt accordé à ces bassins. Au cours de la décennie 90, nos travaux auront contribué à l'identification et à la compréhension des processus de formation des crues sur petits bassins montagneux, au Mexique (Bouvier et al., 1994), en Equateur (Perrin et al., 2001), à Tahiti (Wotling, 2000). Dans le même temps, d'autres chercheurs ont également produit des connaissances sur le sujet, en Argentine (Braud et al., 1994), à la Réunion (Barcelo, 1996), en Bolivie (Bourges et al., 1995), au Mexique (Descroix et al., 2002). Il peut être intéressant de comparer ces études à celles réalisées en France pour des petits bassins montagneux au Mont-Lozère (Cosandey, 1999), au Real Collobrier (Grésillon et al., 1994), à Draix (Mathys et al., 2003).

3.2.2 Les bassins mexicains : une initiation à l'hydrologie des bassins volcaniques

a) Hydrologie du bassin du Santo Domingo

Le bassin du Santo Domingo (30 km²), situé en périphérie de Mexico, s'étend de 2250 à 4000 m, sur les versants orientaux de la Sierra Nevada, formation volcanique apparue il y a environ 1,7 million d'années, à la fin du Pliocène. Le relief est assez marqué, avec une pente moyenne de 0.12 m/m, avant de s'adoucir dans la zone de piémont et de quasiment disparaître à l'entrée de la cuvette de Mexico. Les sols sont généralement très filtrants, épais de plusieurs mètres, voire dizaines de mètres, et correspondent à des andosols déposés par les dernières éruptions contemporaines, évoluant vers l'aval en vertisols (cambisols et feozems), surmontant des cendres anciennes compactées subsistant dans la partie piémont. Ces dernières, appelées *tepetates*, affleurent fréquemment sous l'effet de la dégradation de la végétation et de l'érosion, et forment des croûtes indurées générant un fort ruissellement (Servenay, 1997; Zebrowski et al., 1997). Les formes de végétation et d'usage du sol sont étagées selon l'altitude, avec de l'aval vers l'amont : champs de maïs et d'agave, prairies, forêt de pins et chênes, végétation arbustive de montagne .

Le relief induit également une forte variabilité spatiale des averses. Générées en grande majorité par des systèmes convectifs locaux, ces averses sont principalement soumises à des effets orographiques. Elles ont tendance à se développer parallèlement aux courbes de niveau sur les versants, et présentent de ce fait une forte anisotropie spatiale. Par conséquent, sur un bassin très allongé comme le Santo Domingo, les pluies couvrent souvent des superficies très partielles du bassin, correspondant à des bandes altimétriques de 200 ou 300 m.

La plupart des pluies notables ayant touché une partie relativement faible du bassin, il était intéressant d'exploiter ce caractère localisé pour différencier les conditions de production et de transfert des différentes unités du bassin :

- les crues les plus nombreuses proviennent de la partie aval du bassin et du piémont, et sont dues essentiellement au ruissellement à la surface des « tepetates » affleurant sous l'effet de l'érosion; les coefficients de ruissellement de ces sols atteignent très rapidement 80-90% sous une dizaine de millimètres de pluie (Nimlos et Hillary, 1990; Prat et al., 1997) ; le volume de crue est donc très probablement directement lié à la proportion de ces affleurements; les coefficients de ruissellement observés sur cette partie du bassin se situent entre 10 et 20 %, pour des pluies ne dépassant guère 30 mm.
- la partie montagneuse produit quelques crues, dont les coefficients de ruissellement restent faibles, inférieurs à 5 %, sous des pluies ayant atteint 30 à 40 mm.

Ces estimations des coefficients de ruissellement sont cohérentes avec les observations faites sur les autres bassins, notamment sur le bassin du San Marcos en 1991 et en 1992.

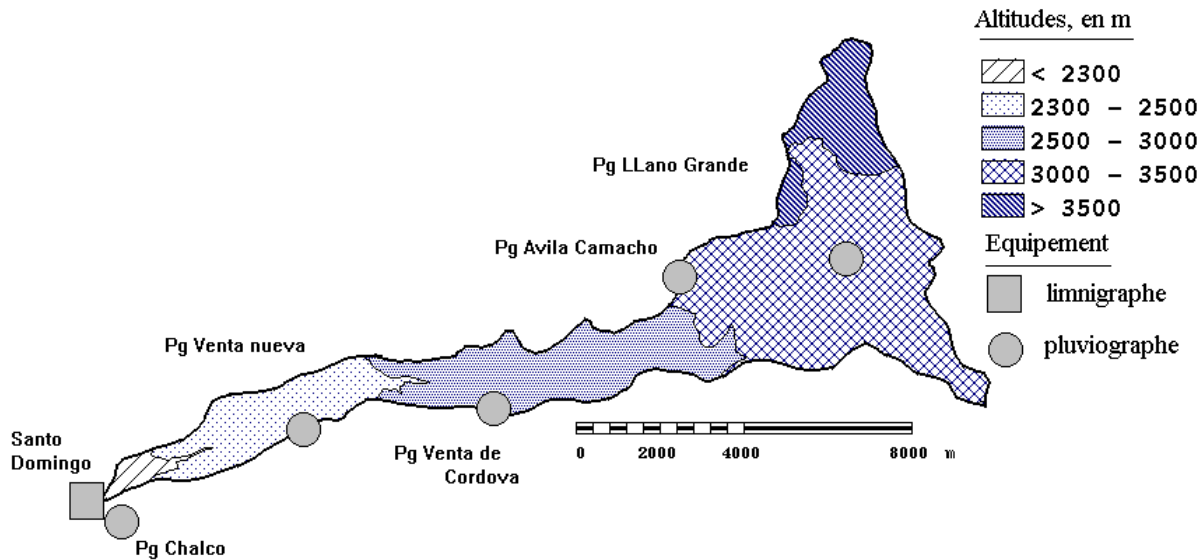


Figure 3.3 : Altitudes et localisation des postes de mesure sur le bassin Santo Domingo



A l'arrière plan, le volcan Iztaccihuatl (5200m), derrière la ligne de crête du bassin Santo Domingo. Au premier plan, versant de prairies vers 2500-2800 m.



Végétation de haute montagne, à partir de 3000m. Bois de pins et herbes hautes Stipa Ichu.



Zone de cultures vers 2900 m.



Affleurements des tepetates vers 2400 m.

b) Modélisation des crues en milieu hétérogène

Le modèle spatialisé MERCEDES (Bouvier et al., 1994) a été mis au point pour des bassins hétérogènes comme le Santo Domingo, et s'appuie sur les principes suivants (Fig.3.4):

- le bassin est discrétisé en mailles carrées régulières, sur lesquelles les pluies sont interpolées;
- la pluie nette est calculée pour chaque maille, en fonction d'un schéma de production dont la nature varie selon la classe d'appartenance de la maille. Plusieurs schémas élémentaires sont disponibles, et peuvent être combinés entre eux : intensité d'infiltration, coefficient de ruissellement, réservoir
- la pluie nette est transférée à l'exutoire du bassin, à l'aide d'un schéma lag and route appliqué à chaque maille : chaque pluie efficace $p(t_0)$ à un instant donné t_0 produit un hydrogramme élémentaire à l'exutoire, calculé à partir d'un temps de propagation T_m et d'un temps de diffusion K_m (Fig.3.5). La diffusion est assurée par un stockage dans un réservoir linéaire, de capacité K_m , et l'hydrogramme élémentaire a pour expression :

$$q(t) = \begin{cases} 0 & \text{when } t < t_0 + T_m \\ \frac{1}{K_m} \times \exp\left(-\frac{t - (t_0 + T_m)}{K_m}\right) \times p(t_0) \times \Delta x^2 & \text{when } t > t_0 + T_m \end{cases}$$

où Δx^2 désigne la superficie de la maille élémentaire.

- l'hydrogramme complet de la crue est obtenu par sommation des hydrogrammes produits par chaque maille élémentaire m ;

$$Q(t) = \sum_m \int_0^t \frac{1}{K_m} \times \exp\left(-\frac{t - (\tau + T_m)}{K_m}\right) \times p(\tau) \times \Delta x^2 \times d\tau$$

La spatialisation proposée permet de prendre en compte l'organisation spatiale du bassin et des pluies, tout en limitant certains inconvénients majeurs des modèles spatialisés. Le fait de considérer les mailles comme étant indépendantes permet notamment de limiter la sensibilité du modèle à la taille des mailles et à la résolution spatiale du MNT utilisé.

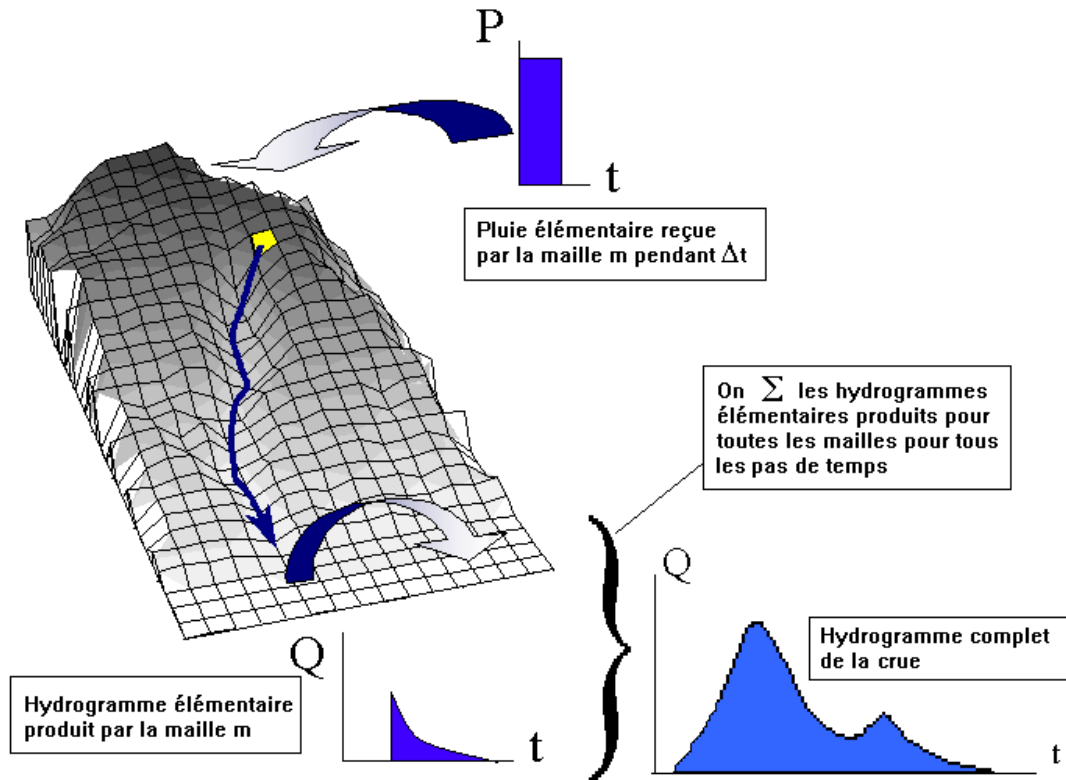


Figure 3.4 : Principes généraux du modèle MERCEDES

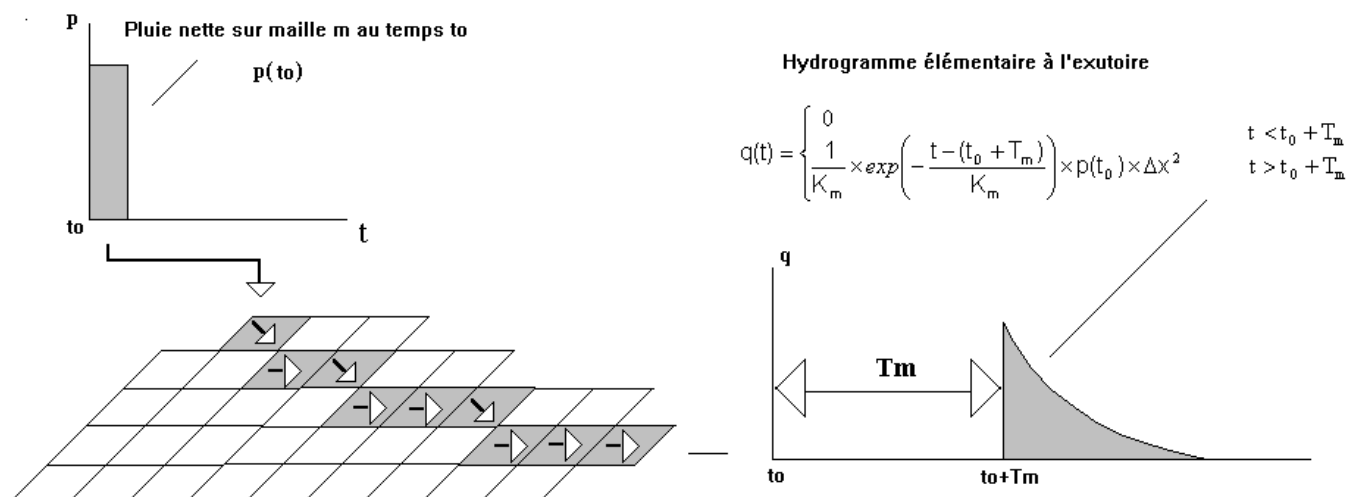


Figure 3.5 : Fonction de transfert du modèle MERCEDES

c) Application du modèle au bassin du Santo Domingo

L'analyse du modèle a porté principalement sur le transfert, et a consisté à étudier la relation entre les vitesses de transfert et les caractéristiques géomorphologiques locales. L'interprétation géomorphologique du transfert a fait l'objet de différents travaux qui ont conduit à la définition d'un hydrogramme unitaire géomorphologique (Rodriguez-Iturbe et Valdès, 1979 ; Rodriguez-Iturbe et al., 1982; Moussa, ; Rinaudo; Oliveira et Maidment, 1999), entrant dans le cadre d'une modélisation globale. Notre contribution a porté sur l'interprétation des paramètres de transfert en fonction des variables géomorphologiques locales, et à la prise en compte de la géomorphologie dans une modélisation pluie-débit réellement spatialisée.

Les crues observées en 1992 et en 1993 sur le bassin du Santo Domingo peuvent être reconstituées de façon satisfaisante à partir d'une relation entre la vitesse de l'écoulement V_m , la pente p_m et la superficie drainée S_m de la maille m considérée (Moniod, 1983) :

$$V_m = V_0 \cdot p_m^{0.5} \cdot S_m^{0.2} \quad (a)$$

complétée par un opérateur de stockage défini par :

$$K_m = K_0 \cdot T_m \quad (b)$$

Les paramètres du modèle sont V_0 et K_0 .

La relation (a) permet de calculer le temps de parcours T_m de chaque maille m à l'exutoire. Le calage du paramètre V_0 sur les crues observées conduit à des valeurs variant de 4 à 8, augmentant selon la valeur du débit de pointe. Les vitesses V correspondantes à l'exutoire ($p=0.005$ m/m et $S = 30$ km²) varient alors de 0.55 à 1.1 m/s, ce qui correspond globalement aux vitesses maximales observées au cours des différents événements. La relation (a) suggère ainsi que l'organisation des vitesses dans l'espace d'un bassin dépend de la géomorphologie locale, et d'un indicateur synthétique relié à la vitesse maximale à l'exutoire de ce bassin.

La relation (b) relie linéairement le temps de diffusion au temps de propagation, et l'ajustement du modèle aux crues observées conduit à des valeurs de K_0 égales à 0.5. La diffusion introduite dans le modèle a pour objectif de représenter différents effets physiques liés à la variation spatiale des vitesses dans une section transversale, et, pour une section donnée, à la variation temporelle des vitesses en fonction du tirant d'eau. La définition de la relation (b) est essentiellement empirique, bien qu'une interprétation mathématique puisse être recherchée (Dooge, 1973).

Ces "règles" se sont avérées assez bien vérifiées sur l'ensemble des bassins que nous avons étudiés jusqu'à présent, et font l'objet d'une synthèse en cours. Elles peuvent également servir à estimer les conditions de transfert en situation extrême, à partir d'une estimation de vitesse dans une section de référence. Dans le cas du Santo Domingo, les vitesses à l'exutoire ne semblent pas devoir dépasser 1.5 m/s, ce qui conduit à une estimation de $V_0 = 10$ en conditions extrêmes.

3.2.3 Genèse des crues sur le bassin de la Rumihurcu

a) Présentation du bassin

Le bassin de la Rumihurcu (10 km²) est situé en amont immédiat de Quito, sur les versants du volcan Rucu Pichincha, dans la cordillère orientale des Andes. Ce bassin couvre une large gamme d'altitudes, depuis son débouché dans la ville à 2900 m jusqu'à son point culminant à 4700 m. Par rapport au bassin précédent, ce bassin se distingue par des reliefs nettement plus prononcés, avec une pente moyenne de 0.18 m/m, contre 0.12 m/m pour le Santo Domingo. Les sols sont constitués par des dépôts volcaniques récents en amont (Andosols et ponces), épais d'environ 4 mètres, et de cendres compactées anciennes (>12000 ans) en aval. Ces sols, dénommés localement *cangahua*, sont l'équivalent des *tepetates* mexicains. Dans la partie intermédiaire, constituée de versants très pentus, les sols sont de type Regosols, peu épais (<1m). On retrouve une toposéquence comparable à celle du bassin Santo Domingo. La végétation offre également une variété analogue à celle de Mexico, décalée d'environ +1000 mètres en altitude : bois de pins et eucalyptus, prairies, matorral, forêt de montagne; l'agriculture se développe jusqu'à 3500 m. La pluviométrie annuelle sur le bassin varie de 600 à 1100 mm de l'aval vers l'amont, les pluies journalières décennales ne dépassant guère 50 mm au niveau de la ville de Quito. Le caractère convectif des averses est moins marqué à Quito qu'à Mexico, et 30 % des averses ont un caractère stratiforme.

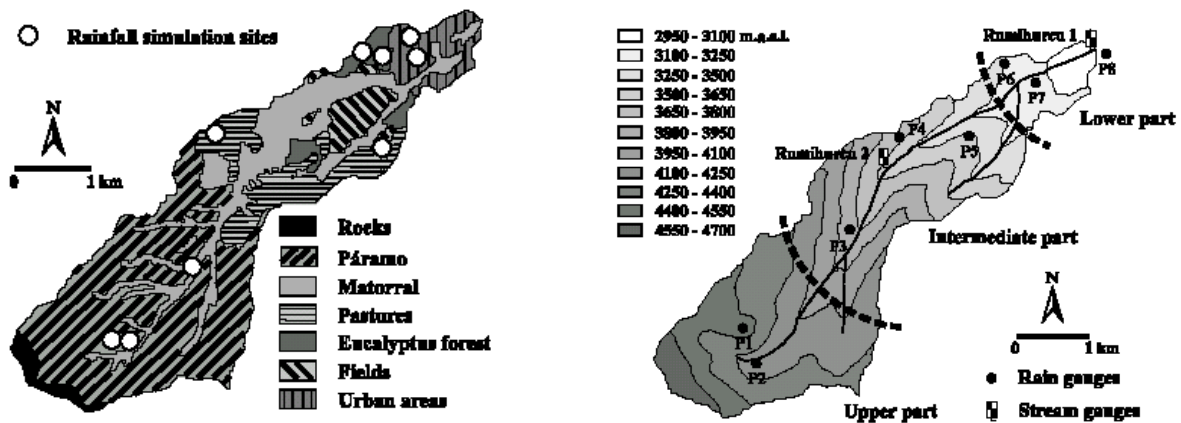


Figure 3.6 : Principales caractéristiques de la quebrada Rumihurcu

L'installation et le suivi du bassin expérimental de la Rumihurcu (11.5 km²) de 1995 à 1999 a permis de recueillir des connaissances plus précises sur le fonctionnement des bassins volcaniques sous des conditions pluviométriques relativement douces. Les mesures hydro-pluviométriques ont été réalisées à partir d'un réseau de 8 pluviographes et de deux limnigraphes définissant deux sous-bassins emboîtés; ces deux stations ont notamment permis d'individualiser les contributions des différentes unités du bassin.



Photo 1 : La Rumihurcu aval (3000m), progressivement gagnée par l'urbanisation. Au premier plan, four à briques. Photo 2 : la limite entre bassin aval et bassin intermédiaire, vers 3200 m.



Photo 3 : Versants escarpés du bassin intermédiaire. La végétation dominante est de type "matorral". Malgré la pente, on distingue des parcelles de culture. Photo 4 : Fosse pédologique sur le bassin amont, dans le *paramo* ; on distingue la couche de ponces à environ 60 cm de profondeur

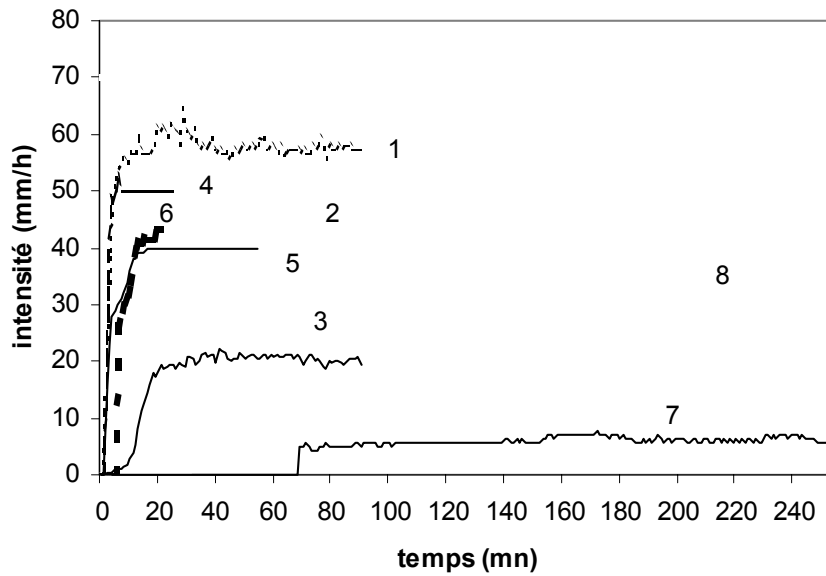
b) Mesures du ruissellement sous pluies simulées

En outre, des mesures de ruissellement sous pluies simulées ont été réalisées sur plus d'une vingtaine de parcelles de 1 m² (Janeau et al., 2001), réparties sur les principales unités du bassin. A chacune d'elles a été appliqué un protocole standard, constitué de 4 pluies de 90 mn en 48 heures, les intensités augmentant progressivement de 20 à 120 mm/h toutes les 15 mn. Un protocole complémentaire a également été mis en place, comprenant deux pluies d'intensités constantes (27 et 70 mm/h) pour chaque unité. Des mesures complémentaires d'humidité, par gravité, de micro-topographie, de granulométrie ont aussi été réalisées. Ces expériences ont permis d'abord de vérifier que le ruissellement survient à partir d'intensités de pluie variant de 10 à 30 mm/h sur les cangahua, de 40 à 80 mm/h sur les Andosols, avec un volume d'eau stockable avant régime permanent de 10 à 20 mm dans les 2 cas. La figure 3.7 en donne une illustration : les parcelles 1, 2, 4 et 5 correspondent à des affleurements de la cangahua; la parcelle n°3, bien que située dans la même partie du bassin, n'a pas été soumise à l'érosion, comme en témoigne la végétation développée qui couvre cette parcelle (photo), et a conservé un horizon supérieur plus filtrant; les parcelles 6 et 7 correspondent aux sols du paramo dans différentes catégories de pentes (7 et 25%).

Dans le cas des pluies d'intensité variable, on retrouve ces ordres de grandeur, mais on observe que les pertes au ruissellement peuvent évoluer différemment en fonction de l'intensité de pluie. Dans le premier cas (parcelle), ces pertes restent constantes, et indépendantes des intensités de pluie. Dans le second, elles augmentent avec les intensités de pluie (Fig.3.8). Plusieurs explications ont déjà été avancées pour justifier ce phénomène connu en simulation de pluie. Certaines sont liées au phénomène : augmentation de la charge hydraulique superficielle avec l'intensité de la pluie, influence de l'hétérogénéité porale soumise à différents niveaux d'ennoyage superficiel du sol (Lafforgue 1977) ; d'autres au dispositif météorologique, en particulier par effet de bord lié à l'insuffisance de l'étendue de la zone arrosée autour de la parcelle, pour les angles de faible balayage, c'est à dire les intensités de pluie élevées (Taha, 1995). Nous pensons également à des processus de saturation en eau qui interviendraient au voisinage des drains de la parcelle, et dans ce cas, le ruissellement sur parcelle est davantage lié au développement de ces zones saturées qu'à une capacité d'infiltration en surface. Il est probable que l'on observe, au niveau même de la parcelle, une combinaison de différents processus dont l'importance relative dépend des caractéristiques locales de la parcelle. Si cette hypothèse se vérifie, deux types de problèmes en résultent :

- le ruissellement ne peut être interprété directement comme le complémentaire de l'infiltration à la pluie, et toutes les mesures réalisées à l'aide d'infiltromètres (perméamètre de Guelph, infiltromètre à disque, double-cylindre, colonne de laboratoire) ne peuvent donc être reliées directement au ruissellement.;
- le lien avec l'intensité de pluie introduit un surcroît de variabilité spatiale dans les résultats à l'échelle du m², et une complexité supplémentaire à prendre en compte dans la représentativité du schéma parcelle à l'échelle du bassin. De plus, ce lien conditionne l'extrapolation vers les extrêmes du schéma de ruissellement à la parcelle. Nous retiendrons, pour simplifier, un schéma de pertes constantes.

Intensité de pluie = 70 mm/h



Intensité de pluie = 27 mm/h

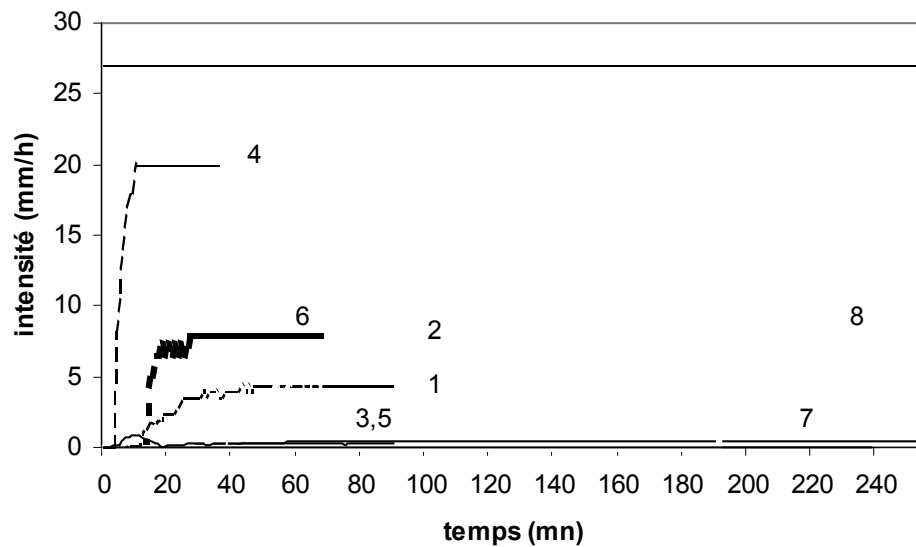


Figure 3.7 : Mesures de ruissellement à la parcelle sous pluies d'intensité constante (70 et 27 mm/h) sur la quebrada Rumihurcu. Les parcelles sont numérotées de l'aval vers l'amont. Parcelle 1 : *cangahua*, sol nu, 2900m. Parcelle 2 : *cangahua*, végétation rase, 2900m. Parcelle 3 : andosol, végétation haute, 2900m. Parcelle 4 : sol nu sous bois eucalyptus, 3200m. Parcelle 5 : sol végétalisé sous bois eucalyptus, 3200 m. Parcelle 6 : prairie, 3400m. Parcelle 7 : paramo, 3900m. Parcelle 8 : paramo, 4000m.

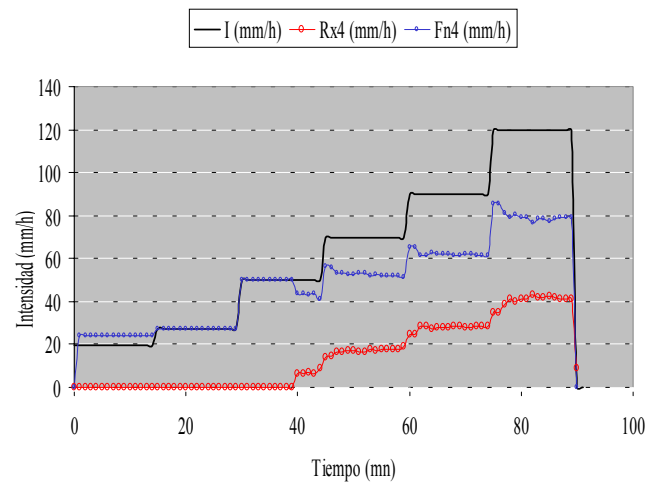
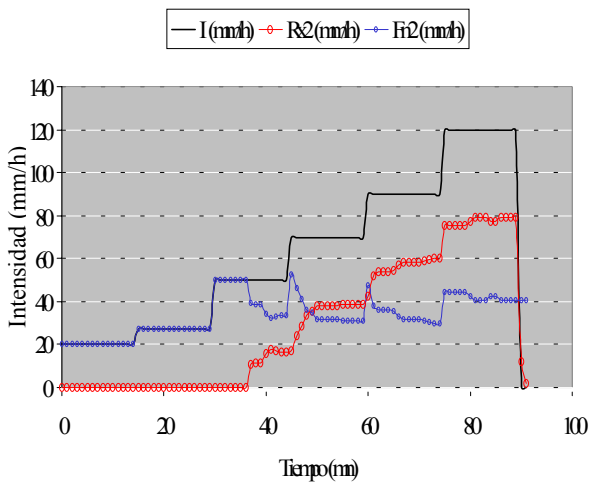


Figure 3.8 : Evolution des pertes au ruissellement sous pluies simulées d'intensités variables sur 2 parcelles paramo, 3960 m (photos Jean-Louis Janeau)

c) hydrologie du bassin

Grâce à l'ensemble des mesures bassin et parcelles, il a été établi que les différentes unités du bassin présentaient des fonctionnements distincts (Perrin et al., 2001) :

- la partie aval, de 2900 à 3200 m, en partie urbanisée, produit d'une part un ruissellement régulier, dont le coefficient constant est lié à la densité du bâti (environ 20 %), et d'autre part une contribution additionnelle en provenance des autres unités du bassin (bois d'eucalyptus, terrains non urbanisés), dont l'origine semble être liée à la faible perméabilité des *cangahua*. Le schéma de ruissellement mesuré à la parcelle est applicable pour simuler les crues sur cette partie du bassin. Sur les 3 années de mesures, les coefficients de ruissellement rapportés à l'unité aval (2 km²) varient de 20 à 50 %, pour des pluies (resp. des intensités en 15 mn) qui n'ont pas dépassé 40 mm localement (resp.), et 20 mm en moyenne (resp.) sur cette unité. La simulation des crues sur une configuration identique, mais sans urbanisation, diminuerait les coefficients de ruissellement, qui varieraient alors entre 0 à 30 %. Enfin, d'après le schéma de ruissellement mesuré à la parcelle, en retenant une valeur moyenne de 20 mm/h pour INF et 15 mm pour STO, les coefficients de ruissellement associés à différentes pluies de projet : 60, 80, 100 mm en 1 heure, seraient respectivement de l'ordre 40%, 55%, 65%.

- la zone intermédiaire, de 3200 à 3900 m, constituée d'une vallée principale très étroite enserrée de très fortes pentes ($>> 20^\circ$), ne contribue pas ou peu au ruissellement. Ce comportement est probablement lié au caractère assez filtrant des Andosols présents sur cette unité, et sous l'effet des fortes pentes, à un drainage relativement rapide de ces sols empêchant leur saturation. De plus, la pluie réellement reçue par unité de surface doit être diminuée proportionnellement au cosinus de l'angle d'incidence, réduction qui peut atteindre 50% sur ces versants (sans prendre en compte les effets aérologiques);
- la partie amont, au-delà d'un verrou glaciaire à 3900 m, présente des vallées relativement évasées. Cette partie du bassin est propice au développement de zones saturées en eau, sur lesquelles la pluie ruisselle directement. La présence de ces zones saturées a été mise en évidence par des reconnaissances de terrain, et fait l'objet d'une modélisation présentée dans le paragraphe suivant.

3.2.4 Application de TopModel généralisé au bassin de la Rumihurcu

L'objectif était de vérifier la capacité de TopModel à simuler les crues en milieu andin, et d'analyser la signification des paramètres du modèle en vue de définir les modalités d'application du modèle à des bassins non jaugés (Perrin et Bouvier, soumis 11/03). Le terrain de référence est le bassin amont de la quebrada Rumihurcu, où les crues sont exclusivement générées par des processus de saturation des sols au voisinage des principaux talwegs.

Le premier objectif a été réalisé, sous réserve d'utiliser une version généralisée de TopModel. La version classique de TopModel, qui s'appuie sur une courbe de tarissement hyperbolique du 1^{er} ordre, ne convient pas au bassin, dont la courbe de tarissement est de type exponentiel. Ce cas conduit à considérer que le profil vertical des conductivités hydrauliques à saturation est constant, comme l'ont montré Ambroise et al. (1996), et que le déficit en eau du sol est lié à l'indice topographique $a/\tan\beta$, où a désigne la superficie drainée par unité de contour, et β la pente locale. L'hypothèse d'un profil vertical constant de conductivité semble cohérent avec les mesures qui ont été réalisées localement, à l'aide d'un infiltromètre à disque.

Les quatre paramètres de production ont été déterminés de plusieurs façons :

- la conductivité hydraulique à saturation K_0 est contrainte par le formalisme du modèle, et calculé en fonction coefficient de tarissement du bassin α et de l'indice topographique moyen λ : $K_0 = \alpha\lambda$;
- le déficit en eau maximum du sol, m , a été calé à partir des événements observés, au pas de temps 5 mn:
- la capacité du réservoir sol, S_{max} , et son coefficient de vidange, ds , ont été calés à partir de la chronique complète de l'année 1996, au pas de temps journalier.

Dans ces conditions, les hydrogrammes simulés par le modèle sont très satisfaisants, à la fois à l'échelle événementielle au pas de temps 5 mn (Fig.3.9) et à l'échelle annuelle au pas de temps journalier (Fig.3.10).

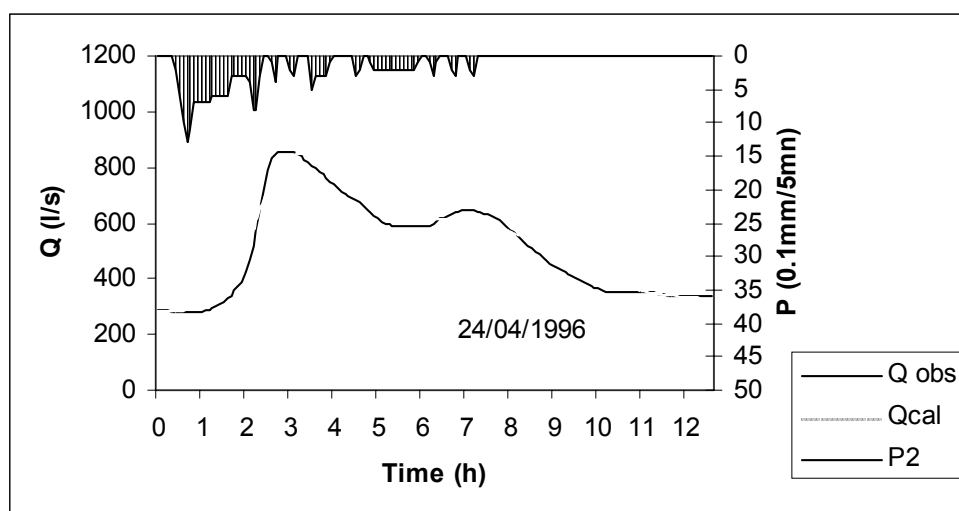


Figure 3.9 : Comparaison des hydrogrammes observés et simulés à l'échelle événementielle. $K_0=13.7 \text{ m.h}^{-1}$, $f = 10 \text{ m}^{-1}$, $S_{max} = 0.0075 \text{ m}$, $ds = 0.65 \text{ d}^{-1}$

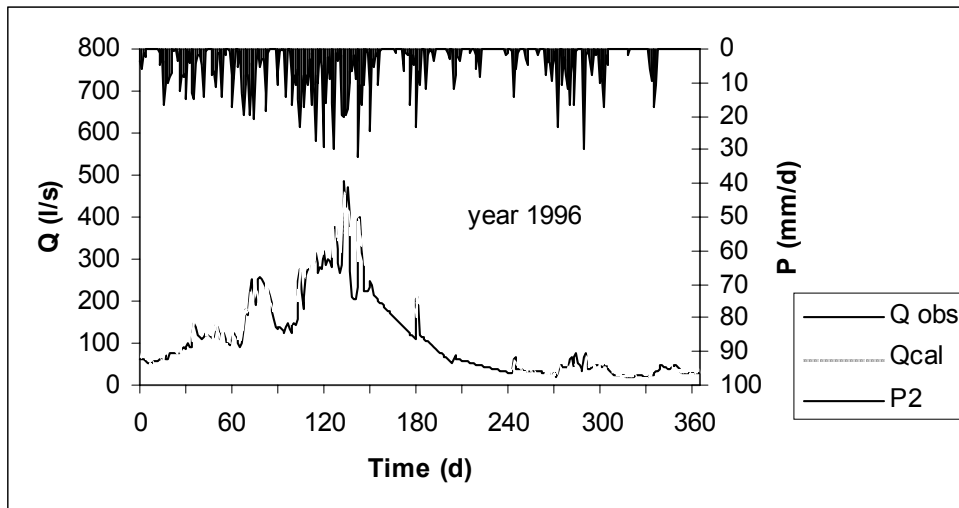


Figure 3.10 : Comparaison des hydrogrammes observés et simulés à l'échelle annuelle $Ko=13.7 \text{ m.h}^{-1}$, $f=10 \text{ m}^{-1}$, $S_{max}=0.0075 \text{ m}$, $ds=0.65 \text{ d}^{-1}$

L'interprétation des paramètres reste assez délicate. Les valeurs de Ko et m sont très influencées par différents facteurs liés au calcul de l'indice topographique moyen λ :

- la résolution spatiale du MNT (Franchini et al., 1996), éventuellement son degré de lissage;
- le mode de calcul de l'indice, pour lequel plusieurs algorithmes ont été proposés (Quinn et al., 1991; Saulnier et al., 1997). Après avoir défini a priori les mailles "réseau" (à l'aide d'un seuil de superficie drainée en amont, 10, 20 ha etc..), ce dernier considère que la superficie drainée à utiliser pour le calcul de l'index topographique ne doit comptabiliser que des mailles "versant". Les valeurs de l'indice topographique sont donc moins élevées avec l'algorithme de Saulnier (Multiple Flow Direction, MFD modifié) que celles calculées avec l'algorithme de Quinn (MFD classique).

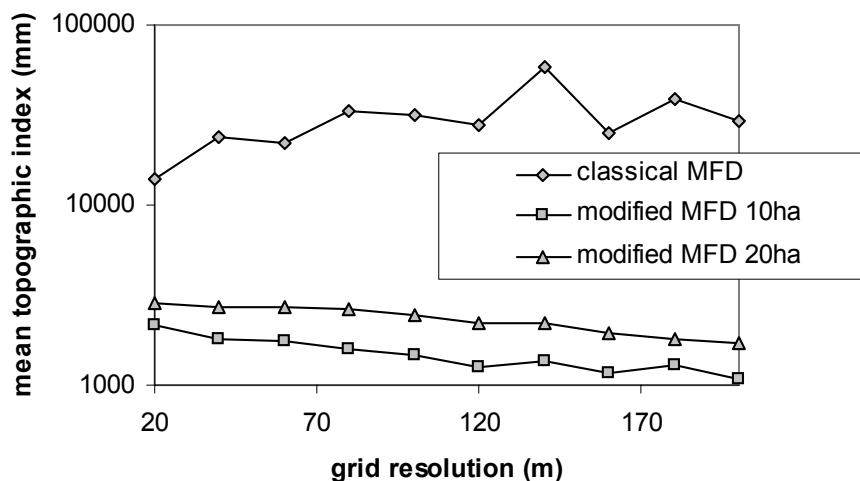


Figure 3.11 : Sensibilité de la valeur moyenne de l'indice topographique à la résolution spatiale et au type d'algorithme.

Les paramètres Ko et m varient également en fonction de l'algorithme utilisé, quand la résolution spatiale du MNT varie de 20 à 200 m :

- Ko varie de 14 à 40 $m.h^{-1}$ et m varie de 0.1 à 1 m avec MFD classique,
- Ko varie de 1 à 2 $m.h^{-1}$ et m varie de 0.3 à 0.5 m avec MFD modifié (seuil = 10 ha),
- Ko varie de 2 à 3 $m.h^{-1}$ et m varie de 0.3 à 0.5 m avec MFD modifié (seuil = 20 ha).

On note que le MFD modifié comporte deux avantages sur le MFD classique : i) il conduit à des valeurs de conductivités Ko plus vraisemblables, quoi que encore élevées, ii) il diminue la variabilité des paramètres, notamment m , que l'on peut ainsi espérer relier à un indicateur physique. Les valeurs obtenues pour m pourraient ici renvoyer à la profondeur d'un horizon de ponces très filtrantes, assurant un drainage latéral important sur l'ensemble du versant.

Les paramètres liés à l'ETR, S_{max} et ds , sont en revanche indépendants de l'algorithme de calcul et de la résolution spatiale du MNT, et peuvent être reliées de façon satisfaisante aux mesures locales, environ 950 mm par an.

Lors de l'année 1996, considérée comme une année humide (1500 mm, pour une moyenne estimée à 1100 mm), l'extension maximale des zones saturées a atteint environ 7% de la superficie du bassin. En doublant, voire en triplant la pluviométrie de l'année 1996, ce qui conduit probablement au-delà des situations extrêmes que l'on peut envisager localement, on ne parvient pas à dépasser un pourcentage de zones saturées de 10%. Cette faible variation s'explique par des reliefs très marqués. Sous réserve de la validité du modèle, la contribution au ruissellement de ce type de bassin reste donc faible en situation extrême.

Concernant les extrêmes, la question que l'on peut se poser est cependant de savoir si les processus identifiés en situation normale restent dominants en situation extrême. En particulier, on ne peut pas écarter, par exemple, l'hypothèse d'une contribution additionnelle de type hortonien, apparaissant sous des intensités de pluie extrêmes. En retenant comme limite supérieure une pluie de 100 mm en 90 mn, uniforme sur cette partie du bassin, l'application du schéma de ruissellement sur parcelle, en retenant $INF = 40$ mm/h et $STO = 10$ mm (hypothèses majorant la contribution potentielle), fournit une contribution de 25 mm, soit un coefficient de ruissellement de 25 %. La contribution totale de cette partie du bassin ne devrait donc pas dépasser 35 % dans les conditions les plus défavorables.

3.2.5 Les bassins de Tahiti

Les bassins de Tahiti : Matatia (8.6 km²), Vaiami (2.6 km²), Atiue (0.85 km²), Titaaviri (13.6 km²) ont été suivis de 1996 à 1998 et ont fait l'objet de la thèse de Geoffroy Wotling (2000). Ces bassins sont relativement moins instrumentés que les précédents, mais intéressants par la diversité des modes d'occupation des sols (urbain, naturel, en cours d'urbanisation), et par l'occurrence d'un événement exceptionnel en 1998, permettant de contrôler la stabilité des modèles lors du passage de la normale à l'extrême.

L'objectif poursuivi sur ces bassins consistait, à partir de données hydro-pluviométriques limitées et sans hypothèses a priori sur le rôle des sols ou du relief, à identifier les zones productrices et à quantifier leur production. Ce qui a donné lieu à une méthodologie graduée, basée d'abord sur l'examen des observations disponibles, puis sur une modélisation de type globale, et enfin sur une modélisation de type spatialisée. Chacune des étapes a été alimentée par les résultats de la précédente, et l'ensemble a fourni un faisceau d'indices convergeant progressivement vers un fonctionnement représentatif des différentes unités de ces bassins.

L'examen des observations disponibles a montré que les pluies localisées à l'amont des bassins produisaient des écoulements importants. Les pluies généralisées sur l'ensemble du bassin provoquent des crues caractérisées par des pointes dédoublées, caractéristiques d'un déficit notable de production dans la partie intermédiaire des bassins. Les coefficients de ruissellement observés atteignent des valeurs différentes selon les bassins : de 20-25 % à 40-50 %. Les débits spécifiques de pointe de crue sont de l'ordre de 1 à 4 m³/s/km² selon les bassins. Les temps de réponse diminuent significativement avec le débit de pointe, et indiquent une augmentation des vitesses de transfert avec l'importance de la crue. Les pluies observées atteignent 200 à 300 mm, et dans ce contexte climatique, les conditions "normales" dépassent très largement les conditions "extrêmes" des climats tropicaux de montagne.

La modélisation globale, plus précise, confirme la nécessité de faire évoluer les coefficients de production et les temps de réponse des bassins en fonction de l'importance de la crue. Il apparaît également que sur deux des trois bassins, les intensités de pluie dépassant un certain seuil ont une forte influence sur les hydrogrammes, et suggèrent une contribution hortonienne additionnelle. Les paramètres du modèle retenu sont cependant assez variables d'un bassin à l'autre, et suggèrent que les fonctionnements sont nettement différenciés en fonction d'unités élémentaires, représentées en proportions différentes sur chacun des bassins.

La modélisation spatialisée permet enfin d'identifier ces unités, et de leur associer un fonctionnement différencié qui explique le fonctionnement global de chacun des bassins, tout en convenant à l'extrapolation vers les crues extrêmes. On distingue ainsi (Fig.3.12) :

- les coulées basaltiques récentes (CR), qui recouvrent l'amont des bassins et définissent des planèzes à relief relativement modéré. Le développement de zones saturées au voisinage des talwegs sont à l'origine du ruissellement. Une contribution hortonienne additionnelle peut générer du ruissellement à partir de seuils d'intensité de pluie estimés à 80 mm/h ;
- les coulées basaltiques anciennes (CA), affleurant dans la partie intermédiaire et profondément érodée des bassins, et formant des vallées étroitement enserrées par des versants très abrupts. Ces zones ne contribuent pas au ruissellement, pour plusieurs raisons : les pentes limitent le développement des zones saturées, augmentation de la perméabilité liée à la fissuration des matériaux anciens ;
- les plaines alluviales (PA), situées sur la frange littorale, génèrent également du ruissellement lié à la saturation des sols. On distingue également une composante additionnelle typique de l'urbanisation, très présente dans cette zone.

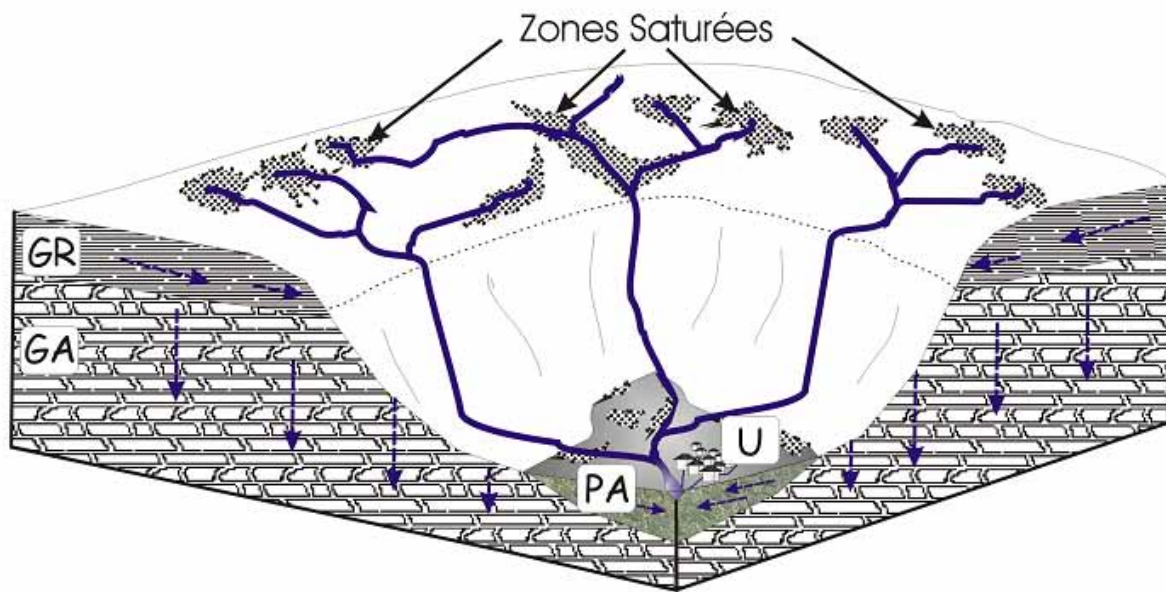


Figure 3.12 : Schéma général de fonctionnement des bassins Tahitiens (Wotling, 2000)

La modélisation des crues reprend ces différents fonctionnements. La définition d'un schéma de fonctionnement combinant ruissellement lié au développement de zones saturées et ruissellement par dépassement d'un seuil d'infiltration, et d'un jeu de paramètres associé à chaque unité élémentaire, permettent de reconstituer l'ensemble des événements, de la normale à l'extrême, pour l'ensemble des bassins (Fig.3.13). On note le développement des zones contributives des planèzes, et l'absence de contribution de la zone intermédiaire, même en situation extrême.

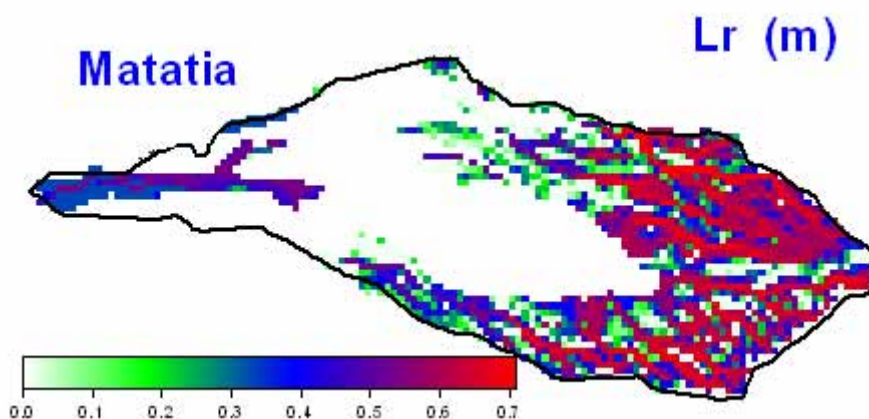


Figure 3.13 : Localisation des zones contributives sur le bassin de la Matatia en situation extrême (Wotling, 2000).

Les paramètres traduisant les processus de saturation des sols ne sont pas directement comparables avec ceux utilisés à Quito, et ce travail d'homogénéisation doit être fait prochainement. D'un point de vue qualitatif, on note cependant la cohérence des résultats obtenus dans ces deux milieux.

3.2.7 La plate-forme de modélisation spatialisée MERCEDES

Différents travaux de développement logiciel ont accompagné ces recherches sur les modèles spatialisés. Ces travaux, réalisés avec Anne Crespy, Geoffroy Wotling et François Delclaux, ont conduit au développement de la plate-forme de modélisation spatialisée MERCEDES et de l'Atelier Hydrologique Spatialisé ATHYS.

La plate-forme de modélisation distribuée, MERCEDES, propose une grande variété de fonctions de production et de transfert, et permet ainsi de comparer le rendement de ces différents modèles. MERCEDES est destinée à valider des hypothèses de fonctionnement des différentes unités hydrologiques d'un bassin, ou à la simulation des extrêmes et à la prévision de crues, ou encore à l'étude d'impact de modifications locales sur bassin, voire sur le climat. MERCEDES ne se limite pas aux petits bassins, mais convient à tout milieu hétérogène.

Les modèles de production disponibles dans MERCEDES sont par exemple Horton, SCS, Green-Ampt, TopModel, ainsi que de nombreuses combinaisons de réservoirs. Les modèles de transfert disponibles sont le lag and route spatialisé (Bouvier et al., 1994) ou le modèle de l'onde cinématique appliqué à une structure de mailles carrées régulières (Vieux et Gauer, 1994; Cappelaere et al., 2003). MERCEDES propose également diverses procédures de calage automatique des paramètres et d'analyse de sensibilité.

Depuis 1995, la plate-forme de modélisation MERCEDES est intégrée dans l'Atelier Hydrologique Spatialisé ATHYS, logiciel qui réunit l'ensemble des opérations nécessaires à la mise en œuvre des modèles pluie-débit spatialisés dans un environnement convivial et homogène (Bouvier et al., 1996). Outre MERCEDES, ATHYS est constitué d'un module de gestion et traitement des données temporelles ponctuelles (pluies, débits, températures,

évaporation etc.), VISHYR, et d'un module de traitement des données géographiques spatialisées (sols, relief, etc...). Pour plus d'informations, on consultera le site <http://www.msem.athys.fr> dont l'ouverture est prévue début 2004.

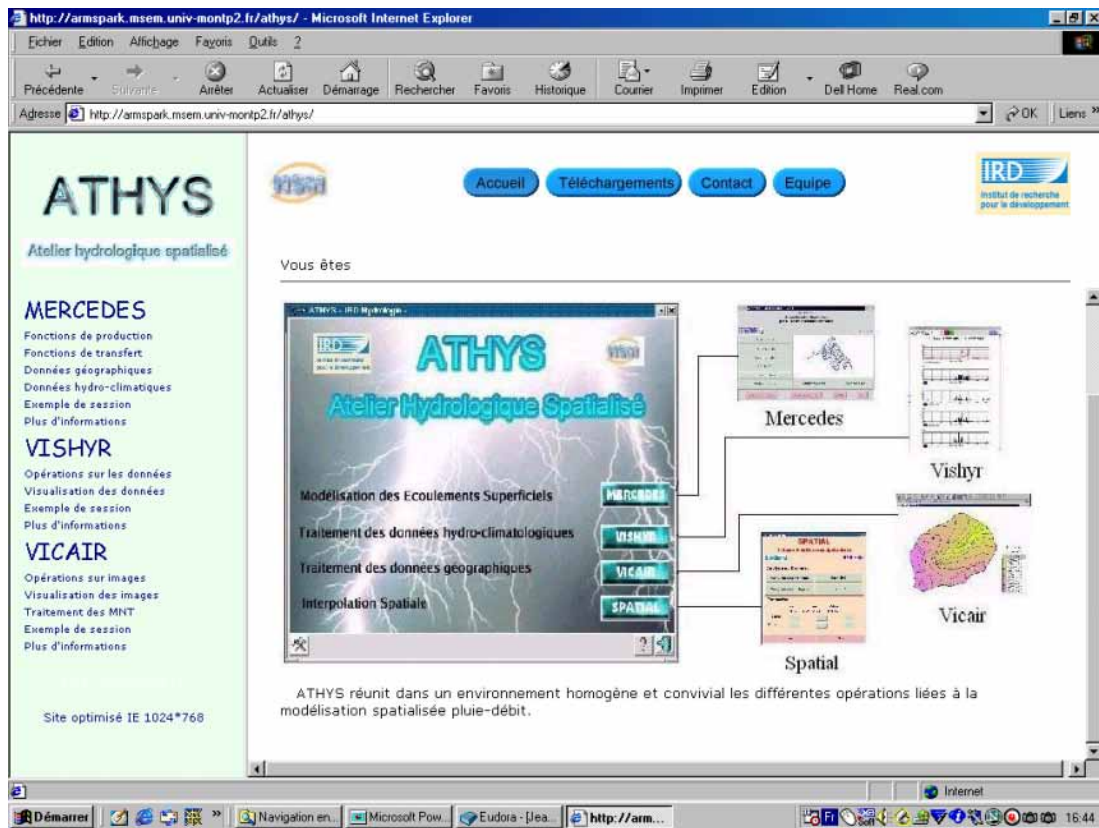


Figure 3.14 : Page d'accueil du site ATHYS

Conclusions et perspectives

Malgré des sols à perméabilité élevée, les bassins volcaniques peuvent produire des crues importantes, d'origine superficielle. Les bassins étudiés, dans différents milieux volcaniques continentaux et insulaires, permettent de dégager des fonctionnements type, originaux à l'échelle événementielle :

le ruissellement est généré par les précipitations survenant sur des zones saturées en eau, qui peuvent se développer lorsque les sols sont filtrants et les reliefs relativement doux. C'est notamment le cas du bassin supérieur de la Rumihurcu, au-dessus du verrou glaciaire, des planèzes et des plaines alluviales des bassins tahitiens. A ce ruissellement, localisé au voisinage des talwegs, peut s'ajouter une contribution hortonienne lors d'épisodes pluvieux intenses. Malgré la forte perméabilité des sols, les expériences de simulation de pluie montrent en effet que le ruissellement apparaît à partir de pluies de 20 à 30 mm, sans doute par effet de saturation des horizons superficiels au voisinage des chenaux d'écoulement;

le ruissellement est également généré par la réponse de certaines formations peu perméables, en particulier *tepetates* et *cangahuas*, localisés principalement dans les piémonts à Mexico et à Quito. Ces couches de cendres anciennes compactées et indurées affleurent sous l'effet de l'érosion naturelle ou de diverses influences anthropiques (agriculture, élevage, urbanisation), et le ruissellement est étroitement lié à la densité de ces affleurements. Dans certaines parties, le recouvrement de ces cendres par des sols plus jeunes et plus filtrants peut donner au développement de zones saturées, comme c'est le cas pour les parties sommitales;

les versants les plus pentus (20 à 50°, voire plus) ne fournissent généralement pas de ruissellement notable, comme c'est le cas des parties intermédiaires des bassins de Quito et de Tahiti. Ce comportement trouve plusieurs origines : i) sous l'effet des fortes pentes, un drainage relativement rapide de ces sols empêchant leur saturation, ii) l'altération de la couche géologique sous-jacente, plus ancienne que celle des formations sommitales, iii) la diminution de la pluie réellement reçue par unité de surface, proportionnellement au cosinus de l'angle d'incidence; cette réduction peut donc atteindre 50% sur ces versants.

Les coefficients de ruissellement observés sur ces bassins dépendent donc de la composition de ces bassins au regard des unités mentionnées précédemment . Même en conditions extrêmes, comme cela a pu être observé à Tahiti, ces coefficients restent largement inférieurs à 1, et varient de 0.25 à 0.50 selon les bassins. A Quito, les simulations basées sur l'extrapolation de TopModel et sur l'application des schémas de ruissellement à la parcelle montrent que les coefficients de ruissellement des différentes parties du bassin ne devraient pas dépasser 0.50, 0.10 et 0.30 sur les parties aval, intermédiaire et amont du bassin.

Les mesures de simulation de pluie apportent des informations essentielles sur ce type de bassin. Elles permettent d'une part de caractériser les réponses des unités peu perméables, comme les cendres indurées. Elles permettent d'autre part d'analyser la contribution potentielle en situation extrême de sols qui n'ont pas réagi dans la gamme, souvent limitée, des observations. En outre, leur intérêt majeur réside dans le fait de mesurer directement le ruissellement, alors que la plupart des méthodes expérimentales sont basées sur la mesure

de l'infiltration pour expliquer le ruissellement. Or, l'infiltration telle qu'on la mesure n'est probablement que l'un des nombreux composants élémentaires qui donne naissance au ruissellement. Ceci étant, les mesures de ruissellement sous pluies simulées posent plusieurs types de problèmes : i) elles restent des opérations lourdes, qui nécessitent un soin tout particulier, ii) les conditions expérimentales ne garantissent pas la représentativité des résultats : conditions aux limites, flux latéraux, exfiltration en aval, iii) l'échelle du m² est-elle pertinente pour intégrer un premier niveau de complexité spatiale ? Nos recherches se poursuivent actuellement dans ces directions.

Les études font également apparaître un lien étroit entre géomorphologie et transfert, que l'on a pu caractériser numériquement. Pour l'ensemble des bassins que nous avons étudiés jusqu'à présent, une relation géomorphologique du type $V = V_0 \cdot p^{0.5} \cdot S^{0.2}$ semble bien décrire l'organisation spatiale des vitesses (maximales) de transfert. L'introduction d'un opérateur d'étalement apparaît nécessaire pour traduire les variations des vitesses dans une section transversale ou en fonction de la charge hydraulique. Le calage du modèle sur les différents bassins fait apparaître que le terme de diffusion peut être relié linéairement au temps de parcours de l'eau sur la trajectoire, et que la constante de proportionnalité est empiriquement stable d'un bassin à l'autre. La non-linéarité du transfert, qui peut conduire à faire varier V_0 d'un événement à l'autre, semble relativement peu marquée sur ces bassins.

En ce qui concerne le ruissellement lié au développement des zones saturées, l'application de TopModel semble bien adaptée au milieu tropical volcanique. Plusieurs difficultés apparaissent cependant :

- i) différentes versions dérivées de TopModel ont été appliquées sur les bassins étudiés, et ne permettent pas une comparaison directe des paramètres du modèle; il conviendrait de faire une synthèse des différents bassins étudiés, en appliquant une même version de TopModel, afin de mieux apprécier la cohérence de l'ensemble
- ii) les paramètres qui interviennent dans TopModel sont assez éloignés des valeurs physiques que l'on voudrait leur attribuer. Plusieurs facteurs peuvent en être à l'origine : résolution spatiale, hypothèses concernant les transferts en zone saturée et non saturée. D'autres hypothèses peuvent être envisagées pour la formation de crues rapides : écoulement à travers les macropores dans les premiers horizons du sol, ou au contraire dans les roches altérées; voire remobilisation d'eau ancienne du sol ou du sous-sol, par effet piston ou par intumescence de nappe. Dans l'état actuel des connaissances, la transposition de TopModel à d'autres bassins reste incertaine, et la caractérisation physique des processus à une échelle fine peut contribuer à lever certaines indéterminations.

Ces différentes questions trouvent leur écho dans l'étude en cours sur les bassins cévenols méditerranéens, terrain d'étude où le tropicaliste n'est pas complètement dépaysé ! Plusieurs facteurs interviennent dans cette orientation méditerranéenne :

- l'ampleur des inondations qui surviennent dans cette région, brutalement rappelée par les événements survenus en 1999 (département de l'Aude) et en 2002 (département du Gard);
- la vocation régionale de la Maison des Sciences de l'Eau, créée en 1999, et de l'IFR ILEE (Institut Languedocien de l'Eau) regroupant les équipes de recherches de la région sur différents thèmes dont celui des Risques Naturels;
- à l'échelle nationale, les liens développés avec i) d'autres équipes de recherches (EMA, LTHE, CERREVE, LRPC, Météo-France, ...) sous l'égide de l'Observatoire Hydro-

Météorologique Cévennes-Vivarais (OHM-CV), ii) les services de l'Etat (DDE, CG, DIREN, SCHAPI...) sous l'égide du Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable;

- l'intérêt scientifique de ces bassins, qui s'inscrivent dans la continuité des petits bassins montagneux soumis à des régimes pluviométriques irréguliers. Pour les bassins étudiés, dont les superficies atteignent jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres carrés, on cherchera à mettre en relation les fonctionnements identifiés à l'échelle du bassin et les circuits de l'eau identifiés à l'échelle de la parcelle ou du versant.

Après l'épisode de Septembre 2002, des visites de terrain ont été organisées à l'initiative du CEREVE, afin de reconstituer les débits de pointe et la chronologie de la crue sur les affluents des principaux cours d'eau (Gard, Cèze et Vidourle) touchés par la crue (Gaume et al., 2003a). Nous sommes intervenus plus particulièrement sur le secteur du Gardon d'Anduze. Les mesures ont montré que les débits de pointe pouvaient atteindre $20\text{-}30 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ pour les petits bassins situés à proximité d'Anduze, ayant reçu les précipitations les plus intenses (Anduze : 670 mm en 24 h ; Carnoulès : 430 mm en 24 h). Pour le restant du bassin, ces débits sont plus faibles, conséquence d'une moindre pluviométrie (de 300 mm à 70 mm).

Localisation et résultats des relevés de terrain en amont d'Anduze

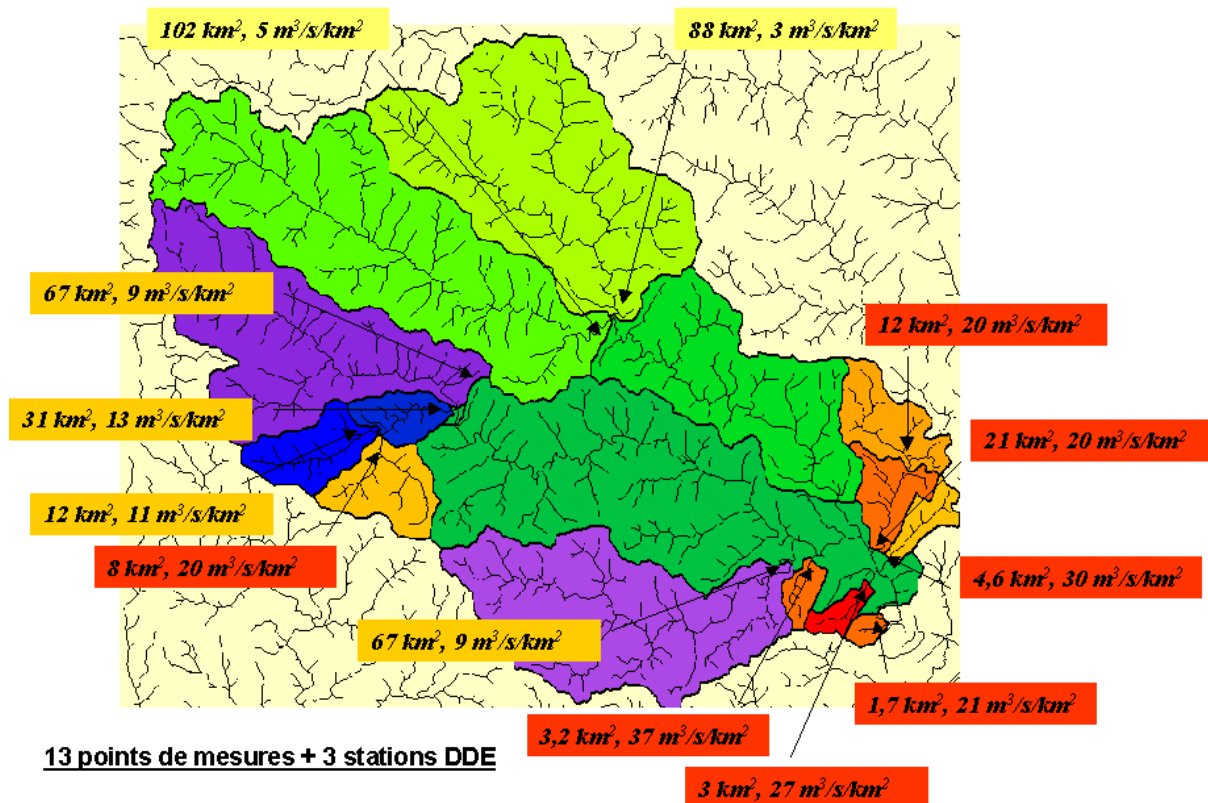


Figure 3.15 : Estimation des débits spécifiques maximum sur les affluents du gardon en amont d'Anduze, lors de l'épisode du 8 septembre 2002

Comme l'avaient déjà noté Desbordes et al. (1989) et Gaume et al. (2003b), les débits extrêmes sur le pourtour méditerranéen de la France sont de l'ordre de $20\text{-}30 \text{ m}^3/\text{s}$ pour des bassins de superficie réduite (jusqu'à quelques dizaines de km²). Nous poursuivons

actuellement des recherches sur la compréhension des processus générateurs de ces crues, dans le cadre d'une réflexion menée au sein de l'OHM-CV. Les objectifs visent à caractériser des modèles stables de la normale à l'extrême, s'appuyant sur des hypothèses physiques concernant les processus générateurs de crue, pour une application généralisée ces modèles à des bassins non jaugés.

Sur la nature des processus et les chemins de l'eau

A l'échelle de la parcelle, les résultats acquis par nos collègues de l'Ecole des Mines d'Alès montrent que les pluies, même fortes, s'infiltrent quasiment en totalité dans les sols, et génèrent des écoulements hypodermiques importants (Ayrat et Sauvagnargues, 2003). Comment, dans ces conditions, expliquer la réponse très rapide (de quelques heures) du bassin sous des fortes pluies ?

Il s'agit d'abord de confirmer ces résultats, en concentrant sur le site différents dispositifs de mesure. En complément de la parcelle de l'EMA, d'autres parcelles de 1 m² seront installées et suivies sous simulation de pluie. On procédera également à des mesures d'infiltrométrie.

En simultanément avec la simulation de pluie, on suivra la progression des flux dans le sol à l'aide de mesures TDR et de mesures électriques entre des électrodes d'écartements différents (Brunet et al., 2003). On mettra également en œuvre localement, à partir des propriétés texturales et structurales des sols, des modèles hydrodynamiques pour simuler le transfert dans la zone non saturée (Grésillon et al., 1994;). On s'interrogera naturellement sur la représentativité des sites pilotes, en établissant une typologie de la pédogenèse des sols.

La géochimie sera mise à contribution, à l'échelle du bassin et à l'échelle du versant (Joerin et al., 2002) : i) on étudiera la présence d'eau ancienne à l'exutoire à l'aide de traceurs de type des ions majeurs et des chlorures, traduisant une minéralisation liée à un séjour de longue durée de l'eau dans le sol (Rouch et al., 1997), ii) on cherchera au contraire à mettre en évidence des chemins courts dans les horizons superficiels des versants à l'aide de traçages au sel ou à la fluorescéine (Jomelli et al., 2001).

Sur l'humidité des sols

Les conditions initiales d'humidité des sols restent mal représentées à l'échelle du bassin. La teneur en eau d'un sol peut être très différente d'un point à l'autre du bassin, selon les caractéristiques locales du sol (porosité, constituants minéralogiques et chimiques, nature et disposition des horizons) ou selon des effets hydrodynamiques induits à plus large échelle par la géomorphologie (zones d'accumulation en eau, alimentation par des flux latéraux hypodermiques). De plus, son évolution temporelle est conditionnée par de multiples facteurs climatiques (pluie, température, ensoleillement, vent ...). Ces variations spatio-temporelles très marquées et difficiles à appréhender sont naturellement à l'origine des difficultés inhérentes à la caractérisation des conditions d'humidité des sols représentatives du bassin à un temps donné.

Pour faire face à cette difficulté, l'objectif visé consiste à comparer les différents indicateurs de l'humidité des sols, et les liaisons que l'on peut établir entre ces indicateurs et le

paramètre traduisant les conditions initiales d'humidité des sols dans les modèles pluie-débit utilisés. On s'appuiera notamment sur :

i) Les mesures « in situ », qui fournissent des références directes et permettent d'analyser les variations temporelles de l'humidité des sols. A l'échelle du bassin se pose néanmoins le problème de la représentativité de ces mesures, dont la résolution varie de quelques cm pour la TDR à quelques m pour les techniques géoélectriques. Depuis plus d'un an, nous procédons à Montpellier à des sondages géoélectriques sur différents types de sols. Les résultats obtenus montrent l'aptitude de cette technique à détecter les variations d'humidité dans le temps et dans l'espace des premiers horizons superficiels (Brunet et al., 2003). On cherchera donc à mettre en relation ces mesures avec les autres indicateurs d'humidité.

ii) Les modèles SVAT, qui reproduisent l'évolution temporelle et spatiale de l'humidité des sols. Leur intérêt théorique est de limiter les incertitudes des modèles par une exploitation déterministe de nombreux forçages climatiques : pluies, températures, vent, ensoleillement etc.... En pratique, deux inconvénients se présentent : d'une part, la nécessité de caler le modèle en fonction du milieu étudié, d'autre part, les performances médiocres du modèle à des échelles fines. (Pellenq et al., 2003)

iii) Les mesures de flux évaporatoires (ERS, SMOS), qui offrent un double intérêt : intégratrices dans le temps et dans l'espace, mais influencées par le micro-relief superficiel. (Pauwels et al., 2001 pour ERS).

iv) les indicateurs synthétiques, type indices de précipitation antérieures, ou débit de base.

Sur le transfert gravitaire

Pour l'ensemble des bassins que nous avons étudiés jusqu'à présent, une relation géomorphologique du type $V = V_0 \cdot p^{0.5} \cdot S^{0.2}$ semble bien décrire l'organisation spatiale des vitesses (maximales) de transfert. Nous envisageons ici de vérifier le fondement physique de cette formulation géomorphologique, comme nous le montrons pour le bassin El Batán à Quito, au chapitre suivant. Nous procéderons de façon systématique à des estimations des vitesses dans des drains de l'aval vers l'amont, ainsi qu'à des estimations de vitesses sur parcelles au cours de pluies simulées.

Nous chercherons également à mieux justifier l'opérateur de stockage associé au modèle de transfert, dont la caractéristique est de relier linéairement le temps de diffusion K_m au temps de propagation T_m depuis une maille m à l'exutoire. Pour estimer la constante de proportionnalité, une des difficultés réside dans le fait que cette diffusion peut ne pas procéder uniquement du transfert gravitaire, mais résulter par exemple de la vidange de l'eau stockée par le sol. Pour limiter ces interférences, on se tournera vers des bassins moins perméables, voire vers des bassins urbains, dont un exemple est donné dans le chapitre suivant. D'un point de vue plus théorique, on s'appuiera sur les travaux de Dooge (1973) pour préciser la relation entre K_m et T_m .

Chapitre 4

Transferts en milieu urbain

Résumé

Ce chapitre regroupe les modélisations du transfert superficiel des écoulements en milieu urbain. On s'intéresse à deux situations : propagation des flux en réseau, convergeant vers un point donné; situations inondantes, caractérisées par des flux défluent, à des carrefours de rues ou entre les voiries et le bâti. Dans le premier cas, on étudie la possibilité d'utiliser un modèle géomorphologique comme alternative à des modèles mécanistes basés sur l'application des équations de Barré de St Venant. Les avantages sont liés à la possibilité de reconstituer les caractéristiques hydrauliques du réseau à partir de la géomorphologie locale, et à la simplification de la construction de la topologie des bassins d'une part. Dans le second cas, on étudie les lois de répartition entre les différentes directions possibles pour les écoulements : les flux envahissant les rues sont simulés sous des hypothèses très sommaires, dans un quartier de la ville de Ouagadougou; la modélisation des échanges entre voiries et bâti passe par l'analyse de la distribution des espaces en fonction de la hauteur, distribution qui peut être reliée à une typologie de l'urbanisation. Les perspectives consistent à analyser la sensibilité des modèles d'inondations à la représentation des défluences et aux incertitudes sur la description du milieu, pour dégager les facteurs réellement importants à prendre en compte dans une modélisation à usage opérationnel.

4.1 Crues urbaines à Quito

Le bassin urbain El Batan (50 km²) a été suivi de 1982 à 1984, dans le cadre du programme IRD « Acuífero de Quito », et réinstrumenté en 1998. Ce bassin aux 2/3 urbanisés est drainé par un réseau de collecteurs assez développé, dont les caractéristiques connues ont pu être utilisées pour établir une comparaison entre une modélisation hydraulique du transfert, basée sur les équations complètes de BSV, et une modélisation spatialisée conceptuelle de type lag and route (Lhomme et al., accepté).

Les principaux objectifs du papier étaient de montrer que :

- la construction de la topologie d'un bassin urbain pouvait être facilitée par utilisation du MNT et d'une structure raster
- la géométrie et l'hydraulique du réseau pouvait être déduite de la géomorphologie locale, par le biais du MNT
- le modèle conceptuel lag and route appliqué à cette structure raster donnait des simulations performantes.

L'application des équations de BSV, avec les caractéristiques géométriques et hydrauliques des tronçons conduit à des simulations très performantes des hydrogrammes de crue. Dans le cas où la description du réseau de drainage est très détaillée, et où les chemins de l'eau hors du réseau sont relativement courts, les temps de concentration des sous-bassins influent relativement peu sur les hydrogrammes, et le transfert en réseau est déterminant. Ceci étant, la mise en œuvre du modèle (ici, par le logiciel CANOE) est passablement lourde, en ce qui concerne la mise en place de la topologie du bassin - nœuds, tronçons, et sous-bassins versants – et justifie des approches simplifiées.

Une première approche a consisté à étudier la possibilité de dégrader la description du réseau, afin de limiter le nombre de tronçons et de sous-bassins versants à documenter (Chocat et Cabane, 1999). Le transfert en sous-bassins prend naturellement plus d'importance, et les performances sont alors liées à l'estimation, délicate, du temps de concentration.

Notre approche a consisté à simplifier la construction de la topologie du bassin, en adoptant une topologie en mailles carrées régulières. La connexité des mailles est fournie par le Modèle Numérique de Terrain, puis rectifiée à l'aide du réseau de collecteurs. On montre ensuite que les vitesses dans les collecteurs peuvent également être estimées à l'aide de la pente p et de la superficie drainée S en amont du point considéré. Une relation du type :

$$V = V_0 \cdot p^{0.5} \cdot S^{0.2}$$

proposée par Moniod (1983) peut en effet être ajustée entre la vitesse estimée (en m/s) correspondant au débit capable dans chaque tronçon et les caractéristiques de pente (en m/m) et de superficie drainée (en km²) au point considéré. On voit en effet qu'il existe une forte liaison entre ces caractéristiques (Fig.4.1), avec une constante d'ajustement V_0 égale à 27.

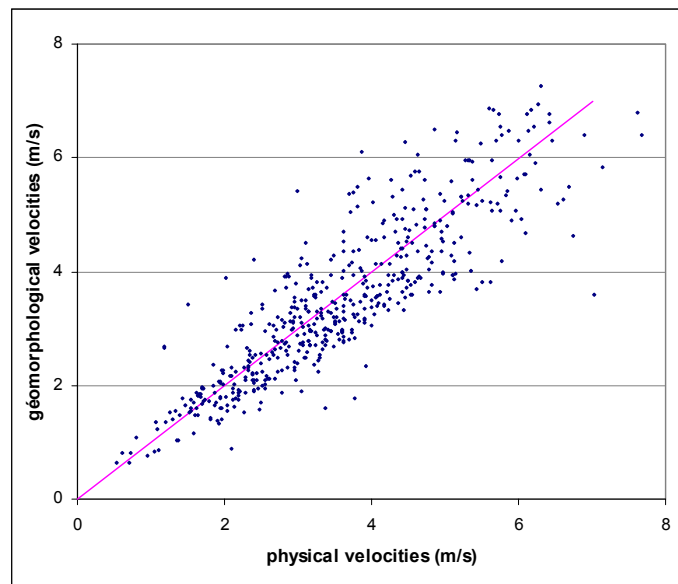


Figure 4.1 : Régression entre vitesse capable et vitesse géomorphologique

Pour finir, on applique un modèle de transfert de type lag and route, dont le vecteur translation pour chaque maille est égale à V , et dont le stockage est assuré par un réservoir linéaire dont le paramètre K_m dépend du temps de parcours T_m de la trajectoire de la maille à l'exutoire :

$$K_m = K_0 \cdot T_m \text{ où } T_m \text{ désigne le temps de parcours}$$

K_0 est une constante empirique, égale à 0.5. Dans ces conditions, les hydrogrammes simulés avec le modèle hydraulique ou le modèle hydrologique sont très semblables (Fig.4.2). On note également que la comparaison des hydrogrammes simulés par les 2 modèles reste bonne sur une large gamme de crues, dont les débits de pointe varient de 20 à 70 m³/s (Fig.4.3). Dans cette gamme de débits, la fonction de transfert est donc quasiment linéaire, ce qui peut s'expliquer par une faible variation relative des rayons hydrauliques.

La relation $V = V_0 \cdot p^{0.5} \cdot S^{0.2}$ est donc intéressante à plusieurs titres : i) elle valide une interprétation du transfert basée effectivement sur la géomorphologie locale, ii) elle peut être utilisée pour reconstituer des données manquantes, voire absentes, concernant les caractéristiques du réseau de drainage, iii) elle peut être établie en ajustant V_0 à partir de quelques caractéristiques de sections relevées sur le terrain, iv) couplée à un opérateur de stockage, elle conduit à des simulations performantes des hydrogrammes de crue.

Les travaux se poursuivent actuellement pour généraliser ces conclusions à d'autres bassins urbains : on cherchera à valider la formulation géomorphologique des vitesses, ainsi que la valeur de la constante empirique K_0 .

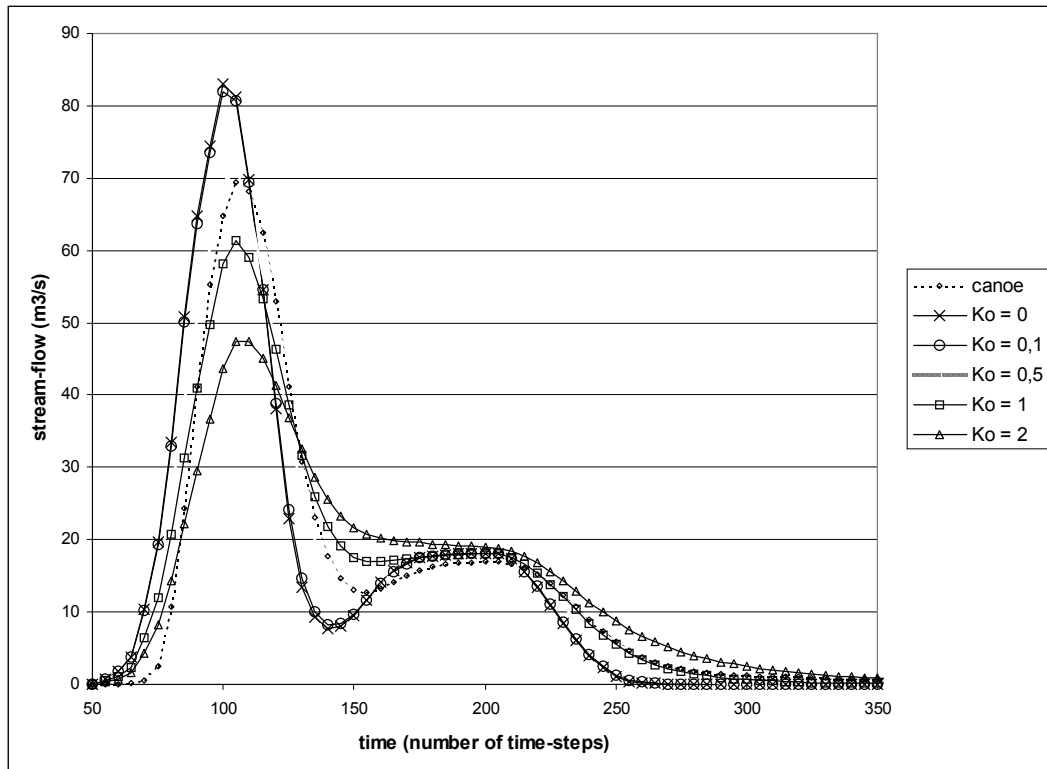


Figure 4.2 : Comparaison des simulations fournies par 1) BSV (CANOE), 2) lag and route géomorphologique (MERCEDES). Le coefficient d'amortissement optimal est égal à 0.5.

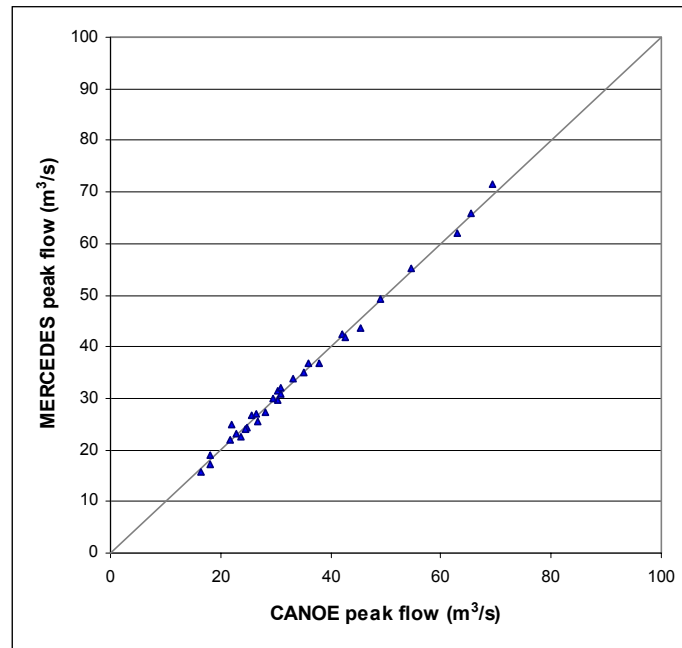


Figure 4.3 : Comparaison des débits de pointe de crue fournis par 1) BSV (CANOE), 2) Lag and Route géomorphologique (MERCEDES)

4.2 Cartographie des inondations

La cartographie des zones inondables est un élément fondamental en matière de prévention des risques d'inondations. Elle est censée fournir en chaque point de l'espace une estimation des principales caractéristiques de submersion (hauteurs, vitesses, durées) associées à une période de retour.

Plusieurs modèles d'inondabilité ont été développés ces dernières années (Cappelaere, 1985 ; Taro, 1993 ; Hervouet et Moulin, 1994 ; Kinoshita et al., 1996 ; Riccardi, 1997 ; Gilard et Gendreau, 1988; Paquier, 1999). La plupart d'entre eux s'adressent préférentiellement à des milieux ouverts, tels que les deltas ou les lits majeurs des cours d'eau, et traitent principalement des crues fluviales (Horrit et Bates, 2002). Ils sont en revanche assez peu adaptés aux fortes cinétiques des crues et inondations dites pluviales, dues au ruissellement local. Pour celles-ci, l'un des exemples les plus significatifs a été établi par Paquier et al. (2003) dans le cas de l'inondation de la ville de Nîmes, en 1988, en comparant les résultats de deux simulations menées par un modèle 2D (Rubar20) et un modèle 1D maillé (REM2U).

La précision de ces modèles dépend en particulier des incertitudes accumulées lors des différentes étapes de la chaîne complète, de la pluie à l'inondation, ce qui renvoie aux chapitres précédents. Elle dépend également de divers aspects liés à la transformation des apports de crue en inondations, et notamment de :

- la détermination des chemins de l'eau, qui requiert une topographie détaillée du milieu inondé. Contrairement à la modélisation des crues sur un bassin versant, qui concentre les écoulements vers un point donné, la modélisation des inondations est dominée par des situations défluentes (carrefours, divers modes d'épandages) dont la modélisation nécessite a priori une approche bi-dimensionnelle, voire tri-dimensionnelle ;

- l'hydraulicité des flux inondants, pour lesquels les équations physiques sont plus ou moins adaptées (écoulements non graduellement variés, écoulement sous faible tirant d'eau ou fonds découvrant) et les paramètres (coefficient de rugosité, de diffusion dynamique...) restent difficiles à estimer.

Dans le cas des crues éclair en milieu urbanisé, la simulation des flux inondants est rendue délicate à la fois par la forte cinétique des écoulements et par la topographie très contrastée du tissu urbain (trottoirs et multiples obstacles liés au bâti, répartition des flux aux carrefours des voiries). Ceci étant, il est important de dégager ce qui est réellement important et influent dans les modèles d'inondations, et ce qui l'est moins. C'est dans cet objectif que s'inscrivent les travaux que nous avons réalisés et les perspectives qui en découlent.

4.3 - modélisation hydrodynamique et cartographie des flux inondants dans les voiries d'un secteur urbanisé de la ville de Ouagadougou (Bouvier et Hingray, 2001)

En situation inondante, les principaux axes drainants d'un secteur urbanisé sont constitués par les voiries. L'objectif de l'étude consiste à montrer qu'une modélisation simplifiée, tant du point de vue de la topologie du drainage que de l'hydraulicité des flux, est bien adaptée aux contextes urbains des PED, caractérisés par un habitat cloisonné et une faible densité de drainage en réseau. Pour cela, le secteur étudié est discrétisé en mailles carrées régulières, caractérisées par altitude, direction de drainage (provenant d'un MNT) et appartenance au réseau de voirie. Ces caractéristiques permettent de forcer le MNT naturel en fonction des voiries, puis de calculer les pentes de chacune des mailles. Le modèle proposé combine pour chaque maille un schéma de production de type coefficient de ruissellement constant, avec un transfert de type onde cinématique. L'application du modèle conduit à une cartographie des champs de débits, hauteurs et vitesses des flux inondant les rues et les zones bâties adjacentes, et permet de hiérarchiser les zones à risque. La méthode est appliquée ici à un secteur urbanisé de Ouagadougou. Les concepts sont validés par rapport à des observations de fréquence courante ($T=1\text{an}$), puis extrapolés pour des récurrences plus importantes (Fig.4.4).



Figure 4.4 : Débits maximum transitant par les voiries d'un secteur urbanisé de Ouagadougou pour une pluie de période de retour cinquantennale

4.4 - modélisation des échanges hydrauliques entre éléments drainants – voiries- et stockants –bâti- en cas d'inondation d'un secteur urbanisé de la ville de Ouagadougou (Hingray et al., 2000a, 2000b).

L'envahissement du bâti est fonction des débits transitant par les voiries et de la densité d'ouverture des façades ("porosité" des façades). Dans le cadre de la thèse de Benoît Hingray, les recherches ont porté sur la géométrie des ouvertures et leur représentation synthétique à l'échelle d'un quartier, sur le type de loi hydraulique régissant les échanges à l'échelle de l'ouverture élémentaire, sur une modélisation équivalente à l'échelle du bloc de bâti.

Les ouvertures sont de type seuil ou orifice, un orifice pouvant être considéré comme la combinaison de deux seuils de hauteurs différentes, l'un compté positivement, l'autre négativement. La densité d'ouverture est exprimée par un indicateur synthétique, l'histoseuil, qui décrit pour une hauteur donnée la longueur totale des ouvertures (Fig.4.5). A Ouagadougou, des relevés de terrain montrent que l'histoseuil est stable pour un type d'urbanisation donné, et peut être relié à une typologie de l'habitat.

Les échanges à travers une ouverture élémentaire sont convenablement décrits par une loi de type déversoir à crête large. Sous certaines conditions d'homogénéité spatiale, cette loi peut également être appliquée à l'échelle d'un bloc, en utilisant le concept d'histoseuil.. La comparaison de ce modèle appliqué à un ensemble d'unités d'habitation considérées individuellement ou agrégées au sein d'un bloc est satisfaisante, et montre que l'envahissement du bâti peut être intégré à l'échelle du bloc dans une modélisation complète des flux inondants d'un secteur urbanisé.

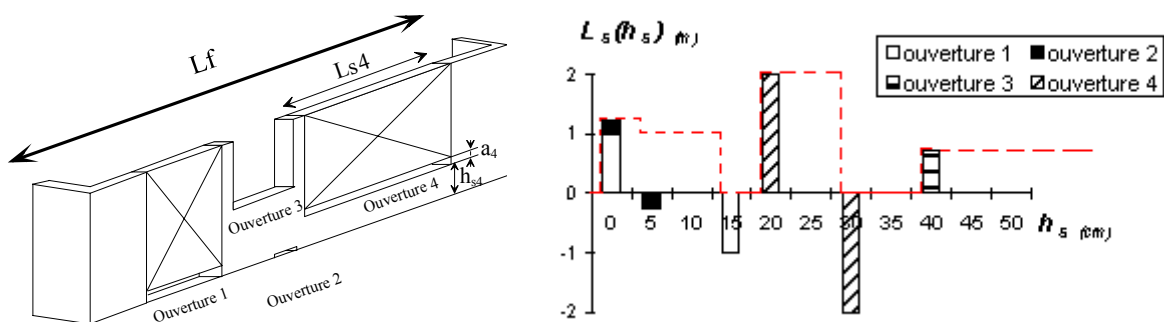


Figure 4.5 : Histoseuil d'une façade. A partir des largeurs d'ouvertures des façades, on construit l'histoseuil (en pointillé) correspondant aux largeurs cumulées pour différentes hauteurs. Cette distribution est ensuite utilisée dans le modèle hydraulique d'échange, par convolution avec la hauteur.

Conclusions et perspectives

Les recherches envisagées concernent les conditions d'utilisation des modèles de flux inondants : modèles 2D, pseudo-2D, 1D multicouches ou 1D maillés, et la comparaison de leurs performances. La sophistication du modèle apporte-t-elle un gain de précision, justifié ou non ? Quelle est la robustesse de chaque modèle, c'est à dire sa sensibilité à des erreurs introduites dans les données ?

La cartographie des zones inondables est un élément fondamental en matière de prévention des risques d'inondations. Elle est censée fournir en chaque point de l'espace une estimation des principales caractéristiques de submersion (hauteurs, vitesses, durées) associées à une période de retour. Les travaux de Paquier et al. (2003) ont montré les capacités de modèles 2D et 1D-maillé à décrire les inondations survenues à Nîmes en 1988. Toutefois, la mise en œuvre de ces modèles reste très contraignante, à la fois par la définition du maillage élémentaire et par les temps de calcul requis pour les simulations.

Les modélisations 2D doivent être alimentées par des données topographiques extrêmement détaillées, difficiles à acquérir en milieu urbain. Elles peuvent également réagir de façon très sensible aux incertitudes sur ces données. De plus, certains paramètres de ces modèles (le coefficient de diffusion dynamique par exemple) ne peuvent être déterminés directement, et doivent être calés. Dans ces conditions, des modélisations moins sophistiquées, mais plus robustes, peuvent éventuellement conduire à des résultats équivalents. L'une des opérations proposées consiste à comparer les performances de différentes modélisations, et leur sensibilité aux données descriptives du milieu.

Dans la continuité d'un programme RIO2 du MEDD piloté par le CEMAGREF-Lyon, notre objectif est de montrer *qu'une modélisation simplifiée, tant du point de vue de la topologie du drainage que de l'hydraulique des flux, peut être mise en place en milieu urbain.*

Ce travail est mené actuellement dans le cadre de la thèse de Julien Lhomme. Dans une première étape, il est prévu de généraliser le modèle appliqué à Ouagadougou, en lui adjoignant notamment une loi de répartition des flux au niveau des carrefours : cette "loi" s'inspirera des travaux réalisés par Chocat (1997), qui propose un modèle de défluence à 3 branches, ou par Nania (1999) qui relie le rapport des puissances des débits entrants au rapport des débits sortants. Ces travaux, réactualisés par Mignot (thèse en cours au CEMAGREF-Lyon) et Guinot à l'UM2, semblent montrer que les répartitions des flux sont efficacement déterminées par un petit nombre de caractéristiques géométriques du carrefour : pentes et angles des branches, largeur des rues... Les modèles retenus seront appliqués sur le site de Nîmes, et comparées avec d'autres simulations pratiquées avec des modèles plus complets. D'une façon générale, on analysera soigneusement les performances respectives (en précision et en robustesse) de modèles progressivement dégradés afin de définir les préalables à une modélisation opérationnelle des flux inondants en milieu urbain.

Une autre question concerne la nature des échanges entre les flux transitant par les voiries et le bâti environnant. Cette question est actuellement traitée dans les cas extrêmes : bâti étanche ou absence de bâti. Dans les cas intermédiaires, il est complexe de caractériser la densité des ouvertures. On cherchera des solutions, visant à définir ces densités en fonction des types d'urbanisation (Hingray et al., 2000) et à intégrer ce paramètre dans les modélisations hydrodynamiques.

Sur un autre plan, compte tenu de la rareté des données nécessaires à la validation des modèles d'inondabilité, nous suggérons de mettre sur pied un réseau destiné à recueillir des

données spatialisées de hauteurs d'eau atteintes en secteurs urbanisés. Les objectifs de ce réseau pourraient être de constituer une base de données historiques, et de "couvrir" les situations à venir à l'aide d'équipes mobiles, ou en relation avec les services locaux.

Conclusion générale

Les pays du Sud sont amenés à connaître des problèmes environnementaux majeurs au 21^e siècle. Parmi ceux-ci figurent les risques d'inondations, dont la problématique est loin d'être maîtrisée actuellement. La contribution de l'hydrologue doit rester déterminante, pour améliorer les capacités de diagnostic, dans une configuration existante ou soumise à évolution, et fournir une base objective d'analyse. Plus généralement, la gestion des risques d'inondations sera également abordée, pour participer à l'élaboration de cadre administratif de référence, à la définition de solutions en matière d'aménagement, et au renforcement de la formation.

Dans ce cadre, mes objectifs sont d'approfondir les connaissances acquises jusqu'à présent sur les processus générateurs d'inondations en milieux tropical montagneux et tropical urbain, et d'appliquer ces connaissances sur de nouveaux terrains, dans un contexte élargi. Au-delà des aspects strictement hydrologiques ou strictement scientifiques, mes objectifs sont également de :

- promouvoir la mise en place de guide d'estimation de crues ou de plans de prévention. L'acquisition connaissances doit en effet s'accompagner d'un effort de synthèse et de simplification pour produire des méthodes opérationnelles. Appliquer des modèles sophistiqués à un milieu complexe ne dispense pas d'établir des correspondances synthétiques, sous forme de modèles simplifiés, voire d'abaques, pour les décideurs et les opérateurs locaux;
- promouvoir l'analyse des événements extrêmes, à travers la mise en place d'observatoires, s'inspirant d'expériences comme celles menées par l'OHM-CV ou par les programmes FRIEND, et motivant la constitution de réseaux d'équipes de recherche du nord et du sud. Les événements extrêmes étant par nature assez rares, leur analyse ne peut être entreprise que par des actions adéquates comprenant : retour d'expérience, bases de données, bassins de test, plate-forme de modélisation, pour lesquelles nous avons acquis une certaine expérience.

Recherches concernant les distribution statistiques des pluies

Les principales limites sont liées actuellement à la relative rareté des observations, et à la difficulté d'extrapoler les ajustements vers les fréquences rares. Deux axes de recherche majeurs sont visés :

- l'apport de l'information régionale et/ou de l'information historique pour enrichir les échantillons de données pluviométriques. Les études développées sur la région L.R ont conduit à remettre en question le comportement asymptotique exponentiel des distributions des valeurs extrêmes, et conduisent à réévaluer les pluies de période rare ;
- le passage du ponctuel au spatial, par usage de générateur de champs de pluie. Les résultats obtenus montrent la possibilité de reconstituer des champs de pluie à différentes résolutions spatiales, à partir d'une information limitée. L'imagerie radar devrait permettre de fournir cette information, et plus généralement, aider à la

paramétrisation de modèles plus complexes adaptés à des champs de pluie à des pas de temps inférieurs à 24h.

Recherches portant sur la prédétermination des crues

Deux types de petits bassins ont été étudiés en zone tropicale : les bassins urbains africains et les bassins naturels volcaniques. L'analyse hydrologique de ces bassins a été basée sur des hypothèses physiques : pour les premiers, la contribution des surfaces non revêtues a été caractérisée à partir des schémas de ruissellement à la parcelle; pour les seconds, la production d'écoulement est principalement déterminée par les caractéristiques géologiques et géomorphologiques locales, qui conditionnent le développement de zones saturées au voisinage des fonds de talweg. En situation extrême, un ruissellement de type hortonien peut également apparaître, que l'on peut caractériser à la parcelle sous pluies simulées. Le transfert peut être relié à la géomorphologie, et repose sur une organisation des vitesses déduite de la vitesse à l'exutoire, couplée à un opérateur de stockage empiriquement stable.

Les modèles proposés ont été validés par des critères de stabilité de la normale à l'extrême et de cohérence régionale. Les recherches prévues consistent à :

- généraliser l'application de ces structures à d'autres sites, en examinant notamment les conditions de stabilité de la normale à l'extrême, essentielles dans un cadre de prévision de crues ;
- identifier les chemins de l'eau à l'échelle de la parcelle et du versant, pour valider les hypothèses sur lesquelles reposent les modèles, notamment TopModel, et donner une interprétation physique des paramètres de ces modèles. On s'appuiera sur des dispositifs emboîtés, de la parcelle au micro-bassin, combinant mesures de ruissellement et d'infiltration, suivi de l'humidité par sondages géo-électriques et mesures TDR, traçages géochimiques pour caractériser les temps de résidence de l'eau dans les sols ;
- caractériser les conditions d'humidité initiale des sols, dont l'influence est déterminante sur la réponse des bassins et dont la connaissance est essentielle pour une gestion fiable des annonces de crue. Il s'agit ici de valider l'utilisation d'indicateurs synthétiques, de données fournies par des capteurs spatio-temporels ou des modèles SVAT.

Ces recherches seront menées sur les bassins cévenols méditerranéens, et sur d'autres sites tropicaux ou méditerranéens à définir.

Recherches portant sur l'hydraulique des flux inondants

Les inondations urbaines associées aux crues pluviales sont relativement mal prises en compte jusqu'à présent, et difficiles à modéliser en raison de la forte cinétique des flux inondants. Dans une optique d'application opérationnelle, les modèles doivent être simplifiés tout en conservant une bonne efficacité prédictive : les simplifications portant à la fois sur les concepts hydrauliques et sur la topologie permettant d'assimiler les données caractéristiques sur site urbain. Nous chercherons ainsi à dégager un optimum entre précision, robustesse et facilité de mise en œuvre.

Ces recherches seront menées sur le site de Nîmes, et sur un autre site à définir.

Gestion des inondations en milieu urbain

La plupart des pays du Sud sont actuellement dépourvus de cadre administratif et législatif concernant les normes d'aménagement destinés à la prévention des inondations en milieu urbain. Lorsque ces documents existent, ils sont le plus souvent obsolètes en ce qui concerne les méthodes de dimensionnement, ou inadaptés au contexte tropical en ce qui concerne les aménagements techniques. En Afrique de l'Ouest par exemple, les documents de référence qui avaient été réalisés à l'instigation du CIEH datent du début des années 80.

Nous avons ainsi été fréquemment sollicités pour produire ou participer à de nouveaux guides d'estimation de crues, en Afrique de l'Ouest, en Polynésie Française, sur l'île de la Réunion, en Equateur. Ces expériences, ainsi que les recherches que nous avons développées sur ces différents terrains, doivent maintenant conduire à proposer une méthodologie type concernant le dimensionnement des réseaux et la cartographie des inondations. On insistera également sur la constitution de bases de données urbaines (Berthier et al., 1999) pour faciliter l'analyse et la prévision des crues en milieu urbain.

Observatoire des événements extrêmes

Disposer de données concernant les extrêmes est fondamental pour une amélioration des modèles de prévision de crues. Plusieurs programmes internationaux (FRIEND, HYCOS) ont été mis en place pour regrouper données hydrologiques, actions et équipes de recherches. Ces programmes souhaitent actuellement renforcer le thème des "événements extrêmes". En France, des expériences comme l'Observatoire Hydro-Météorologique Cévennes-Vivarais (OHM-CV) montrent l'intérêt de ces regroupements. Nous souhaitons donc participer à ce développement, et suggérons de diffuser cette expérience vers les pays du Sud. On cherchera à rassembler des données relatives à des bassins versants tropicaux et méditerranéens, comprenant des sites pilotes documentés à des fins d'étude des extrêmes : données géographiques spatialisées (MNT, sols, occupation des sols, géologie..), données hydro-météorologiques spatio-temporelles, correspondant aux événements remarquables (mesures radar de pluies, humidité, évaporation...), séries chronologiques disponibles (pluies, débits...), données historiques....L'extrême étant, par nature, plutôt rare, l'observation et la mesure de ces événements exige également une collecte dynamique des données relatives aux événements extrêmes, que l'on pourra mettre en place à travers une cellule de retour d'expérience.

Références bibliographiques

- ALABERT F., 1987. The practice of fast conditional simulations through the LU decomposition of the covariance matrix, *Mathematical Geology*, 19(5), 369-385
- Albergel J., 1987. Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso. Du m² au km², étude des paramètres hydrologiques et de leur évolution. Thèse de Doctorat, Université Paris 6, 341p.
- Ambrose, B, Beven, K J, and Freer, J, 1996. Towards a generalisation of the TOPMODEL concepts: topographic indices of hydrological similarity. *Water Resour. Res.*, 32(7), 2135-2145
- Arnaud P., Bouvier C., Cisneros L., Dominguez R., 2002. Influence of rainfall spatial variability on flood prediction. *Jour. Hydrol.*, 260, 216-230
- Arnaud P., Lavabre J., 2002. Coupled rainfall model and discharge model for flood frequency estimation. *Water Resources Research*, 38(6), 1-11.
- Asquith W.H., Famiglietti J.S., 2000. Precipitation areal reduction factor estimation using an annual-maxima centered approach. *J. hydrol.* 230 (2000), 55-69.
- Asseline, J. & Valentin, C. 1978. Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. *Cahier ORSTOM (Série Hydrologie)*, 15(4), 321-349
- Ayral P.A., Sauvagnargues-Lesage S., 2003. Elaboration par SIG d'une couche d'information sur les capacités d'infiltration d'eau dans le sol permettant l'établissement d'un indicateur pour l'annonce des crues. Rapport intermédiaire 1 & 2. Ecole des Mines d'Alès, 114p.
- Bacchi B., Ranzi R., 1996. On the derivation of the areal reduction factor of storms. *Atm. Res.*, 42 (1-4), 123-136
- Balescu, S; Breton, J F; Coque-Delhuille, B; Lamothe, M, 1998. La Datation par luminescence des limons de crue; une nouvelle approche de l'étude chronologique des perimetres d'irrigation antiques du Sud-Yemen. Luminescence dating of flash flood deposits; a new approach to the chronologic study of ancient irrigation perimeters in Southern Yemen. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II. Sciences de la Terre et des Planetes*, vol.327, no.1, 31-37
- Barcelo A., 1996. Analyse des mécanismes hydrologiques en domaine volcanique insulaire tropical à relief jeune. Apports à la connaissance du bilan hydrique du massif du Piton de la Fournaise (île de la Réunion). Thèse de doctorat de l'Université Montpellier 2, 263p. et annexes
- Barros A.P., Colello J.D., 2001. Surface roughness for shallow overland flow on crushed stone surface. *J. Hydraul. Eng.*, 127(1), 38-52.
- Bassel M., 1996. « Eau et environnement à Dakar . Pluies, ruissellement, pollution et évacuation des eaux ». Thèse de Doctorat de 3^e cycle en Géographie, option Hydrologie Urbaine, Université Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal, 258 p. + annexes
- BELLIN A. et RUBIN Y., 1996. HYDRO-GEN: A spatially distributed random field generator for correlated properties. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 10, 253-278.
- Bendjoudi H., Hubert P., 1998, A propos de la distribution statistique des cumuls pluviométriques annuels. Faut-il en finir avec la normalité ? *Rev.Sci.Eau*, 4, 617-630
- Benichou, P., Le Breton, O., 1987. Prise en compte de la topographie pour la cartographie

- des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie*, 7^{ème} série, n°19, 23-34
- Bentura P.L.F., Michel C., 1996. Flood routing in a wide channel with a quadratic lag and route method. *Hydrological Sciences Journal*, 42(2), 169-190
- Berthier, E; Andrieu, H; Rodriguez, F, 1999. The Reze urban catchments database. *Water Resources Research*, vol.35, no.6, pp.1915-1919
- Beven, K. J., 2002. Towards an alternative blueprint for a physically based digitally simulated hydrologic response modelling system. *Hydrological Processes*, vol.16, no.2, pp.189-206
- Beven, K J, Kirkby, M J, Schoffield, N, and Tagg, A. 1984 Testing a Physically-based Flood Forecasting Model (TOPMODEL) for Three UK Catchments, *J. Hydrol.* 69; 119-143
- Beven K., Freer J., 2001. Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology*, vol.249, no.1-4, pp.11-29
- Blazkova S., Beven K., 1997. Flood frequency prediction for data limited catchments in the Czech Republic using a stochastic rainfall model and TOPMODEL. *J. Hydrol.*, 195, 256-278.
- Bobée B, 1999. Estimation des événements extrêmes de crue par l'analyse fréquentielle : une revue critique. In. "Crues de la normale à l'extrême", Lyon 10-11 mars 1999, SHF, 157-166
- Borga M. , 2002. Accuracy of radar rainfall estimates for streamflow simulation. *Journal of Hydrology* 267 (2002) 26–39
- Bourges et al., 1995
- Bouvier C., Cisneros L., Dominguez R., Laborde J.P., Lebel T. , 2003. Generating daily rain fields using CP decomposition of the correlation matrix. A case study in Mexico. *Jour. Hydrol*, [278 \(1-4\)](#), 107-120
- Bouvier C., Fuentes Mariles G., Dominguez Mora R., 1994. "MERCEDES, un modèle hydrologique d'analyse et de prévision de crues en milieu hétérogène". 4p., 23^è Journées de l'Hydraulique - Congrès de la SHF, Nîmes (France), Septembre 1994, 257-260.
- Bouvier Ch., Delclaux F., Crespy A., 1996. "ATHYS : Atelier Hydrologique Spatialisé". In. "L'Hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement " Publication AISH n°238, pp.425-435.
- Bouvier Ch., Desbordes M., 1990. Un modèle de ruissellement pour les villes de l'Afrique de l'Ouest. *Hydrologie Continentale (France)*, 1990, Vol. 5, n°2, p.77-86.
- Bouvier C., Hingray B., 2001. Modélisation des flux inondants dans les voiries d'un secteur urbain de Ouagadougou (BF). NOVATECH 2001 – 25-27 juin 2001 – Lyon(France), 1011-1014.
- BRATH A., CASTELARIN A., MONTANARI A., 2000. At-site and regional assessment of the possible presence of non-stationarity in extreme rainfall in northern Italy. *Phys. Chem. Earth (B)*, vol.26, N°9, 705-710.
- Braud, I; Fernandez, P; Bouraoui, F., 1994. Study of the rainfall-runoff process in the Andes region using a continuous distributed model. *Journal of Hydrology*, vol.216, no.3-4, 155-171
- Braud, I; Dantas-Antonino, A C; Vauclin, M; Thony, J L; Ruelle, P, 1995. A simple soil-plant-

- atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology*, vol.166, no.3-4, pp.213-250, Apr 1995
- BRAUD I., OBLED Ch., PHAM DINH T., 1993. Empirical Orthogonal Functions (EOF) Analysis of Spatial Random Fields: Theory, Accuracy of the numerical approximations and Sampling Effects. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, vol. 7, 146-160
- BRAUD I., OBLED Ch., 1991. On the Use of Empirical Orthogonal Functions (EOF) Analysis in the Simulation of Random Fields. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, vol. 5, 125-134
- Brunet P., Bouvier C., Perrin J.L., Robain H., 2003. Suivi temporel de l'humidité des sols à l'aide de sondages électriques. Colloque GEOFCAN, Bondy, septembre 2003, 10p.
- Brunet-Moret Y., Roche M., 1966. Etude théorique et méthodologique de l'abattement des pluies. *Cahiers ORSTOM. Série Hydrologie (FRA)*, Vol. 3, No 4, p. 3-13
- Buishand T.A., 1991. Estimating extreme rainfall by combining data from several sites. *Hydrol. Sci. J.*, 36, 345-365
- CAPPELAERE B., 1985. Le modèle STREAM – Application à l'aménagement de la vallée du Tarn à Montauban. BCEOM, 16p.
- Cappelaere B., Vieux B.V., Peugeot C., Maia A., Seguis , 2003. Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger, Africa: II Model calibration and uncertainty characterization. *Journal of Hydrology*, in press.
- Casenave A., Valentin C., 1988. Les états de surface de la zone sahéenne. Influence sur l'infiltration. ORSTOM – Communauté Economique Européenne, 232 p.
- Catalini C.G., Nelli G.C., Garcia C.M., 2002. Curvas de reduccion areal de lluvia de diseno. Efecto de la topografia y el clima sobre su forma. XX CONGRESO LATINOAMERICANO DE HIDRÁULICA-LA HABANA 2002
- Chocat B., 1997. Encyclopédie de l'Hydrologie Urbaine. Collection TecDoc, Editions Lavoisier.
- Chocat B., Cabanne P., 1999. Hydrologie Urbaine : Modélisation et effet d'échelle. In. "Crues de la normale à l'extrême", Lyon 10-11 mars 1999, Publication SHF, 167-176
- Cosandey C., 1999. Genèse des crues cévenoles dans les bassins élémentaires : l'exemple du bassin de la Latte (versant sud du mont Lozère). In. Crues de la normale à l'extrême, Lyon 10 et 11 mars 1999, Publication SHF, 25-34.
- Costa J.E., 1987. A comparison of the largest rainfall-runoff floods in the United States with those of the Peoples Republic of China and the world, *J. Hydrol* 96 (1987) 101–115.
- Cunnane, C., 1988. Methods and merits of regional flood frequency analysis, *Journal of Hydrology*, 100 (1-4), 269-290.
- Dalrymple, T., 1960. Flood Frequency Analysis, U.S Geological Survey, Water Supply Paper 1543-A
- D'Amato N., 1998. Etude climatologique et statistique des événements pluvieux en zone sahéenne, analysée à partir des données pluviographiques de l'expérience EPSAT-NIGER. Thèse de Doctorat de l'Université de Montpellier, 182 p. et annexes
- Desbordes M., Durepaire P., Gilly J.C., Masson J.M., Maurin Y., 1989. 3 octobre 1988, inondations sur Nîmes et sa région : manifestation, causes et conséquences. Ed. Hydropol, 95p.
- Descroix L., Nouvelot J.F., Vauclin M., 2002. Evaluation of an antecedent precipitation index to model runoff yield in the Western Sierra Madre (North-West Mexico). *Journal of*

Hydrology, 263, 114-130.

- Deurer M., Green S. R., Clothier B. E., Böttcher J. and Duijnisveld W. H. M., 2003. Drainage networks in soils. A concept to describe bypass-flow pathways. *Journal of Hydrology*, Volume 272, Issues 1-4, 148-162
- Diskin M.H., Ding Y., 1994. Channel routing independent of length subdivision. *Water Resources Research*, 30(5), 1529-1534
- Dooge J.C.I., 1973. Linear theory of hydrologic systems. Technical bulletin n°1468, USDA, Washington D.C..
- Domínguez M. R. y Jiménez E. M., 1994. "Determinación de factores de reducción por área para la zona del sur oriente del Valle de México", *Memorias del XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, Santiago de Chile, noviembre 1994.
- Ducrocq V., J.P. Lafore, J.L. Redelsperger and F. Orain, 2000 : Initialisation of a fine scale model for convective system prediction: A case study, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 3041-3066.
- Estèves M., Galle S., Faucher X., Vauclin M., 2000. Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain; numerical results versus observed values. *J. Hydrol.*, 228(3-4), 265-282.
- FAO, 1996. Manuel pour l'estimation des crues décennales et des apports annuels pour les petits bassins versants non jugés de l'Afrique Sahélienne et tropicale sèche. Bulletin FAO d'irrigation et de drainage n°54, 245 p.
- H. J. FOWLER and C. G. KILSBY, 2003. A REGIONAL FREQUENCY ANALYSIS OF UNITED KINGDOM EXTREME RAINFALL FROM 1961 TO 2000. *Int. J. Climatol.* **23**: 1313–1334 (2003)
- Franchini M., Wendling J., Oblet C., Todini E., 1996. Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *J. Hydrol.*, 175, 293-338
- Garçon, R. "The Gradex method: for a statistically robust evaluation of extreme value floods based on local characteristics", *Stochastic and Statistical Methods in Hydrology and Environmental Engineering*, Vol 1, 285-298, 1994.
- Gascuel-Oudoux C., Merot P., Durand P., 1999. Genèse des crues normales dans les petits bassins ruraux. In. *Crues de la normale à l'extrême*, Lyon 10 et 11 mars 1999, Publication SHF, 35-44.
- Gaume E., Mouhou M., Thauvin V., 2000. Coefficient d'abattement spatial des pluies en région méditerranéenne adaptés aux petits bassins versants. Rapport de Synthèse n°48/2000, CERREVE
- Gaume, E., M. Livet, M. Desbordes, 2003a: Study of the hydrological processes during the Avène river extraordinary flood (south of France): 6-7 october 1997. *Physics and Chemistry of the Earth*, **28**, 263-267
- Gaume E., Ayrat P.A., Bouvier C., Creutin J.D, Delrieu G., Livet M., 2003b. HYDROLOGICAL ANALYSIS OF THE GARD RIVER (FRANCE) EXTRAORDINARY FLOOD: 8 AND 9 SEPTEMBER 2002. Proceedings of the 5rd EGS Plinius Conference held at Ajaccio, France, October 2003.
- Gellens D., 2002. Combining regional approach and data extension procedure for assessing GEV distribution of extreme precipitation in Belgium. *Jour. Hydrol.*, 268, 113-126
- Germann P.F., 1986. Rapid drainage response to precipitations. *Hydrol. Processes*, 1, 3-13.
- Giambelluca, T., Lau, S., Fok, Y., Schroeder, T., 1984. Rainfall frequency study for Oahu (Hawaii). Univ. Hawaii, report R-73 : 34p. +annexes.

- GIEC, 2001. Bilan 2001 des changements climatiques : Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au troisième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, OMM/PNUC, 97 pages
- Gilard et Gendreau, 1988;
- Girard et al., 1981 ; Abbott et al., 1986 ; Morel-Seytoux et Alhassoun, 1989 ; Gandoy-Bernasconi et Palacios-Velez, 1990 ; Grayson et al., 1992a ; Moore et al., 1993 ; Maidment, 1993 ; Conolly et Silburn, 1995 ; Vieux et Gauer, 1995 ; Fortin et al., 1995 ; Muzik, 1996
- Gonzalez V. F., Contribucion al analisis de frecuencias de valores extremos de los gastos maximos en un rio., Publicacion N° 277, Instituto de Ingenieria, UNAM, México, 1970
- Goovaerts, P, 2000. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology*, vol.228, no.1-2, 113-129
- Green W.A., Ampt G.A., 1911. Study in soils physics : 1. Flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.*, 4, 1-24
- Grésillon J., Herter M., Lahaye J.P., 1977. Note sur le dimensionnement des ouvrages évacuateurs de crue en Afrique de l'Ouest Sahélienne ou Tropicale. *Bulletin de liaison du CIEH*, n°28-29, 1-34
- Grésillon J.M., Obled C., Neyret-Gigot J.M., Le Meillour F., 1994. Variabilité de la fonction de transfert d'un bassin versant. Analyse des causes et essai d'interprétation. In. "Crues et inondations", 23^e journées de l'Hydraulique, Nîmes, 14-16 septembre 1994, SHF, 237-244
- Grésillon J.M., Taha A., 1998 Les zones saturées contributives en climat méditerranéen; condition d'apparition et influence sur les crues. *Saturated contributive areas in Mediterranean catchments; condition for appearance and consequent floods. Hydrological Sciences Journal = Journal des Sciences Hydrologiques*, vol.43, no.2, 267-282
- Guillot G., 1999. Approximation of Sahelian rainfall fields with meta-gaussian random fonction. *Model definition and methodology. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 13(1-2), 100-112.
- Guillot G., Lebel T., 1999. Approximation of Sahelian rainfall fields with meta-Gaussian random functions Part 2: parameter estimation and comparison to data. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment (SERRA)*, 13(1-2), 113-130
- GUILLOT P., DUBAND D., 1967. La méthode du gradex pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies. *Colloque International sur les crues et leur évaluation*, Leningrad, 15-22 août, IAHS, publication n°84, 560-569
- Guillot, P. "The arguments of the Gradex Method: a logical support to assess extreme floods", *Extreme Hydrological Events: Precipitation, Floods and Droughts*, IAHS, Publication 213, 287-298, 1993.
- Guiscaffre, J., Klein, J.C., Moniod, F., 1975. Les ressources en eau de surface de la Martinique. *Orstom*, 212 pp.+tableaux+figures.
- Herbaud J., 1966. Etude du ruissellement en zone urbaine à Brazzaville. Le bassin du Makélékélé. *CIEH*, 37 p.
- Hersch R.W., 2002. The world's maximum observed floods, *Flow Measurement and Instrumentation*, Volume 13, Issues 5-6, December 2002, Pages 231-235
- Hersch, R.W., 2002. The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods, IAHS Press, Wallingford, UK, IAHS, Pub. no. 271; pp.355-359.

- HERVOUET J.M., MOULIN C., 1994. Modèles mathématiques bi-dimensionnels aux éléments finis pour l'analyse des crues et des inondations. In. Crues et inondations, 23^e journées de l'Hydraulique, Congrès de la Société Hydrotechnique de France, 251-255
- Hewlett J.D., Hibbert A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In. Symposium on Forest Hydrology, W.E. Sopper, H.W. Lull Ed., Pergamon Press, Oxford (UK), 275-290
- Hingray B., Cappelaere B., Bouvier C., Desbordes M., 2000. Hydraulic vulnerability of an elementary urban cell. *Journal of Hydrological Engineering*, Vol.5, n°4, 402-410
- Hingray B., Bouvier C., Cappelaere B., Desbordes M., 2000. Inondations urbaines dans les PED : un indicateur géométrique caractéristique du comportement hydrodynamique du bâti. *Revue des Sciences de l'Eau*, 13/1(2000), 85-100
- <http://www.msem.athys.fr>
- Humbert, J., Perron, L., Perrin, J-L., 1994. Precipitation mapping in mountainous area : comparison of two statistical models. Proceeding of international conference « Developments in Hydrology of mountainous areas », UNESCO/FRIEND-AMHY, Hight Tatras, Slovakia, 12-16/9/1994 : 8p
- IAHS World Catalogue of Maximum Observed Floods. Second ed. IAHS Press, Wallingford, UK (under preparation).
- Iorgulescu, I and Jordan, J-P, 1994, Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment, *J. Hydrol.*, 159, 255-273.
- Janeau J.L., Bouvier C., Collinet J., Gutierrez C., Poulenard J., Viveros P., 2001. Los estudios edafológicos del proyecto SISHILAD, 1995-1999. CD-ROM IRD.
- Jomelli V., Caballero Y., Chevallier P., Ribstein P., 2001. Hydrological characteristics of slope deposits in high tropical mountains (Cordillera real, Bolivia), *Catena*, 624
- Joerin C., Musy A., Talamba D., 2002. Study of hydrological processes for better models and flood estimations. In proc. International conference on flood estimation, Berne (Suisse), mars 2002, CHR report II-17, 123-132
- Kerr, Y.H., Waldteufel, P., Wigneron, J.P., Martinuzzi, J.M., Font, J. and Berger, M., 2001. Soil moisture retrieval from space: the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) Mission. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 39, pp. 1729–1735
- Kinoshita, S., Sato, S., Terayama, H., "Flood simulation by two-dimensional tank model," *Proc., 7th International Conference on Urban Storm Drainage*, Hannover, Germany, pp. 959-964, 1996.
- Laborde J.P, 1984. Analyse des données et cartographie automatique en hydrologie : élément d'hydrologie lorraine. Thèse de doctorat - Institut National Polytechnique de Lorraine, 287p.
- Lamachère J.M. 1993. Etude hydrologique du marigot de Wemtenga, ville de Ouagadougou. Rapport Orstom
- Lang M., Rasmussen P., Oberlin G., Bobée B., 1997. Échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil : modélisation des occurrences par la méthode du renouvellement. *Rev. Sci. Eau* 10 (3) : 279-320
- Le Barbé L., Lebel, T., 1997. Rainfall climatology of the Hapex-Sahel region during the years

1950-1990. *J. Hydrol.*, 188-189, 43-73

- Le Barbé L., 1982. Etude du ruissellement urbain à Ouagadougou. Essai d'interprétation théorique. Recherche d'une méthode d'évaluation de la distribution des débits de pointe de crue à l'exutoire des bassins urbains. *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie*, 19(3), 135-204
- Lebel T., Laborde J.P., 1988. A geostatistical approach for areal rainfall statistics assessment *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, (2): 245-261
- Lemoine L., Michel C., 1972. Essai d'adaptation à l'Afrique Tropicale des méthodes classiques de calcul du débit des ouvrages d'assainissement urbain. *CIEH*, 35 p.
- Lequien A., 2003. Analyse et évaluation des crues extrêmes par modélisation hydrologique spatialisée. Cas du bassin du Vidourle. DEA Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental, Université Montpellier 2. 49 p. et annexes
- Lhomme J., Bouvier C., Perrin J.L., 2004. Applying a GIS-based geomorphological routing model in urban catchment. *Jour. Hydrol.*, accepté
- Lischeid G., Kolb A., Alewell C., 2002. Apparent translatory flow in groundwater recharge and runoff generation. *Journal of Hydrology*, Volume 265, Issues 1-4, 195-211
- MANTOGLU A. et WILSON J.L., 1982. The turning bands method for simulation of random fields using line generation by a spectral method. *Wat. Resour. Res.*, 18(5), 1379-1394.
- M.J. MANTON, P.M. DELLA-MARTA, M.R. HAYLOCK, K.J. HENNESSY, N. NICHOLLS, L.E. CHAMBERS, D.A. COLLINS, G. DAW, A. FINET, D. GUNAWAN, K. INAPE, H. ISOBE, T.S. KESTIN, P. LEFALE, C.H. LEYU, T. LWINI, L. MAITREPIERRE, N. OUPRASITWONG, C.M. PAGE, J. PAHALAD, N. PLUMMER, M.J. SALINGER, R. SUPPIAH, V.L. TRAN, B. TREWIN, I. TIBIG and D. YEE, 2001. TRENDS IN EXTREME DAILY RAINFALL AND TEMPERATURE IN SOUTHEAST ASIA AND THE SOUTH PACIFIC: 1961–1998. *Int. J. Climatol.* **21**: 269–284 (2001)
- Marand, C., Zumstein, J-F., 1990. La modélisation des précipitations moyennes annuelles appliquée au massif Vosgien. *Hydrologie Continentale*, 5/1 :29-39.
- Marchandise A., 2003. Analyse et modélisation de l'événement hydrologique exceptionnel des 8 et 9 septembre 2002 sur le bassin versant du Gardon d'Anduze. DEA MMGE de l'Université Joseph Fourier, Grenoble, 49 p. et annexes
- Margoum M., Oberlin G., Lang M., Weingartner R. [1994] - Estimation des crues rares et extrêmes : principes du modèle Agregée - *Hydrologie Continentale*, vol.9 (1), 85-100.
- Martinez-Cob, A., 1996. Multivariate geostatistical analysis of evapotranspiration and precipitation in mountainous terrain. *J. Hydrol.*, 174, 19-35.
- Mathys, N; Brochot, S; Meunier, M; Richard, D., 2003. Erosion quantification in the small marly experimental catchments of Draix (Alpes de Haute Provence, France); calibration of the ETC rainfall-runoff-erosion model. *Catena (Giessen)*, vol.50, no.2-4, 527-548
- McDonnell J.J., 1990. A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid, catchment. *Water Resources Research*, 26(11), 2821-2832
- McGlynn B. L., McDonnell J. J. and Brammer D. D., 2002. A review of the evolving perceptual model of hillslope flowpaths at the Maimai catchments, New Zealand, *Journal of Hydrology*, Volume 257, Issues 1-4, 1-26
- Mellor D., 1996. The Modified Turning Bands (MTB) model for space-time rainfall. *J. Hydrol.*, 175(1-4), 113-127.

- Merot, Ph and Bruneau, P. 1993 Sensitivity of bocage landscapes to surface run-off: application of the Kirkby index, *Hydrol. Process.*, 7, 167-176.
- MONIOD F., 1983. "Deux paramètres pour caractériser le réseau hydrographique". Cahiers de l'Orstom, série Hydrologie, vol. 20, n°3 et 4, pp.191-204.
- MONTANARI A., 1998. Storm structure variability in historical rainfall data observed in Italy. *Ann. Geophysicae*, 16(2), 456.
- Muzik, I., 1996. Flood modelling with GIS-derived distributed unit hydrograph. *Hydrological Processes*, 10(10), 1401-1409,
- Naulet R., 2002. Utilisation de l'information des crues historiques pour une meilleure prédétermination des risques d'inondations. Application au bassin de l'Ardèche à Vallon Pont d'Arc et St Martin d'Ardèche. Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier de Grenoble et de l'Université du Québec, 322p.
- Naulet, R. , Lang, M., Ouarda, T. B. M. J., Coeur, D., Bobée, B., Recking, A. et Moussay D., accepté. Flood frequency analysis on Ardeche river using french documentary sources from the two last centuries, *Journal of Hydrology*.
- Neppel L., 1997. Le risque pluvial en Languedoc-Roussillon : caractérisation de l'aléa climatique. Thèse de doctorat de l'Université de Montpellier, 238 p. et annexes.
- Neppel L., Bouvier C., Vinet F., Desbordes M., 2003. Changement climatique et inondations : quelques éléments de réflexion pour le Languedoc-Roussillon. *Revue des Sciences de l'Eau* (sous presse).
- Nimlos, T. J., Hillary, P. A., 1990. The strength/moisture relations and hydraulic conductivity of Mexican tepetate. *Soil Science*, vol.150, no.1, pp.425-430
- Noilhan, J., Mahfouf, J F, 1996. The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, vol.13, no.1-4, pp.145-159, Jun 1996
- Obled C., Slimani M., 1986. Regionalization of extreme rainfall parameters through kriging and correlation with topography descriptors. *International Symposium on Flood Frequency and Risk Analyses*. Batôn Rouge, mai 1986.
- Obled Ch., Wendling J., Beven K., 1994. The sensibility of hydrological models to spatial rainfall patterns : an evaluation using observed data. *J. Hydrol.*, 159 : 305-333.
- PAQUIER A., 1999. Influence des endiguements et remblais sur l'inondation de la plaine de l'Agly. In. *Crues de la normale à l'extrême*, SHF, 87-92.
- Paquier, A., Tanguy, J.M., Haider, S. & B. Zhang, 2003. Estimation des niveaux d'inondation pour une crue éclair en milieu urbain : comparaison de deux modèles hydrodynamiques sur la crue de Nîmes d'octobre 1988. *Rev. Sci. Eau* 16 (1) : 79 – 102
- Parent, E., Bernier, J., 2003. Bayesian POT modeling for historical data. *Journal of Hydrology*, vol.274, no.1-4, 95-108
- Pauwels, V.R N., Hoeben, R., Verhoest, N. E C, de Troch, F.P, 2000. The importance of the spatial patterns of remotely sensed soil moisture in the improvement of discharge predictions for small-scale basins through data assimilation. *Journal of Hydrology*, vol.251, no.1-2, pp.88-102, 15 Sep 2001
- Pearce A.J., Stewart M.K., Sklash M.G., 1986. Storm runoff generation in humid headwater catchments, where does the water come from ? *Water Resources Research*, 22(8), 1263-1272
- Pellarin T., Delrieu G., Saulnier G.M., Andrieu H., Vignal B., Creutin, J.D., 2002. Hydrologic visibility of weather radar systems operating in mountainous regions : case study for

the Ardèche catchment (France). *Journal of Hydrometeorology*

- Pellenq J., Kalma J., Boulet G., Saulnier G M., Wooldridge S., Kerr, Y., Chehbouni, A., 2003. A disaggregation scheme for soil moisture based on topography and soil depth. *Journal of Hydrology*, vol.276, no.1-4, pp.112-127
- Perrin J.L., Bouvier C., accepté. Application of a generalized TOPMODEL concept to the Rumihurcu high altitude volcanic catchment, Quito, Ecuador. *Journal of Hydrology*.
- Perrin, C; Michel, C; Andreassian, V., 2001. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology*, 242(3-4), 275-301
- Perrin J.L., Bouvier J.C., Janeau J.L., Ménez G., Cruz F., 2001, Rainfall-runoff processes in a small catchment in Andes mountains - The Rumihurcu Quebrada, Quito (Ecuador). *Hydrol. Proces.*, 15, 843-854
- Peters D.L., Buttle J.M., Taylor C.H., Lazerte B.D., 1995. Runoff production in a forested, shallow soil, Canadian Shield basin. *Water Resources Research*, 31(5), 1291-1304.
- Philip J.R., 1957. The theory of infiltration. *Soil Science* vol. 83, 84 and 84.
- Ponce, V M., Lohani, A K., Scheyhing, C., 1996. Analytical verification of Muskingum-Cunge routing. *Journal of Hydrology*, vol.174, no.3-4, pp.235-241
- Prat C., Baez A., Marquez A., 1997. Erosion y escurrimiento en parcelas de tepetate en Texcoco, Mexico. In. *Memorias del III simposio internacional sobre suelos volcanicos endurecidos*, Quito, diciembre de 1996, 371-383
- Puech C., Chabi-Gonni D., 1983. Méthode de calcul des débits de crue décennale pour les petits et moyens versants en Afrique de l'Ouest et centrale. CIEH, Ouagadougou, 91 p.
- Puech C., Gineste P., 2003. Réduction de l'équifinalité dans les modèles : humidité des sols vue par imagerie radar. *Canadian Journal of Remote Sensing*, sous presse.
- Quesney, A; Le Hegarat-Masclé, S; Taconet, O; Vidal-Madjar, D; Wigneron, J P; Loumagne, C; Normand, M, 2000. Estimation of watershed soil moisture index from ERS/SAR data. *Remote Sensing of Environment*, vol.72, no.3, pp.290-303
- Quinn, P F, Beven, K, Chevallier, P and Planchon, O. 1991 The Prediction of Hillslope Flow Paths for Distributed Hydrological Modelling Using Digital Terrain Models, *Hydrological Processes*, 5;59-79.
- Ribstein P., 1990. Modèles de crues et petits bassins versants au Sahel. Thèse de Doctorat, Université Montpellier 2, Etudes et Thèses ORSTOM, Paris, 260p.
- RICCARDI G., 1997. The mathematical modelling of flood propagation for the delineation of flood risk zones. Proc. Rabat symposium S1, Sustainability of water resources under increasing uncertainty, IAHS n°240, 355-364.
- Rico, M; Benito, G; Barnolas, A , 2001. Combined palaeoflood and rainfall-runoff assessment of mountain floods (Spanish Pyrenees). *Journal of Hydrology*, vol.245, no.1-4, pp.59-72
- Robson, A J, Whitehead, P G and Johnson, R C. 1993 An application of a physically based semi-distributed model to the Balquhider catchments, *J. Hydrol.*, 145, 357-370.
- Roche M., 1963. *Hydrologie de surface* (pp.76-79). Gauthier-Villars éditeurs, 383 pages plus annexes
- Rodier J.A., Ribstein P., 1988. Estimation des caractéristiques de la crue décennale pour les petits bassins versants du Sahel couvrant 1 à 10 km². Orstom, Montpellier, 133p.
- Rodier J.A., Roche M., *World Catalogue of Maximum observed floods*, IAHS Press,

Wallingford, UK, 1984 IAHS Pub. No. 143.

- RODRIGUEZ-ITURBE I. et EAGLESON P.S., 1987. Mathematical methods of rainstorm events in space and time. *Wat. Resour. Res.*, 23(1), 181-190
- Rodriguez-Iturbe I., Meija J.M., 1974. On the transformation of point rainfall to areal rainfall. *Wat. Resour. Res.*, (10)4: 729-735
- Rossi F., Fiorentino M., Versace P., 1984. Two-component extreme value distribution for flood frequency analysis, *Water Resources Research*, V 20 n°7, July 1984, p847-856
- Rouch R., Mangin A., Bakalowicz M., D'Hulst D., 1997. The hyporheic zone : Hydrogeological and geochemical study of a stream in the Pyrenees Mountains. *Int. Revue ges. Hydrobiol.*, 82 (3), 357-378.
- Roux C., 1995. Analyse des précipitations en hydrologie urbaine. Exemple de la Seine-Saint-Denis. Thèse de doctorat, université Montpellier II, 257p.
- Saghafian B., Julien P.Y., Rajaie H., 2002. Runoff hydrograph simulation based on time variable isochrone technique. *J. Hydrol.*, 261(1-4), 193-203
- Salvadori G., 2003. Linear combinations of order statistics to estimate the quantiles of generalized pareto and extreme values distributions. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*. SERRA, 17(1-2), 116-140.
- Saulnier G.M., Beven K., Obed C., 1997. Digital elevation analysis for distributed hydrological modeling : reducing scale dependence in effective hydraulic conductivity values. *Wat. Resour. Res.*, 33(9), 2097-2101
- Servenay A., 1997. Les paysages de tepetates du Mexique central volcanique. Identification et caractérisation spatiale, par télédétection et SIG, des zones agricoles à réhabiliter. Mémoire DEA Territoires Environnement Aménagement, option Paysages, Université Toulouse Le Mirail, 90 p.
- Sighomnou D., 1986. Assainissement pluvial en zone urbaine en Afrique tropicale. Cas de Yopougon (Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat de l'Université de Montpellier, 254p.
- Sivapalan M., Blöschl G., 1998. Transformation of point rainfall to areal rainfall: Intensity-duration-frequency curves, *Journal of Hydrology* 204 (1-4), 150-167
- Sklash M.G., Stewart M.K., Pearce A.J., 1986. Storm runoff generation in humid headwater catchments, 2 A case study of hillslope and low-order stream response. *Water Resources Research*, 22(8), 1273-1282
- Smith J.A., Karr A.F., 1985. Parameter estimation for a model of space-time rainfall. *Wat. Resour. Res.*, 21(8), 1251-1257
- Smith R.E., Parlange J.Y., 1978. A parameter-efficient hydrologic infiltration model. *Water Resources Research*, 14(3), 533-538
- Stanescu V.A., 2002. Outstanding floods in Europe; a regionalization and comparison. In proceedings of International Conference on flood estimation, Berne (Suisse), mars 2002, 697-706
- Stein A., Staritsky I.G., Bouma J., Van Eijnsbergen A.C., Bregt A.K., 1991. Simulation of moisture deficits and areal interpolation by universal cokriging. *Wat. Resour. Res.*, 27 (8), 1963-1973.
- Strupczewski, W.G., Napiorkowski, J., Dooge, J., 1989. The distributed Muskingum model. *Journal of Hydrology*, vol.111, no.1-4, pp.235-257
- Tani M., 1997. Runoff generation process estimated from hydrological observations on a steep forested hillslope with a thin soil layer. *Journal of Hydrology*, 200, 84-109.

- TARO O., 1993. Numerical simulation of inundation by Galerkin and iterative type finite element model. 6th International Conference on Urban Storm Drainage, Niagara Falls, vol.1, 236-268.
- Tsuboyama Y., Sidle R.C., Noguchi S., Hosoda I., 1994. Flow and solute transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment. *Water Resources Research*, 30(4), 879-890
- UNESCO, Repertoire Mondial des très fortes crues. Etudes et rapports d'hydrologie (Report of the world's very large floods). Les Presses de l'UNESCO, Paris, 1976 (in French).
- Valentin C., 1985. Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de régions subdésertiques. Dynamique de formation des et conséquences sur l'économie de l'eau. Etudes et Thèses ORSTOM, Paris, 260p.
- Vazquez, R. F., Feyen, L; Feyen, J., Refsgaard J.C., 2002. Effect of grid size on effective parameters and model performance of the MIKE-SHE code. *Hydrological Processes*, vol.16, no.2, 355-372
- Vélez Otálvaro M.V., Ramirez Lina M. y Giraldo Hugo A, 2002 . VERIFICACIÓN DEL MÉTODO GRADEX EN UNA REGIÓN COLOMBIANA. XX CONGRESO LATINOAMERICANO DE HIDRÁULICA-LA HABANA 2002
- Vieux, Baxter E; Farajalla, Nadim S; Gaur, Nalnees, 1993. Integrated GIS and distributed stormwater runoff modeling. Second international conference/workshop on Integrating geographic information systems and environmental modeling. International Conference/Workshop on Integrating Geographic Information Systems & Environmental Modeling, vol.2, unpaginated
- Vinet F., 2003 Crues et inondations dans la France méditerranéenne, les crues torrentielles des 12 et 13 novembre 1999" ; Edition du temps, 223p.
- Vuillaume G., 1974. L'abattement des précipitations journalières en Afrique intertropicale : variabilité et précision de calcul. Cahiers ORSTOM. Série Hydrologie (FRA), Vol. 11, No 3, p. 205-240
- WAYMIRE E., GUPTA V.K. et RODRIGUEZ-ITURBE I., 1984. A spectral theory of rainfall intensity at the Meso-scale. *Wat. Resour. Res.*, 20(10), 1453-1465.
- Weiler M., Naef F., 2003. Simulating surface and subsurface initiation of macropore flow, *Journal of Hydrology*, Volume 273, Issues 1-4, 25 March 2003, Pages 139-154.
- Wen X.H., Gomez-Hernandez J., 1996. Upscaling hydraulic conductivities in heterogeneous media : an overview. *J. Hydrol.*, 183(1-2), 9-32
- Willems P., 2001. A spatial rainfall generator for small spatial scales. *J. Hydrol.*, 252, 126-144
- Wotling G., 2000. Caractérisation et modélisation de l'aléa hydrologique à Tahiti. Thèse de l'Université Montpellier 2, Mémoires Géosciences Montpellier n°18, ISTEEM, 309 p. et annexes
- Zebrowski C., Quantin P., Trujillo G., 1997. Suelos volcanicos endurecidos. III Simposio internacional, Quito (Ecuador), diciembre de 1996, 510 p.
- Zhu, J., Mohanty, B.P., 2002 Upscaling of soil hydraulic properties for steady state evaporation and infiltration. *Water Resources Research*, 38(9),

Annexe n°1 : Curriculum Vitae

Christophe BOUVIER

Né le 9/8/1957, marié, 3 enfants

Hydrologue, Chargé de Recherches Première Classe (CR1) à l'IRD

UMR 5569 CNRS/UM2/IRD

HydroSciences

IRD, B.P. 64501, 34394 Montpellier Cedex 5

E-mail : Christophe.Bouvier@msem.univ-montp2.fr

ETUDES ET DIPLOMES

1978 : Maîtrise de Mathématiques, Université Paris 13

1979-1981 : Volontaire du Service National en Coopération. Enseignant en Mathématiques à l'Ecole Française Jean Mermoz, Dakar (Sénégal).

1982 : Diplôme d'Etudes Approfondies (DEA) en Sciences de l'Eau, de l'Université Paris 6. Recherches effectuées au Laboratoire d'Hydrologie de l'ORSTOM, à Bondy, sous la direction de Jacques Colombani, sur le thème de l'analyse statistique de la persistance des états pluvieux.

1989 : Thèse de doctorat en Mécanique, Génie Mécanique et Génie Civil, à l'Université Montpellier. Recherches effectuées sous la direction du Professeur Michel Desbordes, sur le thème de la modélisation du ruissellement urbain en Afrique de l'Ouest.

AFFECTATIONS ET DEROULEMENT DE CARRIERE :

1982-1983 : Laboratoire d'Hydrologie, Bondy. Elève ORSTOM 1^{ère} année.

1983-1985 : Mission ORSTOM de Niamey (Niger). Elève ORSTOM 2^e année, puis Chargé de Recherches 2^e classe, à partir de 1984.

1985-1989 : Centre ORSTOM de Montpellier; rattaché à l'UR 2^E sous la direction de Frédéric Moniod et au Département Eaux Continentales, sous la direction de Bernard Pouyaud. Chargé de Recherches 1^{ère} classe à partir de 1989.

1990-1994 : Université Nationale Autonome de Mexico (UNAM); rattaché à l'UR 24 sous la direction de Christian Valentin et au Département Eaux Continentales, sous la direction de Bernard Pouyaud.

1994- : Centre IRD de Montpellier; responsable du programme Risques Urbains liés aux Ecoulements et aux Sols (RUES) de l'UR24; rattaché à l'UMR HydroSciences depuis 2000, sous la direction de Eric Servat; coordonnateur de l'axe de recherche Risques Hydrologiques liés aux Aléas Extrêmes, depuis 2001 .

Participation à des projets scientifiques

- coordinateur projet franco-équatorien Sistema Hidrologico de Pronostico de avenidas en las laderas del Pichincha (SISHILAD), 1995-1999
- coordinateur projet PNRH, "Ecoulements et crues sur petit bassin andin", 1997-1999
- coordinateur projet franco-mexicain Hidrologia de la Cuenca de Chalco, 1991-1994
- coordinateur projet Ruissellement urbain en Afrique de l'Ouest, convention ORSTOM-CIEH, 1986-1990

- projet RIO2 du MATE/MEDD, 2002-2004 (coordination CEMAGREF-Lyon)
- observatoire OHM-CV, depuis 2002 (coordination LTHE)
- projet Hydrologie des bassins tahitiens, convention ORSTOM-DDE, 1996-2000 (coordination IRD);
- projet franco-mexicain Recursos Agua en la Region Hidrologica 36, 1991-1994 (coordination IRD)

Production scientifique

- 15 publications dans des revues internationales à Comité de lecture : Hydrological Processes, Journal of Hydrological Engineering, Water Sciences Journal, Journal of Hydrological Sciences, Journal of Hydrology
- 20 publications dans des actes de congrès, 15 rapports internes

- co-encadrement avec Michel Desbordes des thèses de Hingray (UM2, 1999), Wotling (UM2, 2000), Cisneros (UM2, 2001), Lhomme (UM2, en cours); co-encadrement avec Eric Servat de la thèse de Marchandise (UM2, en cours), Graff (CEMAGREF, en cours); co-encadrement avec Jean Albergel de la thèse de Mohamadane Bassel (Université Dakar, 1996); encadrement de 9 DEA

- lecteur (reviewer) pour : Journal of Applied Meteorology, Revue des Sciences de l'Eau, PNRH

LANGUES :

Espagnol, Anglais (lu, parlé, écrit), Allemand (lu, écrit)

Annexe n°2 : liste des travaux et publications

Publications dans revues à comité de lecture

Bouvier Ch., 1983. "Etude des effets de dépendance dans une série chronologique. Application à l'étude des séquences de jours de pluie". Cahiers Orstom, Série Hydrologie, Vol.XX n°2, pp.79-116

Bouvier Ch., Desbordes M., 1990. Un modèle de ruissellement pour les villes de l'Afrique de l'Ouest. Hydrologie Continentale (France), 1990, Vol. 5, n°2, p.77-86.

Bouvier Ch., 1994. "Sur la pratique des Modèles Numériques de Terrain (MNT) en Hydrologie. L'expérience des bassins de Chalco (Mexique)", Hydrologie Continentale, vol. 9, n°1, 1994, 5-16

Bouvier Ch., Estrada Avalos, J., 1995. 'Herramientas de analisis espacial en la definicion del uso potencial des suelo : Caso de la RH36'. Revista TERRA, vol n°13, n°1, 1995, pp. 17-29.

Bouvier C., Ayabaca E., Perrin J.L., Cruz F., Fourcade B., Rosario S., Carrera L., 1999. Variabilités temporelle et spatiale des averses en milieu andin : exemple de la ville de Quito (Equateur). Revue de Géographie Alpine 1999 n°3.

Wotling G., Bouvier C., Danloux J., Fritsch J.M., 2000. Regionalization of extreme precipitation distribution using the principal components of the topographical environment. J. Hydrol., 233, 86-101

Hingray B., Cappelaere B., Bouvier C., Desbordes M., 2000. Hydraulic vulnerability of an elementary urban cell. Journal of Hydrological Engineering, Vol.5, n°4, 402-410

Hingray B., Bouvier C., Cappelaere B., Desbordes M., 2000. Inondations urbaines dans les PED : un indicateur géométrique caractéristique du comportement hydrodynamique du bâti. Revue des Sciences de l'Eau, 13/1(2000), 85-100

Perrin J.L., Bouvier J.C., Janeau J.L., Ménez G., Cruz F., 2001, Rainfall-runoff processes in a small catchment in Andes mountains - The Rumihurcu Quebrada, Quito (Ecuador). Hydrol. Proces., 15, 843-854

Wotling G., Bouvier C., 2002. Impact of urbanization on suspended sediment and organic matter fluxes from small catchments in Tahiti. Hydrological Processes, 16(9), 1745-1756

Arnaud P., Bouvier C., Cisneros L., Dominguez R., 2002. Influence of rainfall spatial variability on flood prediction. *Jour. Hydrol.*, 260, 216-230

Chippaux J.P., Houssier S., Gross P., Bouvier C., Brissaud F., 2002. Etude de la pollution de l'eau souterraine de la ville de Niamey. Bull Soc Pathol Exot, 94, 119-123

Bouvier C., Cisneros L., Dominguez R., Laborde J.P., Lebel T., 2003. Generating daily rain fields using CP decomposition of the correlation matrix. A case study in Mexico. *Jour. Hydrol.*, 278 (1-4), 107-120

Perrin J.L., Bouvier C., accepté. Rainfall-Runoff modelling in the urban catchment of El Batan, Quito, Ecuador. *Urban Water*

Lhomme J., Bouvier C., Perrin J.L., accepté. Applying a GIS-based geomorphological routing model in urban catchment. Journal of Hydrology

soumis

Neppel L., Bouvier C., Vinet F., accepté. Changement climatique et inondations : quelques éléments de réflexion pour le L.R. Revue des Sciences de l'Eau

Perrin J.L., Bouvier C., soumis. Application of a generalized TOPMODEL concept to the Rumihurcu high altitude volcanic catchment, Quito, Ecuador. Hydrological Processes.

Dominguez R., Bouvier C., Neppel L., Lubes H., soumis. Approche régionale pour l'estimation des distributions ponctuelles des pluies journalières dans le Languedoc-Roussillon. Hydrological Sciences Journal

Rapports diplômants

Bouvier Ch., 1990. "Analyse et Modélisation des écoulements en milieu urbain africain". Thèse de Doctorat, Université Montpellier 2, Collection Etudes et Thèses, Editions de l'Orstom, 313 p. + annexes.

Communications

Bouvier Ch., 1986. Modélisation de la relation pluie-débit maximum en milieu urbain tropical. ISTED, Journées Internationales de l'Eau, Marseille (France), 9-11 juin 1986, p.73-78.

Bouvier Ch., 1988. Concerning the experimental measurements of infiltration for the runoff modelisation of the urban watersheds in Western Africa. Unesco- Urban Water 88, Duisburg (Allemagne), 24-29 avril 1988, p. 29-36.

Bouvier Ch, Desbordes M., 1990. Urban modelling in Western Africa. 5th International Conference on Urban Storm Drainage, Osaka (Japon), 23 au 27 juillet 1990, tome 1, 251-256.

Bouvier Ch., Desbordes M., 1990. Perspectives for management of urban storm drainage in Western Africa. 5th International Conference on Urban Storm Drainage, Osaka (Japon), 23 au 27 juillet 1990, tome 3, 1577-1580.

Bouvier Ch., Fuentes Mariles G., Dominguez Mora R., 1992. Modelacion de las avenidas en la Cuenca San Marcos. Asociacion Mexicana de Hidraulica (MEX), 12è Congreso Nacional de Hidraulica, Puerto Vallarta (Mex), 7-10 de octubre de 1992, 16 p.

Bouvier C., Fuentes Mariles G., Dominguez Mora R., 1994. "MERCEDES, un modèle hydrologique d'analyse et de prévision de crues en milieu hétérogène". 4p., 23è Journées de l'Hydraulique - Congrès de la SHF, Nîmes (France), Septembre 1994, 257-260.

- Bouvier Ch., Estrada Avalos J., 1994. Analyse spatialisée des potentialités agricoles de la RH36. 15th World Congress of Soil Science, Acapulco (MEX), 10-16 juillet 1994, Vol n°6b, p. 333-334.
- Bouvier Ch., Delclaux F., 1996. "ATHYS : a hydrological environment for spatial modelling and coupling with a GIS ». In. Proceedings HydroGIS96, Vienna, Austria, 19-28, IAHS publication n°235.
- Bouvier Ch., Delclaux F., Crespy A., 1996. "ATHYS : Atelier Hydrologique Spatialisé". In. "L'Hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement " Publication AISH n°238, pp.425-435.
- Cisneros L., Bouvier C., 1998. Application du krigeage à la construction des champs d'averses à Mexico. 18è Congrès Latino-Américain d'Hydraulique, Oaxaca (Mexique), 12-16 oct 1998.
- Perrin J.L., Bouvier J.C, Janeau J.L., 1999. Mécanismes de production des crues sur un petit bassin versant montagneux périurbain, Quito (Equateur). Colloque "Crues de la normale à l'extrême", Société Hydrotechnique de France, Lyon, 10 et 11 mars 1999, 45-53
- Hingray B., Bouvier B., Desbordes M. et Cappelaere B., 1999. *Urban flooding : hydraulic behaviour and modelling of built-up areas*. 8th International Conference on Urban Storm Drainage, Sidney (Australie), vol. 3, 1457-1465.
- Cisneros L., Bouvier C., Dominguez R., 2000. Generacion de campos de precipitacion en el valle de Mexico. *XIX Congreso Latino americano de hidraulica*, Cordoba (Arg.), vol.2, 249-259
- Bertoni J.C., Chevallier P., Bouvier C., Desbordes M., 2000. Analisis relativo a la estimacion del tiempo de concentracion. Aplicacion a tres cuencas semi-urbanizadas de la region central de Argentina. *XIX Congreso Latino americano de hidraulica*, Cordoba (Arg.), vol.2, 349-359
- Bouvier C., Hingray B., 2001. Modélisation des flux inondants dans les voiries d'un secteur urbain de Ouagadougou (BF). NOVATECH 2001 – 25-27 juin 2001 – Lyon(France), 1011-1014.
- P. Brunet, C. Bouvier, J.L. Perrin, H. Robain, 2003. Suivi annuel des variations de l'humidité du sol à l'aide de sondages Schlumberger. 3è colloque GEOFCAN, Bondy, 24-25 septembre 2003.
- Gaume E., Ayrat P.A., Bouvier C., Creutin J.D., Delrieu G., Livet M., 2003. HYDROLOGICAL ANALYSIS OF THE GARD RIVER (FRANCE) EXTRAORDINARY FLOOD: 8 AND 9 SEPTEMBER 2002. Proceedings of the 5rd EGS Plinius Conference held at Ajaccio, France, October 2003
- Neppel L., Bouvier C, 2003 : Etude des coefficients d'abattement en région méditerranéenne. Séminaire international d'Hydrologie des régions méditerranéennes et semi-arides. Hydrology of Mediterranean and semi arid region, IAHS Publication n°278, 276-283
- Neppel L., Vinet F., Bouvier C., Desbordes M, 2002 . Pluies extrêmes et changement climatique : quelques éléments de réflexion pour la région Languedoc-Roussillon. Montpellier Agropolis, déc 2002
- Neppel L., Bouvier C., 2003. Situation de l'épisode du 08 et 09 septembre 2002 dans l'historique régional. 3è journées OHM-CV, Nîmes, 24-25 mars 2003.

Ouvrages, rapports, revues sans comité de lecture

Bouvier C., 1986. Etude du ruissellement urbain à Niamey. Rapport général. Publication ORSTOM/CIEH, 84p. et annexes

Bouvier C., Janeau J.L., 1988. Simulation de pluies en milieu urbain. Rapport de synthèse. Publication ORSTOM/ USTL/ CIEH, convention FAC 223/C/DPL/86/160, 55 p. et annexes

Bouvier C., Thébé B., 1988. Urbanisation et occupation des sols en Afrique de l'Ouest. Publication ORSTOM/ USTL/ CIEH, convention FAC 223/C/DPL/86/160, 54 p. et annexes

Bouvier Ch., 1990. "Analyse et Modélisation des écoulements en milieu urbain africain". Thèse de Doctorat, Université Montpellier 2, Collection Etudes et Thèses, Editions de l'Orstom, 313 p. + annexes.

Desbordes M., Bouvier C., 1990. "Assainissement pluvial en Afrique de l'Ouest". 67 P. + annexes, Publication du CIEH.

Bouvier C., Didon E., 1991. "Recursos agua en la cuenca de Chalco". 61 p. + 100 p. anexos, UAM Xochimilco - ORSTOM.

Bouvier C., Fuentes Mariles G., Dominguez Mora R., Renault S., 1992. "Hidrologia de la cuenca de Chalco. Mediciones de 1991. Modelacion de las avenidas de la Cuenca San Marcos". 55 p. + 59 p. anexos, Instituto de Ingenieria UNAM - ORSTOM.

Bouvier Ch., Fuentes Mariles G., Dominguez Mora R., Rossel F., 1993. Hidrologia de la Cuenca de Chalco. Mediciones de 1992. Instituto de Ingenieria de la UNAM (MEX), 1993, 54 p.+36 p. ann, multigr., bibl., cart., ill., tabl., graph.

Rossel F., Bouvier Ch., 1993. SIGNE : Notice d'utilisation. ORSTOM, 1993, 28 pages, multigr., bibl., tabl., graph.

Bouvier Ch., Didon E., Niedzielski H., Huizar R., 1993. Hidrologia e Hidrogeologia de la Cuenca de Chalco. Revista Contactos de la Universidad Autonoma Metropolitana UAM (MEX), 1993, n°10, p.19-29.

Bouvier Ch., 1994. MERCEDES : Principes du modèle et notice d'utilisation. ORSTOM (France), 1994, 40 pages, multigr., bibl., tabl., graph.

Dominguez Mora R., Bouvier Ch., Fuentes Mariles G., 1994. MERCEDES : un modelo de pronostico de avenidas para cuencas heterogeneas. Revista Tlaloc de la Asociacion Mexicana de Hidraulica (MEX), 1994, n°3, p.14-17.

Estrada Avalos J. Descroix L., Bouvier Ch., 1994. Hidro-pluviometria de la RH36 de Mexico. In "Estudio de los factores que influncian los escurrimientos y el uso del agua en la region hidrológica 36", INIFAP-ORSTOM, p.25-120.

Risser V, Gallegos D., Bouvier C., Ayabaca E., 2000. Mouvements de terrain sur les flancs orientaux du volcan Pichincha. Programme SISHILAD, IRD/EMAAP-Q/INAMHI, 80p. et annexes

Mémoires encadrés

Co-encadrement de thèses

Mohamadane Bassel, 1996. « Eau et environnement à Dakar . Pluies, ruissellement, pollution et évacuation des eaux ». Thèse de Doctorat de 3^e cycle en Géographie, option Hydrologie Urbaine, Université Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal, 258 p. + annexes. **Directeur : Jean Albergel**

Benoit Hingray, 1999. *Comportement et modélisation hydraulique des zones bâties en situation d'inondation : le cas des zones cloisonnées d'habitat individuel de Ouagadougou.* Thèse de doctorat, Université Montpellier 2, Mémoires Géosciences Montpellier n°13, ISTEEM, 316p. et annexes. **Directeur : Michel Desbordes**

Geoffroy Wotling, 2000. *Caractérisation et modélisation de l'aléa hydrologique à Tahiti.* Thèse de l'Université Montpellier 2, Mémoires Géosciences Montpellier n°18, ISTEEM, 309 p. et annexes. **Directeur : Michel Desbordes**

Leonardo Cisneros, 2001. *Modèle de génération de champs d'averses sur la région de Mexico.* Thèse de l'Université Montpellier 2, 144 p. et annexes. **Directeur : Michel Desbordes**

Benjamin Graf, en cours. Prédétermination des débits de crue des bassins versants de montagne. Thèse de l'Université Montpellier 2. **Directeur : Eric Servat**

Julien Lhomme, en cours. Contribution à la mise au point de modèles opérationnels pour la cartographie des inondations de type pluvial. *Thèse de l'Université Montpellier 2.* **Directeur : Michel Desbordes**

Arthur Marchandise, en cours. Caractérisation des processus de formation des crues éclair en région méditerranéenne. Application à la prévision de crues. Thèse de l'Université Montpellier 2. **Directeur : Eric Servat**

Stages de DEA

Smaoui A., 1986. Problèmes d'échantillonnage concernant le traitement statistique des données pluviographiques. Ajustement régional. 93p., DEA des Sciences de l'Eau, Université Montpellier 2.

N'Doye I., 1988. Etude fréquentielle comparative de quelques caractéristiques des averses en Afrique de l'Ouest. Mémoire d'Ingénieur de l'ETARC, 60 p., CNEARC

Estrada J., 1995. « Modélisation conceptuelle appliquée aux bassins versants du Nord-Mexique (RH36) », DEA National d'Hydrologie et Sciences de l'Eau, Université de Montpellier 2, 59 p . + annexes.

Hingray B., 1995. « Modélisation spatialisée et hydrologie urbaine dans les pays en voie de développement. Application aux bassins expérimentaux de Ouagadougou ». DEA National d'Hydrologie et Sciences de l'Eau, Université de Montpellier 2, 96 p . + annexes.

Cantens T., 1995. « Génération de champs de pluie en zone métropolitaine de Quito (Equateur) », Mémoire ISIM 3^e année, STE, Université Montpellier 2, 141 p.

Cisneros L., 1997. Etude descriptive de la répartition spatio-temporelle des pluies journalières à Mexico. DEA Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental, Université Montpellier 2. 54 p. et annexes

Coignard E., 2000. Comparaison de modèles de ruissellement urbain. Application sur un bassin africain. DEA Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental, Université Montpellier 2. 62 p. et annexes

Lequien A., 2003. Analyse et évaluation des crues extrêmes par modélisation hydrologique spatialisée. Cas du bassin du Vidourle. DEA Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental, Université Montpellier 2. 49 p. et annexes

Marchandise A., 2003. Analyse et modélisation de l'événement hydrologique exceptionnel des 8 et 9 septembre 2002 sur le bassin versant du Gardon d'Anduze. DEA MMGE de l'Univeristé Joseph Fourier, Grenoble, 49 p. et annexes

Participation à des jurys de thèse

Mohamadane Bassel, 1996. « Eau et environnement à Dakar . Pluies, ruissellement, pollution et évacuation des eaux ». Thèse de Doctorat de 3^e cycle en Géographie, option Hydrologie Urbaine, Université Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal, 258 p. + annexes

Benoit Hingray, 1999. Comportement et modélisation hydraulique des zones bâties en situation d'inondation : le cas des zones cloisonnées d'habitat individuel de Ouagadougou. Thèse de doctorat, Université Montpellier 2, Mémoires Géosciences Montpellier n°13, ISTEEM, 316p. et annexes

Geoffroy Wotling, 2000. Caractérisation et modélisation de l'aléa hydrologique à Tahiti. Thèse de l'Université Montpellier 2, Mémoires Géosciences Montpellier n°18, ISTEEM, 309 p. et annexes

Leonardo Cisneros, 2001. Modèle de génération de champs d'averses sur la région de Mexico. Thèse de l'Université Montpellier 2, 144 p. et annexes

Sajjad Haider, 2001. Contribution à la modélisation d'une inondation en zone urbanisée. Approche bidimensionnelle par les équations de Saint-Venant. Thèse de l'Institut National des Sciences Appliquées de Lyon, 120 p. et annexes

Juan Carlos Bertoni, 2001. Etude hydrologique et analyse des incertitudes sur trois bassins versants semi-urbanisés de la région centrale d'Argentine. Thèse de l'Université Montpellier 2, 305 p. et annexe

Participation à des comités de pilotage de thèse

Hingray Benoît (1999, IRD, Montpellier)

Wotling Geoffroy (2000, IRD, Montpellier)

Cisneros Leonardo (2001, IRD, Montpellier)

Juan Carlos Bertoni (2001, IRD, Montpellier)

Graff Benjamin (thèse en cours, CEMAGREF, Aix en Provence)

Champollion Cédric (thèse en cours, UM2, Montpellier)

Mignot Emmanuel (thèse en cours, CEMAGREF, Lyon)

Lhomme Julien (thèse en cours, IRD, Montpellier)

Marchandise Arthur (thèse en cours, IRD, Montpellier)

Participation à des programmes de recherche

Programme RIO2 du MATE/MEDD " Estimation des écoulements de surface pour une crue extrême en milieu urbanisé", réunissant de 2002 à 2004 CEMAGREF-Lyon, CETMEF, Ecole Centrale de Lyon, INSA-Lyon

Observatoire Hydro-Météorologique Cévennes-Vivarais (OHM-CV), réunissant sous le pilotage du LTHE des équipes du CERREVE, du Centre National de Recherche en Météorologie (CNRM), du Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (LCPC), entre autres...

Programme Sistema Hidrologico de Pronostico de avenidas en las laderas del Pichincha, projet franco-équatorien mené de 1995 à 1999 réunissant IRD, Empresa Municipal de Agua Potable y Alcantarrillado (EMAAP-Quito) et Instituto Nacional de Hidrometeorologia (INAMHI)

Programme PNRN/PNRH, de 1997 à 1999, projet intitulé "Estimation des crues sur petits bassins versants montagneux en zone andine", IRD/ EMAAP-Q/INAMHI

Programme Hydrologie des bassins tahitiens, convention entre le Groupement Etude et Gestion du Domaine Public (GEGDP) de la Direction de l'Equipement de Polynésie Française, de 1996 à 2000;

Programme Hidrologia de la Cuenca de Chalco, projet franco-mexicain mené de 1991 à 1994 en collaboration avec l'Institut d'Ingénierie de la UNAM

Programme Recursos Agua en la RH 36, projet franco-mexicain mené de 1991 à 1994 en collaboration avec le Ministère de l'Agriculture (SARH) du Mexique

Programme Ruissellement urbain en Afrique de l'Ouest, convention entre l'ORSTOM et le CIEH de 1986 à 1990

Annexe n°3 : Publications sélectionnées

Bouvier Ch., Desbordes M., 1990. Un modèle de ruissellement pour les villes de l'Afrique de l'Ouest. *Hydrologie Continentale* (France), 1990, Vol. 5, n°2, p.77-86.

Bouvier Ch., Delclaux F., 1996. "ATHYS : a hydrological environment for spatial modelling and coupling with a GIS ». In. Proceedings HydroGIS96, Vienna, Austria, 19-28, IAHS publication n°235.

Wotling G., Bouvier C., Danloux J., Fritsch J.M., 2000. Regionalization of extreme precipitation distribution using the principal components of the topographical environment. *Jour. Hydrol.*, 233, 86-101

Hingray B., Bouvier C., Cappelaere B., Desbordes M., 2000. Inondations urbaines dans les PED : un indicateur géométrique caractéristique du comportement hydrodynamique du bâti. *Revue des Sciences de l'Eau*, 13/1(2000), 85-100

Perrin J.L., Bouvier J.C., Janeau J.L., Ménez G., Cruz F., 2001, Rainfall-runoff processes in a small catchment in Andes mountains - The Rumihurcu Quebrada, Quito (Ecuador). *Hydrol. Proces.*, 15, 843-854

Wotling G., Bouvier C., 2002. Impact of urbanization on suspended sediment and organic matter fluxes from small catchments in Tahiti. *Hydrological Processes*, 16(9), 1745-1756

Arnaud P., Bouvier C., Cisneros L., Dominguez R., 2002. Influence of rainfall spatial variability on flood prediction. *Jour. Hydrol.*, 260, 216-230

Bouvier C., Cisneros L., Dominguez R., Laborde J.P., Lebel T. , 2003. Generating daily rain fields using CP decomposition of the correlation matrix. A case study in Mexico. *Jour. Hydrol*, 278 (1-4), 107-120