HAL
open science

Spatialisation et modélisation de l'état hydrique des sols pour l'étude des processus de formation des écoulements en contexte torrentiel : application au bassin versant marneux du Laval (ORE Draix-Bléone, Alpes-De-Haute-Provence, France)

Florian Mallet

To cite this version:

Florian Mallet. Spatialisation et modélisation de l'état hydrique des sols pour l'étude des processus de formation des écoulements en contexte torrentiel : application au bassin versant marneux du Laval (ORE Draix-Bléone, Alpes-De-Haute-Provence, France). Autre [q-bio.OT]. Université d'Avignon, 2018. Français. NNT : 2018AVIG0055 . tel-01914950

HAL Id: tel-01914950

https://theses.hal.science/tel-01914950

Submitted on 7 Nov 2018

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

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

ACADÉMIE D'AIX-MARSEILLE
UNIVERSITÉ D'AVIGNON ET DES PAYS DE VAUCLUSE

École Doctorale ED536 - Agrosciences & Sciences

UMR INRA-UAPV 1114 - EMMAH
Environnement **M**éditerranéen et **M**odélisation des **A**gro-**H**ydrosystèmes
Laboratoire d'Hydrogéologie

THÈSE présentée par

M. Florian Mallet

et soutenue publiquement le 29 juin 2018
en vue de l'obtention du diplôme de **DOCTORAT de l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse**

Spatialisation et modélisation de l'état hydrique des sols pour l'étude des processus de formation des écoulements en contexte torrentiel : application au bassin versant marneux du Laval

(ORE Draix-Bléone, Alpes-de-Haute-Provence, France)

Membres du Jury

Mme BRAUD Isabelle	**Directrice de Recherche, HHLY, Irstea Lyon - *Examinatrice***
M. DELAHAYE Daniel	**Professeur des Universités, GÉOPHEN, Université de Caen Normandie - *Rapporteur***
M. DOUVINET Johnny	**Maître de Conférence, ESPACE, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse - *Co-encadrant***
Mme LE BOUTEILLER Caroline	**Chercheuse-Ingénieur, ETNA, IRSTEA Grenoble - *Examinatrice***
M. MARC Vincent	**Maître de Conférence, EMMAH, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse - *Co-encadrant***
M. MOUSSA Roger	**Directeur de Recherche, LISAH, Montpellier - *Rapporteur***
M. ROSSELLO Philippe	**Directeur de la société GeographR, Avignon - *Invité***
M. VALLÈS Vincent	**Professeur des Universités, EMMAH, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse - *Directeur de thèse***

ACADÉMIE D'AIX-MARSEILLE
UNIVERSITÉ D'AVIGNON ET DES PAYS DE VAUCLUSE

École Doctorale ED536 - Agrosciences & Sciences

UMR INRA-UAPV 1114 - EMMAH
Environnement **M**éditerranéen et **M**odélisation des **A**gro-**H**ydrosystèmes
Laboratoire d'Hydrogéologie

THÈSE présentée par

M. Florian Mallet

et soutenue publiquement le 29 juin 2018
en vue de l'obtention du diplôme de **DOCTORAT de l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse**

Spatialisation et modélisation de l'état hydrique des sols pour l'étude des processus de formation des écoulements en contexte torrentiel : application au bassin versant marneux du Laval

(ORE Draix-Bléone, Alpes-de-Haute-Provence, France)

Membres du Jury

Mme BRAUD Isabelle	**Directrice de Recherche, HHLY, Irstea Lyon - *Examinatrice***
M. DELAHAYE Daniel	**Professeur des Universités, GÉOPHEN, Université de Caen Normandie - *Rapporteur***
M. DOUVINET Johnny	**Maître de Conférence, ESPACE, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse - *Co-encadrant***
Mme LE BOUTEILLER Caroline	**Chercheuse-Ingénieur, ETNA, IRSTEA Grenoble - *Examinatrice***
M. MARC Vincent	**Maître de Conférence, EMMAH, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse - *Co-encadrant***
M. MOUSSA Roger	**Directeur de Recherche, LISAH, Montpellier - *Rapporteur***
M. ROSSELLO Philippe	**Directeur de la société GeographR, Avignon - *Invité***
M. VALLÈS Vincent	**Professeur des Universités, EMMAH, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse - *Directeur de thèse***

Sommaire

Avant-propos 7
Remerciements 9
Résumé/Abstract 11

Introduction générale 13

Chapitre 1 - Constats et besoins de recherche 21

Introduction du chapitre 1 22
1 Pourquoi travailler à l'échelle des petits bassins versants torrentiels (< 10 km²) ? 22
2 Pourquoi s'intéresser à la teneur en eau ? 31
3 Comment mesurer et spatialiser la teneur en eau ? 34
4 Quelles valeurs ajoutées peut-on attendre de la modélisation hydrologique ? 42
Conclusion du chapitre 1 46

Chapitre 2 - Présentation et justification de la démarche d'investigation 49

Introduction du chapitre 2 50
1 Caractéristiques physiographiques du bassin versant du Laval 50
2 Choix et justification de la démarche d'investigation 58
3 Objectifs des mesures collectées et qualité des chroniques acquises 61
4 Analyse critique des données collectées 88
Conclusion du chapitre 2 96

Chapitre 3 - Spatialisation et évaluation de la variabilité de la teneur en eau des sols : approches multi méthodes et multi échelles 101

Assessing soil water content spatio-temporal variability at the hillslope scale in a headwater catchment using a multi variable interpolation model based on EMI surveys (Draix, South Alps, France) 105

Mapping soil water saturation using a geostatistical model: results obtained in a small catchment in the Southern Alps (France) 129

Chapitre 4 - Modélisation hydrologique et traçage naturel des crues de 2015 et 2016 : application aux épisodes d'été et d'automne 157

Modeling event runoff processes in torrential headwater catchment using a distributed physically based hydrological model (DHSVM) - application to the Draix-Bléone field observatory (South Alps) 159

Apport du traçage naturel à l'identification de l'origine des écoulements en crue : analyses appliquées à quatre épisodes de crues 195

Conclusion générale

Références bibliographiques 221
Liste des figures 235
Liste des tableaux 239
Table des matières 241

Avant-propos

Géographe de formation, j'ai effectué l'ensemble de mon cursus à l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse (UAPV). En 2012, j'ai réalisé un mémoire de Master 1 en Géographie intitulé *Apports à la connaissance du fonctionnement hydrologique des gaudres dans la partie nord-ouest des Alpilles*. En 2013, j'ai validé un premier Master 2 (parcours recherche) en géographie, avec un mémoire qui s'intitule *Etude comparative de la dynamique hydrologique de deux bassins versants marneux forestier et dénudé* et qui a été mené dans le cadre d'un stage de cinq mois encadré par Nicolle Mathys (IRSTEA Grenoble). En 2014, j'ai validé un second Master 2 (parcours professionnel) en géographie, avec une étude réalisée dans le cadre d'un stage de six mois au Syndicat Mixte d'Aménagement et d'Equipement du Mont Ventoux (SMAEMV) et qui a eu pour objectif la *Mise en place d'une méthodologie pertinente pour identifier la trame verte et bleue du territoire Ventoux*.

En octobre 2014, j'ai commencé mes recherches doctorales en hydrogéologie suite à l'obtention d'un contrat financé à 100 % par la Région Provence-Alpes-Côte d'Azur pour trois ans (École Doctorale ED536 - Agrosciences & Sciences). Ce travail a été mené au sein du laboratoire d'hydrogéologie de l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse (LHA - UMR INRA-UAPV 1114 - EMMAH). La bourse doctorale a été obtenue en 2014 à la suite du projet OCTOMED (Rôle de la forêt dans les crues éclairs et l'érosion torrentielle en Méditerranée), financé par la région PACA (2013-2015) et porté par Vincent Marc et Johnny Douvinet. Le projet OCTOMED a permis l'acquisition dès 2013 d'un certain nombre d'équipements (budget : 29 370 euros), qui ont contribué en partie aux expérimentations menées dans le cadre de ce travail. Ce projet a eu pour objectif d'identifier et de comparer les principaux paramètres hydrologiques fonctionnels des secteurs amont dénudés et forestiers du bassin versant de la Durance. Trois phases de travail avaient été définies : 1/ Exploitation de la base de données hydrométéorologiques; 2/ Investigations expérimentales : transfert-stockage dans les sols, transferts *via* la végétation, transfert dans les réseaux par traçage; 3/ Modélisation distribuée comparée entre un automate cellulaire et un modèle distribué déterministe. L'ORE Draix-Bléone a été choisi comme site d'étude pour ce projet avec comme participants des membres des laboratoires EMMAH (UAPV), ESPACE (UAPV), IRSTEA (Grenoble) et le LTHE (Grenoble).

Cette thèse de doctorat est située à l'interface entre deux disciplines : l'hydrologie et la géographie. L'approche spatiale développée dans ce doctorat est issue de mon cursus universitaire réalisé en Géographie. La partie géosciences, l'investigation expérimentale et les analyses associées ont été découverts et appropriés tout au long de ce travail, ce qui l'a rendu d'autant plus passionnant.

Ce manuscrit est présenté sous la forme d'une "thèse par articles". Il est composé de parties de rédaction classiques telles qu'un état de l'art et la présentation des méthodes et données, suivi de trois articles scientifiques. Deux d'entre eux on été soumis dans des revues internationales avant la soutenance orale.

Je vous souhaite une bonne lecture et bon courage aux actuel(le)s et futurs doctorant(e)s.

Remerciements

Ce manuscrit est l'aboutissement de 43 mois de travail mené au sein du laboratoire d'hydrogéologie de l'Université d'Avignon (UMR INRA-UAPV 1114 EMMAH). Cette thèse est basée sur de nombreuses expérimentations de terrain associées à des analyses menées au laboratoire ayant mobilisées un grand nombre de personnes. A ce titre, j'aimerais remercier de la façon la plus exhaustive possible toutes celles et ceux qui ont apporté leur aide, savoir-faire, connaissances, conseils et soutien à ce travail.

Je tiens en premier lieu à remercier chaleureusement les membres du jury qui me font l'honneur de se rendre disponibles pour évaluer cette thèse de doctorat. Merci à Daniel Delahaye, Professeur de géographie à l'Université de Caen Normandie (Géophen), et à Roger Moussa, Directeur de Recherche (LISAH, Montpellier), d'avoir accepté d'être rapporteurs. Merci également à Isabelle Braud, Directrice de Recherche (HHLY, Irstea Lyon) et Caroline Le Bouteiller, Chercheuse-Ingénieure (ETNA, Irstea Grenoble), d'être examinatrices de ce travail.

Une thèse est soutenue par une seule personne, mais c'est avant tout le fruit d'un encadrement. J'exprime à ce titre mon immense gratitude envers mon directeur de thèse, Vincent Vallès, Professeur d'hydrogéologie à l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse (UMR INRA-UAPV 1114 EMMAH), d'avoir accepté d'encadrer ce travail. Ses précieux conseils ont permis d'ajuster régulièrement les objectifs visés, et son expertise des "Terres Noires" m'a aidé à mieux appréhender les processus régissant les écoulements dans les bassins marneux. Je ne saurais assez remercier mes co-encadrants avec lesquels j'avais eu la chance de travailler les années précédant la thèse, et dont l'approche interdisciplinaire a donné lieu à l'écriture d'un projet original. Je remercie Vincent Marc, Maître de Conférence en hydrogéologie à l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse (UMR INRA-UAPV 1114 EMMAH), dont le rôle dans la réalisation de ce travail est inestimable. Présent quotidiennement, aussi bien au laboratoire que sur le terrain, il a su me guider dans cette expérience avec une approche que j'ai énormément appréciée. Il m'a laissé une liberté croissante tout au long de la thèse tout en veillant à cadrer les objectifs de travail. Disponible et toujours à l'écoute, les échanges quotidiens que nous avons eu ont nourri les réflexions et les traitements effectués. Je souhaite au même titre remercier Johnny Douvinet, Maître de Conférence en géographie à l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse (UMR ESPACE 7300 CNRS). Il m'a initié à la thématique des inondations en me proposant en 2011 un stage avec le SCHAPI, contrat de travail portant sur la simulation du ruissellement dans des vallons secs en Seine-Maritime, et qui m'a associé à la rédaction de rapports scientifiques. Je lui suis très reconnaissant de m'avoir accompagné tout au long de mon cursus universitaire. Je remercie enfin très fortement Philippe Rossello, responsable de la société GeographR à Avignon et partenaire socio-économique de cette thèse. Sa participation aux comités de suivi internes ainsi que le transfert de compétence qu'il m'a apporté en me formant au logiciel LISDQS ont été déterminants dans les résultats obtenus. Je suis heureux que cette collaboration ait donné lieu à la création d'un projet professionnel commun post-thèse.

Je tiens ensuite à remercier l'ORE Draix-Bléone pour la mise à disposition d'une base de données de grande qualité, de matériel, ainsi que d'un logement à la Maison de l'Erosion. Merci aux très nombreuses personnes (non citées précédemment) ayant participé aux campagnes de terrain. En commençant dans l'ordre des missions effectuées par Sébastien Klotz, ingénieur de recherche (IRSTEA Grenoble), qui m'a aidé sur le terrain, qui a récupéré des données lorsque je ne pouvais pas me déplacer dans les Alpes-de-Haute-Provence, et que j'ai pu solliciter pour l'obtention de données jusqu'à la fin de la thèse (m'ayant valu le surnom de "Datavore"). Merci à Dominique Renard et Julien Gance pour la programmation des centrales d'acquisition. Merci à Stéphane Ruy, Micheline Debroux et Tristan Machado pour l'aide lors des mesures des propriétés hydrodynamiques des sols. Merci à Simon Carrière et Eli Ouloumbé pour l'aide lors des mesures d'induction électromagnétique. Merci à Yannis de Peyreras, Etienne Cochet, Olivier Brioud, Sébastien Mollet, Valentin

Meyrial, Maxime Simon, Alioune Badiane Toumany, Floriane Provost, Colas Bohy et Romain Martin pour l'aide lors des campagnes de mesures itinérantes de la teneur en eau des sols à l'échelle du bassin versant.

Merci ensuite aux personnes ayant effectuées les analyses des échantillons d'eau et de sol en laboratoire. Merci à Roland Simler (LHA, UAPV) pour les analyses hydrochimiques, à Milanka Babic (LHA, UAPV) pour les analyses isotopiques, et à Martine Trautmann (EOST, Strasbourg) pour la mesure des propriétés hydrodynamiques des sols.

Merci aux co-auteurs des trois articles scientifiques rédigés dans le cadre de travail : Simon Carrière, Konstantinos Chalikakis, Daniel Joly, Michel Estèves, Roland Simler, ainsi que Vincent Marc, Johnny Douvinet et Philippe Rossello. Merci à Patricia Bobeck pour les services de traduction.

Merci à toutes les personnes ayant évalué ce travail tout au long de la thèse. Les membres des comités de pilotage et de suivi interne : Nicolas Baghdadi, Jean-Philippe Malet, Marie Weiss, Anne-Laure Cognard-Plancq, Michel Estèves, Stéphane Ruy. Les membres et participants du GIS Draix pour les discussions et leurs conseils : Benjamin Rudaz, Hugo Jantzi, Nicolle Mathys, Claude Cosandey, Marco Van de Wiel, Frédéric Liébault, Lauric Cécillon, Yoann Copard et tous les autres. Merci également aux scientifiques avec lesquels j'ai pu échanger par mail ou directement en colloque : Jeffrey McDonnell, Laurent Pfister, Ilja Tromp van-Meerveld, Theresa Blume, Eric Gaume, Guillaume Nord, Pierre-Alain Ayral.

Merci à toute l'équipe de l'UMR INRA-EMMAH et du laboratoire LHA pour les bons moments passés ensemble. Merci aux doctorants qui sont finalement les plus à même de comprendre les ressentis associés aux différentes étapes de la thèse. Que ce soit dans l'excitation du début de thèse, les phases de stress, les galères de terrain, la joie d'obtenir ses premiers résultats, la soumission du premier article, puis la phase de rédaction, j'ai toujours pu compter sur eux. Un immense merci à Chloé, Honoré, Hamed, Thao, Salah et aux personnes passées par notre bureau, à savoir Mounia, Nicolas, Rezgar, Ako et Dimitrios.

Enfin, merci à mes parents et à mes sœurs qui m'ont toujours encouragé dans tous mes projets. Merci à Nicolle qui a pris le temps de relire mon manuscrit. Merci à mes amis qui m'ont aidé à décompresser et à penser à autre chose que la thèse lorsque c'était nécessaire. Et pour clore cette section de remerciement, merci infiniment à Fanny qui m'a soutenu depuis le premier jour de la thèse et qui a eu un rôle déterminant dans la réalisation de ce projet. La motivation qu'elle m'a insufflée durant la longue phase de rédaction de ce manuscrit ainsi que le réconfort qu'elle m'a apporté sont inestimables.

Résumé

Pour améliorer la prévision des crues dans les bassins versants torrentiels, les hydrologues doivent connaître les conditions initiales de l'état hydrique des sols précédant les événements pluvieux. La cartographie de l'humidité des sols, dont les variations sont principalement influencées par la topographie, la couverture végétale et l'hétérogénéité des propriétés des sols, constitue alors un outil précieux pour étudier les processus de formation des écoulements. Ce travail aborde la problématique de la spatialisation des variations spatio-temporelles de l'état hydrique des sols en utilisant la modélisation géostatistique et hydrologique appliquées au bassin versant expérimental marneux du Laval (0.86 km², ORE Draix-Bléone, France). Le suivi *in situ* des épisodes pluvieux de mai 2015 à novembre 2016 a permis de mettre en évidence une relation significative entre la teneur en eau des sols, la topographie et l'occupation de surface dans les badlands. Il a également permis de mieux appréhender la dynamique spatio-temporelle des variations de teneur en eau des versants à l'échelle saisonnière et événementielle, et de confirmer la majeure contribution aux écoulements de crue des horizons superficiels dénudés. Enfin, la modélisation hydrologique associée au traçage chimique et isotopique des eaux du bassin a apporté une amélioration de la compréhension de l'organisation spatiale de la réponse hydrologique du bassin à l'échelle événementielle.

Mots-clefs : bassin versant torrentiel ; humidité des sols ; formation des écoulements ; spatialisation ; occupation de surface

Abstract

Hydrologists need to know soil moisture antecedent conditions before rainfall events to improve flood forecasting in torrential catchments. Soil moisture mapping, whose variations are mainly influenced by topography, vegetation cover, and heterogeneity of soil properties, is therefore a valuable tool to study hydrological processes. This work adresses the issue of the spatio-temporal variations of soil water status spatialization using geostatistical and hydrological modeling applied to the Laval marly experimental catchment (0.86 km², ORE Draix-Bléone, France). In situ monitoring of rainfall events from May 2015 to November 2016 revealed a significant relationship between soil water content, topography and land cover in the badlands. It also led to better assess soil water content spatio-temporal dynamics at the hillslope scale and the seasonal and event time scales. It confirmed the major contribution of bare areas to stream flows. Eventually, the hydrological modeling associated to the chemical and isotopic water tracing made it possible to better understand the spatial organization of the catchment hydrological response at the event scale.

Key-words : torrential catchment ; soil moisture ; runoff ; mapping ; land cover

INTRODUCTION GENERALE

Exemple d'une ravine élémentaire sur un versant dénudé du bassin versant du Laval (Florian Mallet, 2016)

Cette recherche s'intéresse à l'impact de la teneur en eau des sols sur les processus de formation des écoulements prenant naissance dans les bassins versants torrentiels de petite taille (<10 km²). Elle vise plus particulièrement à spatialiser la teneur en eau des sols pour mieux appréhender la distribution spatiale des écoulements à l'échelle événementielle. Les précédentes recherches menées sur les crues torrentielles démontrent que ces aléas sont caractérisés par une montée rapide du niveau des cours d'eau et des écoulements fortement chargés en matière en suspension et en éléments charriés (Mathys, 2006 ; Martinez-Carreras *et al.*, 2007 ; Gallart, 2013 ; Ramos-Diez *et al.*, 2016). Une partie importante des écoulements de crue semble provenir du ruissellement de surface, qui peut se généraliser à l'échelle de versants pentus, dénudés et fortement ravinés, situés en tête de réseau (Ries *et al.*, 2017 ; Cowie *et al.*, 2017). Si ces critères sont communs au phénomène de crue torrentielle, ils sont néanmoins variables en fonction du contexte dans lequel ils apparaissent (zones montagneuses, canyons, déserts) et selon la nature des forçages climatiques. Les précipitations à l'origine du déclenchement de ces crues peuvent être courtes et intenses, ou plus longues avec un cumul pluviométrique élevé, augmentant la réactivité du bassin en raison de débits déjà soutenus en cas de fonte des neiges. L'état hydrique initial et les propriétés hydrodynamiques des sols, la topographie, et la couverture végétale constituent ensuite les facteurs de prédisposition qui déterminent l'apparition des divers types d'écoulement.

Contexte scientifique

Les crues torrentielles ne sont pas des phénomènes nouveaux (Tolman, 1909 ; Mougin, 1914 ; Pardé, 1919 ; Bailey *et al.*, 1934 ; Tricart, 1958 ; Hsü, 1975 ; Meunier, 1990 ; Lahousse et Salavador, 1998 ; Lajournade *et al.*, 1998 ; Ristic *et al.*, 2012 ; Barriendos *et al.*, 2014 ; Luino *et al.*, 2018). Dès 1930, aux Etats-Unis, une commission scientifique (Bailey *et al.*, 1934) montre que ces crues, prenant la forme de coulée de boue dans l'Utah, étaient provoquées par des pluies intenses initiant du ruissellement sur des versants pentus en tête de canyons, et dénudés à cause du surpâturage, des feux et la surexploitation du bois. En Asie, les crues des hauts bassins versants du piémont Himalayen sont conditionnées par le régime nival et se caractérisent par des écoulements sous forme de laves torrentielles charriant des blocs de plusieurs tonnes et plusieurs m^3 au sein de lits initialement à sec (Konz *et al.*, 2011). L'impact sur les parties aval peut être dramatique à l'image de la crue du bassin de la rivière Bagmati (3640 km2 ; 1000 victimes dans le piémont du Terai) en juillet 1993, suite à des précipitations exceptionnelles (>500 mm/24h) (Fort, 2014). Au sud de la Chine, les formations lœssiques de la région montagneuse du Yunnan sont elles aussi soumises à une forte érosion donnant lieu à des bassins versants très ravinés. Les crues torrentielles observées sont très chargées en matières en suspension et prennent la forme de coulée de boue atteignant les villes et les cultures en aval (Wang *et al.*, 2008). En Serbie, les crues torrentielles se formant dans le bassin versant montagneux du Kolubara (affluent du Danube) impactent régulièrement les villes situées en aval. Au total, 848 crues torrentielles ont été recensées dans les têtes de bassins (0.2 à 100 km²) de cette zone entre 1915 et 2013 faisant 133 victimes (Petrovic *et al.*, 2015). Toutes ces études confirment la grande variabilité des conditions à l'origine de tels phénomènes.

La synthèse réalisée par Merheb *et al.* (2017) sur 140 études hydrologiques conduites sur le pourtour méditerranéen a également mis en évidence l'occurrence de crues rapides particulièrement violentes dans les bassins versants torrentiels montagneux de la partie occidentale de la zone (Espagne, France, Italie). Les bassins versants concernés sont majoritairement d'origine sédimentaire (argile, calcaire, dolomite) même si on trouve également des granites (Di Castri, 1981). Leur localisation en zone montagneuse explique leur petite taille (< 20 km²) et leur topographie souvent accidentée (Tarolli *et al.*, 2014). Les crues aux débits spécifiques très élevés (jusqu'à 30 m^3/s/km²) qui s'y produisent sont liées aux événements pluviométriques extrêmes de cette zone, avec un pic d'événements en septembre (Marchi *et al.*, 2010 ; Cortesi *et al.*, 2013). Les coefficients de ruissellement mesurés peuvent atteindre 100% dans certains cas et sont en moyenne de 37% sur les épisodes étudiés.

A l'échelle française, les crues rapides constituent un des aléas naturels les plus destructeurs et meurtriers notamment dans le quart sud-est (Vaison-la-Romaine, septembre 1992 ; Nîmes, septembre 2002; Draguignan, juin 2010 ; Cannes, octobre 2015) (Douinot, 2016). On les observe au niveau du littoral méditerranéen et dans les régions montagneuses limitrophes (Sud du Massif Central, Alpes du Sud). Elles sont initiées en été par des orages courts et violents, et en automne par des pluies plus longues pouvant être également très intenses (Javelle *et al.*, 2010).

Sans détailler d'autres études de cas, nombreuses et diversifiées, toutes ces recherches amènent dès à présent à poser la question suivante : comment un bassin versant aux écoulements intermittents peut-il générer une crue rapide en quelques minutes capable de charrier des matériaux de plusieurs tonnes ? Pour répondre à cette question, des bassins versants expérimentaux ont été instrumentés dans le monde depuis les années 40. Ces observatoires permettent de collecter des mesures en continu à l'exutoire de nombreux bassins versants expérimentaux initialement non jaugés pour mieux appréhender ces phénomènes rapides et extrêmes dans divers contextes climatiques et géologiques (Gaume *et al.*, 2013).

Eléments de problématique

La genèse et la dynamique du ruissellement dans les têtes de bassins et dans différentes conditions d'occupation du sol constituent une question centrale en hydrologie de versant, car elle impacte directement l'aval (Uhlenbrook S. et al, 2003 ; Western *et al.*, 2004). La présence de la végétation a un fort impact sur la partition des flux (interception, infiltration, évapotranspiration, ruissellement), mais la hiérarchisation de ces mécanismes en fonction des déterminants physiques du versant est encore délicate à appréhender (Bronstert *et al.*, 2012 ; Massari *et al.*, 2014).

Cette recherche se focalise principalement sur la teneur en eau des sols, car ce paramètre est l'un des principaux facteurs de contrôle du processus de ruissellement à l'échelle globale du bassin versant (Veerecken *et al.*, 2014). Caractérisé par une grande variabilité spatio-temporelle, ce paramètre dépend des propriétés intrinsèques du milieu (topographie, texture du sol, végétation) et de la nature des forçages externes (pluies, évapotranspiration) (Mc Millan *et al.*, 2015). La variation du stock d'eau dans les parties superficielles du substrat apparait donc comme une variable clef pour comprendre la distribution du temps de résidence des eaux et la forme de l'hydrogramme de crue (Cosandey, 1990 ; Mathys, 2006 ; McDonnell *et al.*, 2014 ; Davies *et al.*, 2015). Le suivi temporel de la teneur en eau des sols est possible grâce à des capteurs basés sur des méthodes géophysiques.

En considérant que des processus hydrologiques soient expliqués par les variations « moyennes » de la teneur en eau (avec une résolution temporelle constante) par environnement (occupation de surface et types de sol associés), le problème n'est alors plus la quantité de capteurs à installer, mais leur localisation (Verrecken *et al.*, 2014). Toutefois, la distribution spatiale de l'état hydrique des sols reste un verrou méthodologique dans les secteurs à fort relief (Blyth *et al.*, 2004). Modéliser la non-linéarité des processus hydrologiques des bassins méditerranéens est un défi et une question centrale pour améliorer notre connaissance des comportements hydrologiques (García-Ruiz *et al.*, 2008). Cependant, chaque bassin versant a un comportement hydrologique particulier et pourrait donc avoir son propre modèle d'écoulement.

Face à ces différents constats, l'objectif principal de cette thèse est de savoir comment mesurer et spatialiser l'impact de l'occupation du sol sur le processus de stockage/déstockage de l'eau et la formation des écoulements dans les haut bassins-versants torrentiels.

Orientations méthodologiques

En s'appuyant sur un ensemble d'expérimentations menées à différentes échelles spatio-temporelles, cette étude vise à mieux identifier les zones de production, de transfert et d'accumulation en eau dans un petit bassin torrentiel marneux, et à proposer des hypothèses de fonctionnement hydrologiques en lien avec les forçages en jeu (Figure 0.1). Un dispositif de mesure multi-capteurs a tout d'abord été déployé pour détecter et quantifier les variations de la teneur en eau des sols. Les mesures obtenues ont ensuite été combinées aux caractéristiques physiques et physiographiques du milieu, puis spatialisées *via* les outils de la géostatistique afin de mettre à jour les structures et dynamiques spatiales de la saturation des sols, et d'identifier la contribution potentielle des divers environnements aux écoulements de crue. La modélisation hydrologique distribuée vise à valider ou infirmer les hypothèses précédemment émises. Au final, la combinaison d'une approche spatialisée et d'une approche intégrée (suivi chimique et isotopique) doit aider à mieux détecter l'origine des écoulements et aboutir à un modèle conceptuel du fonctionnement hydrologique d'un bassin torrentiel.

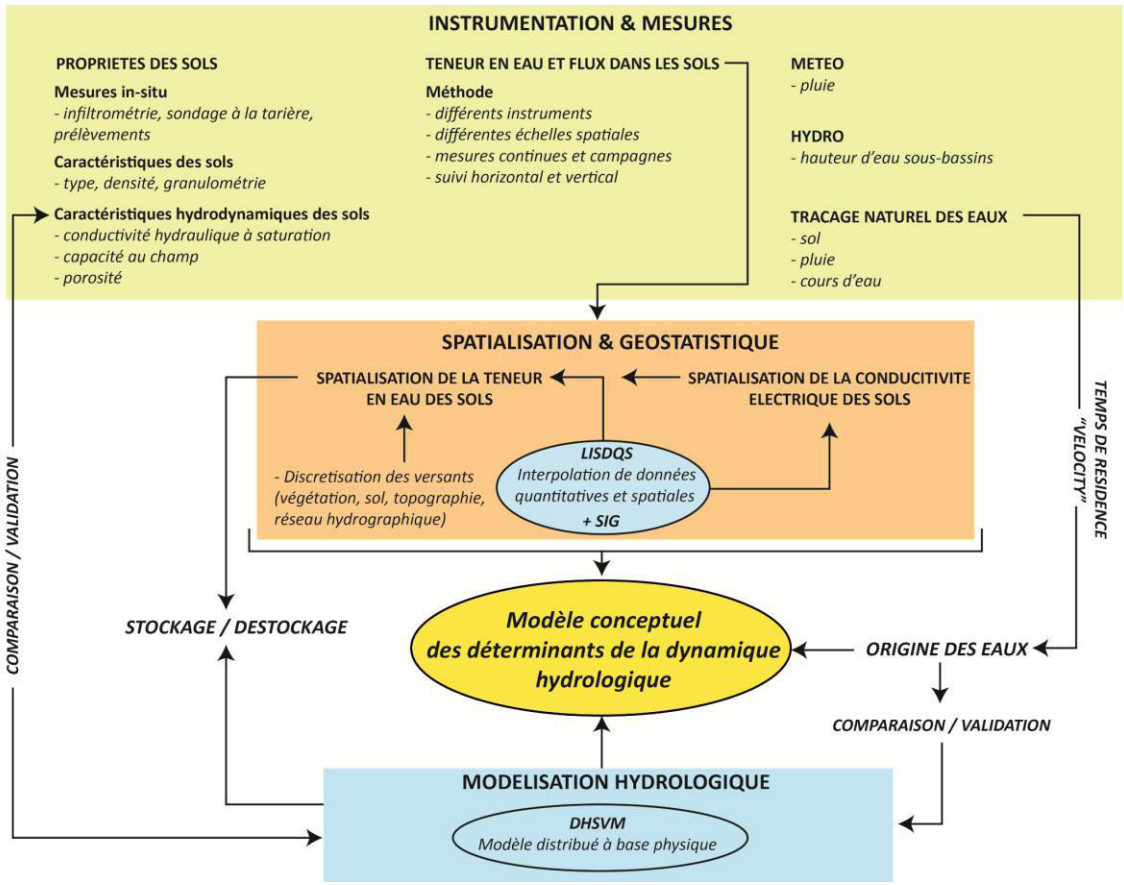


Figure 0.1 : Méthodologie développée pour améliorer la compréhension du fonctionnement hydrologique des bassins versants torrentiels marneux

Localisation du site d'étude

Le protocole méthodologique précédent a été éprouvé sur le bassin du Laval (0,86km^2), et le choix des capteurs et de leur localisation à l'échelle des sous-bassins fait l'objet d'une partie plus détaillée (chapitre 2). Il convient néanmoins de présenter le cadre d'étude et de justifier ici le choix de ce secteur (Figure 0.2).

De manière générale, les Alpes du Sud (France) représentent un terrain adapté à l'étude des crues torrentielles et du ruissellement de surface. Le plissement du bassin de sédimentation subalpin du Trias au Crétacé a donné naissance aux chaînes subalpines méridionales qui sont une succession de calcaires et d'argile laissant place en surface à la marne, un substrat érodable de couleur très sombre (Dumolard, 1984). Il est visible sur plus de 100 000 ha à l'échelle du bassin de la Durance, ce qui a donné à ce territoire le nom de « Terres Noires » ou « badlands » du fait de la perte de fertilité et de la dégradation des sols liées à l'érosion. Les formations géologiques associées sont relativement homogènes du point de vue lithologique, même si d'un point de vue rhéologique ou sédimentologique, des différences existent. Elles prennent la forme de calcaires argilo-silteux noirs finement détritiques, en banc à patine claire et à mouchetures rousses, à joints marneux décimétriques (Brochot, 1997). Dans les Alpes du Sud, la vulnérabilité liée aux crues torrentielles ne se situe pas directement en aval des petits bassins versants. C'est dans la partie aval de la Durance (confluence avec la Bléone et le Buech) qu'ont eu lieu les dégâts les plus importants lors des crues de 1957 et 1994 (2800 m3/s mesurés à Mirabeau ; SMAVD, SOGREAH, CESAME, 1999) (Lefort *et al.*, 2012). Les dépôts provoqués par ces crues entrainent un changement de morphologie des cours d'eau, une hausse des niveaux d'eau atteints en période de hautes eaux ainsi qu'une plus grande turbidité des écoulements (Malet *et al.*, 2004). Une part des sédiments se déposent derrière les barrages hydro-électriques entrainant des problèmes de gestion des ouvrages, une autre part se dépose au sein du delta du Rhône, perturbant les échanges entre les eaux continentale et marine. Pour réduire les crues torrentielles dans les hauts bassins-versants de la vallée de la Durance et leur impact, de grands travaux de reboisements ont été menés à la fin du 19ème siècle par le service de Restauration des Terrains en Montagne (RTM) (Lacheny, 1998 ; Rey, 2002).

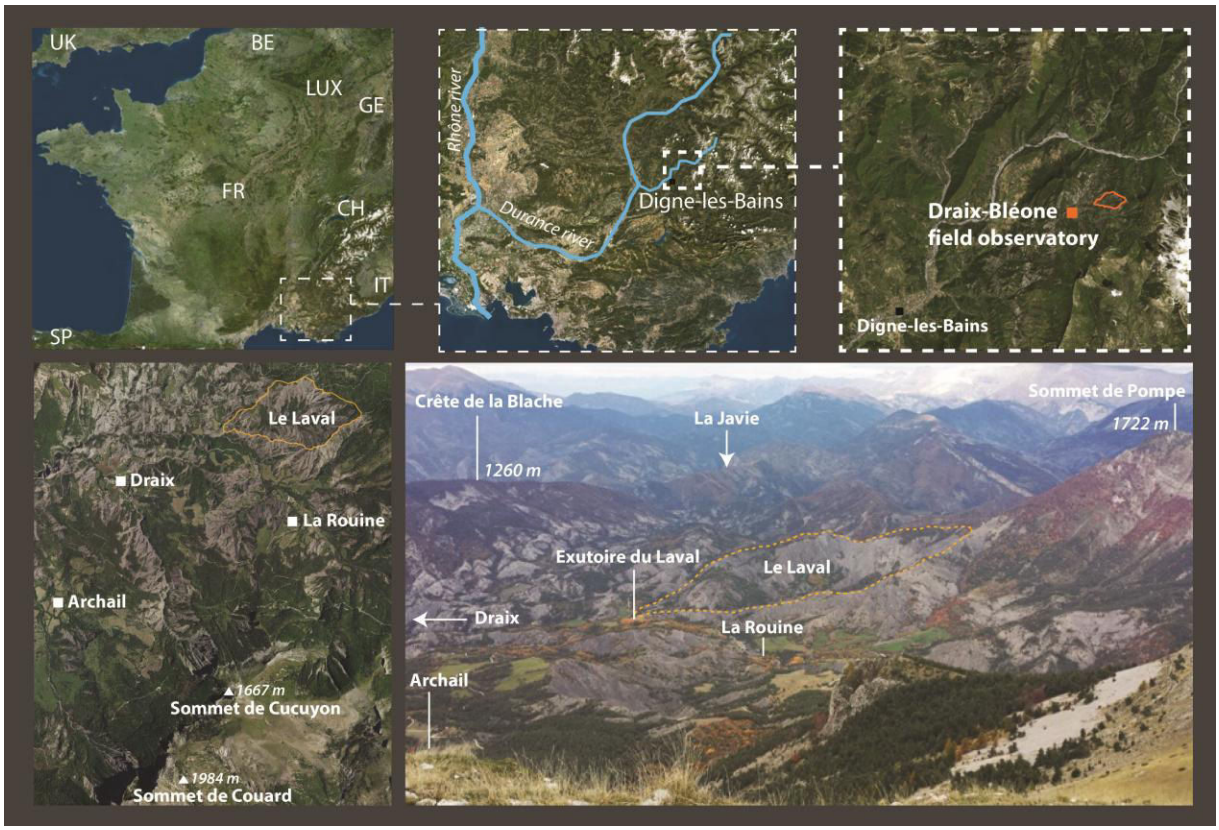


Figure 0.2 : Localisation de l'ORE Draix-Bléone et vue du bassin versant du Laval vu depuis le sommet du Cucuyon (photo par Yannis de Pereyras)

C'est dans ce contexte qu'ont été instrumentés à partir de 1983 les Bassins Versants Expérimentaux (BVRE) de l'Observatoire de Recherche en Environnement de Draix (ORE Draix-Bléone) (Mathys, 2006) (Fig. 0.1). Cet observatoire permet de suivre le fonctionnement hydro-érosif de plusieurs hauts bassins-versants

torrentiels et marneux de la Bléone et du Bouinenc. Un groupement d'intérêt scientifique interdisciplinaire s'y est constitué afin d'améliorer la compréhension du fonctionnement de ces bassins en abordant aussi bien la quantification des pertes en matériaux solides lors des évènements de crue, que la mesure des débits associés, mais aussi l'origine des écoulements de crue et l'impact de la végétation sur l'érosion et le processus de ruissellement. L'ORE Draix-Bléone fait partie de l'Observation de la Zone Critique – Applications et Recherches (OZCAR) regroupant une quinzaine d'observatoires en France et dans le monde étudiant l'interface entre le sol et l'atmosphère. Parmi les sept bassins versants expérimentaux de l'ORE Draix-Bléone, celui du Laval (0.86 km²) est l'objet principal de cette thèse.

Objectifs scientifiques et structuration du manuscrit

Ce manuscrit est organisé en quatre chapitres qui s'enchaînent en suivant la démarche méthodologique présentée précédemment. Les chapitres 3 et 4 prennent forme autour d'articles scientifiques dont deux ont été soumis dans des revues scientifiques internationales.

Le **chapitre 1** dresse un état de l'art des problématiques associées à l'étude de l'écoulement dans les bassins versants torrentiels. Le **chapitre 2** sert à justifier la démarche d'investigation expérimentale développée dans cette thèse. Après avoir détaillé les caractéristiques du bassin versant du Laval, la présentation et la localisation de chaque instrument de mesure sont accompagnées d'une analyse critique des chroniques acquises. Le **chapitre 3** est composé de deux articles abordant la thématique du transfert d'échelle. Le premier propose d'associer les variations spatiales de la conductivité électrique des sols aux variations de l'état hydrique des sols à l'aide d'un modèle d'interpolation. L'objectif est ici d'identifier des zones contributives à l'échelle saisonnière et à l'échelle du versant. Le second propose une spatialisation de la saturation des sols à l'échelle événementielle avec un modèle d'interpolation pour mesurer la sensibilité des différentes occupations du sol au ruissellement par saturation à l'échelle du bassin versant. Le **chapitre 4** présente les résultats obtenus à l'aide d'un modèle hydrologique distribué à base physique (DHSVM). L'objectif est de modéliser la réponse du bassin lors de douze crues de 2015 et 2016 en contraignant et en validant le modèle à l'aide de données mesurées *in situ*. Cette démarche vise à identifier les paramètres auxquels le bassin est le plus sensible et à reproduire la dynamique hydrologique du Laval en étant le plus proche du terrain. Ce chapitre est complété par les analyses chimiques et isotopiques réalisées sur les échantillons d'eau prélevés lors de quatre crues de 2015 et 2016. La conclusion générale clôture ce manuscrit en mettant en perspective les principaux résultats obtenus afin de proposer des pistes de recherche. Par soucis de lisibilité, les références bibliographiques des articles sont séparées des autres références de ce manuscrit.

CHAPITRE 1

CONSTATS ET BESOINS DE RECHERCHE

Montée des eaux dans le réseau principal lors de la crue du 5 novembre 2015 : bassin versant du Laval (source : Florian Mallet)

Introduction du chapitre 1	**p. 22**
1. Pourquoi travailler à l'échelle des petits bassins versants en contexte torrentiel ?	**p. 22**
2. Pourquoi s'intéresser à la teneur en eau des sols ?	**p. 31**
3. Comment mesurer et spatialiser la teneur en eau des sols ?	**p. 34**
4. Quelles valeurs ajoutées peut-on attendre de la modélisation hydrologique ?	**p. 42**
Conclusion du chapitre 1	**p. 46**

Introduction du chapitre 1

Les petits bassins versants torrentiels constituent une échelle d'analyse peu étudiée, alors même que leurs impacts sur les parties aval sont déterminantes (Bishop *et al.*, 2008 ; Viel *et al.*, 2013 ; Cossart, 2015). D'un côté, l'évaluation des ressources en eau et la gestion du risque représentent plus souvent des études menées sur des bassins de grande taille, alors même que c'est dans les secteurs amont que les premiers écoulements se forment, que les processus sont rapides et que les interactions entre l'intensité de la pluie, l'occupation des sols et les zones productrices d'écoulement conditionnent les réponses hydrologiques. D'un autre côté, les petits bassins torrentiels sont les plus sensibles aux effets induits par les changements climatiques (Sagarin *et al.*, 1999) et les aléas naturels y entrainent des modifications parfois brutales (Buttle et Metcalfe, 2000). Les crues torrentielles s'y manifestant sont d'ailleurs associées à des débits spécifiques élevés (de 1 à plus de 20 $m^3/s/km^2$), qui provoquent des dégâts majeurs quand les parties aval sont urbanisées (Gaume, 2002 ; Douvinet, 2008 ; Braud, 2014 ; Garambois, 2015). Mais le manque d'observations et d'acquisition régulière de données au sein des petits bassins versants torrentiels rend délicate la prévision des processus qui s'y manifestent. Aucune théorie sur la hiérarchisation des processus et la contribution des différents réservoirs hydrologiques à l'échelle événementielle ne fait également foi, tant les écoulements sont complexes et dépendants du bassin versant étudié. Aussi, ce chapitre 1 a pour objectif de dresser un état de l'art des connaissances actuelles acquises dans le domaine de l'hydrologie de versant dans les petits bassins versants torrentiels, et d'expliciter la focale de la thèse. Le plan de ce chapitre se structure autour de quatre questions : Pourquoi travailler dans les petits bassins versants torrentiels ? Pourquoi se focaliser sur la teneur en eau des sols ? Comment mesurer et spatialiser ce paramètre clé ? Et pourquoi s'orienter vers les outils de modélisation hydrologique ?

1 Pourquoi travailler à l'échelle des petits bassins versants torrentiels (< 10 km²) ?

1.1 Quelques précisions terminologiques

Il existe différentes terminologies pour faire référence aux surfaces drainées par les premiers cours d'eau des réseaux hydrographiques, dont les écoulements sont généralement intermittents (Schumm, 1956; Shreve, 1969). Ils conditionnent qualitativement et quantitativement les ressources en eau de l'aval puisque 50 à 70% de l'alimentation en eau des cours d'eau ayant un ordre supérieur (dans la méthode de classification de Strahler, 1952) provient de ces bassins (Alexander *et al.*, 2007). Les **"têtes de bassin versant"** correspondent à des cours d'eau de rang 1 à 3 et ils représentent 60 à 85 % de la longueur totale du réseau hydrographique (Peterson *et al.*, 2001 ; Gomi *et al.*, 2002 ; Meyer *et al.*, 2007). En hydrologie de versant, le terme anglo-saxon employé pour l'étude des premiers écoulements ("*headwater catchment*") est à la fois employé dans les études écologiques et hydro-écologiques, la tête de bassin ayant une fonction de réservoir de biodiversité reconnue. Mais l'ordination de Strahler pose question puisqu'elle diffère si l'on prend les écoulements pérennes ou intermittents. D'un autre côté, le terme de **"haut bassin versant"** fait également référence aux bassins versants où se produisent les premiers écoulements, mais il ne comporte pas de définition claire et précise au regard de la classification hiérarchique du réseau. Il est également associé aux termes de "partie haute" ou "partie amont", faisant référence à l'altitude, mais là aussi sans proposer de seuil minimal (Cubizolle *et al.*, 2004 ; Cossart, 2011). Il semble que ce terme permette surtout de différencier les grands bassins aval (> 100 km²) des bassins amont les alimentant. Quant à lui, le **"bassin versant élémentaire"** est également caractérisé par les surfaces drainées par les premiers cours d'eau des réseaux hydrographiques (Cosandey, 1990) mais il sous-entend surtout une homogénéité dans le fonctionnement hydrologique interne. Ainsi, le comportement global d'un bassin versant serait lié à l'association, dans le temps et dans l'espace, de la réponse de plusieurs bassins homogènes, pouvant avoir des écoulements intermittents ou intermédiaires. Cette définition est très proche de celle des têtes de bassin, mais ne prend pas en compte la question de la hiérarchisation du réseau hydrographique et ne donne pas d'information sur la taille du bassin versant élémentaire, même si,

implicitement, le bassin élémentaire est de petite taille (Touchard, 2007). Finalement, la présentation rapide de ces définitions renvoie à des questions d'échelles d'analyse et de nature des processus sur lesquels on souhaite porter l'attention (Montgomery et Dietrich, 1992).

Par ailleurs, un torrent est reconnu à partir du nombre de Froude qui établit un rapport entre l'énergie cinétique et l'énergie potentielle des cours d'eau (Bravard et Petit, 2000). Le nombre de Froude est un nombre sans dimension dont le carré représente le rapport de l'énergie cinétique du liquide en mouvement à l'énergie potentielle de la pesanteur (Recking *et al.*, 1994). Il permet également de dissocier les écoulements de type laminaire et turbulent. Il se calcule de la manière suivante :

$$F = V/ \sqrt{gy}$$

avec V = vitesse, g = accélération de la pesanteur, y = tirant d'eau moyen dans la section

Dans les torrents, l'énergie cinétique est supérieure à l'énergie potentielle. Les petits bassins versants torrentiels sont alors caractérisés par un réseau hydrographique composé de drains courts (de quelques mètres à quelques centaines de mètres) dont la pente moyenne est comprise en 1.5 et 6 %, et qui présentent une forte rugosité du lit (eu regard aux valeurs du coefficient de Manning), des berges à la morphologie changeante à l'échelle événementielle et ce, malgré des hauteurs d'eau faibles (Meunier, 1991) (Figure 1.1). Le régime hydrologique est marqué par un débit fortement variable sur des pas de temps courts en crue et en décrue, par des écoulements rapides et un fonctionnement marqué par la rareté et l'intensité des épisodes pluvieux. Dans le cas de bassins sensibles à l'érosion, ces entités peuvent devenir de vrais réservoirs à sédiments (Mathys, 2006) car les écoulements en période de crue peuvent se traduire par du charriage et des écoulements très chargés pouvant aller jusqu'à prendre la forme de laves torrentielles (Naaim-Bouvet, 2015).

Figure 1.1 : Exemple de talweg aux écoulements intermittent et pérenne en milieu torrentiel : A/ Vallcebre, Espagne. B/Laval, France.

A la lecture de ces éléments, le bassin versant du Laval peut être qualifié de tête de bassin versant si l'on se base sur les écoulements permanents (le drain principal est de rang 1 dans la classification de Strahler), mais cette définition devient erronée si on considère le réseau intermittent puisque le drain principal possède alors un ordre de 6. Il n'y a en revanche aucun doute sur son appartenance au domaine torrentiel. Dès lors, nous considérons le Laval comme un **"petit bassin versant torrentiel"** (< 1 km²), composé de plusieurs sous-bassins "élémentaires". C'est là que se forment les écoulements qui alimenteront les bassins versants du Bouinenc, puis de la Bléone, de la Durance et enfin du Rhône.

1.2 Une échelle de mesure pertinente pour l'étude des crues torrentielles

Les petits bassins versants torrentiels constituent des « laboratoires à ciel ouvert », qui représentent une échelle d'analyse pertinente pour plusieurs raisons. Ils sont d'abord relativement homogènes en termes de topographie et de lithologie et peuvent être considérés comme représentatifs d'un certain comportement hydrologique (Garcia-Ruiz *et al.*, 2008). Ce principe permet d'identifier des unités hydro-paysagères récurrentes spatialement (Robinson, 2008 ; Dehotin et Braud, 2008). L'installation et la maintenance des instruments de mesure sont ensuite facilités par la taille de ces entités hydrologiques, permettant de densifier les campagnes de mesures au sein d'un petit espace (Holko *et al.*, 2015). Le suivi en continu de plusieurs bassins versants au sein d'un petit espace homogène (géologie, sols, occupation des sols, morphologie) permet finalement de disposer de bases de données complètes et robustes pour étudier la variabilité des processus entre plusieurs bassins similaires (Penna *et al.*, 2013).

A l'échelle des versants, trois processus principaux sont observés en contexte torrentiel :

1/ **Le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration** (ou ruissellement Hortonien) est observé lorsque l'intensité des pluies dépasse la capacité d'infiltration des sols créant un ruissellement "direct" sur les versants (Horton, 1945). Ce type de ruissellement est notamment associé aux orages méditerranéens et de types cévenols avec des précipitations courtes et très intenses.

2/ **Le ruissellement par excès de saturation** est un ruissellement "par le bas" (Gaume et Borga, 2013). Il apparait lorsque le sol est saturé sur tout un profil vertical, ne laissant plus d'eau s'infiltrer depuis la surface. Il apparait notamment lorsqu'une succession d'épisodes pluvieux entraine le maintien d'une forte humidification des horizons superficiels à l'échelle du bassin versant.

3/ **Les écoulements de subsurface** (ou écoulements hypodermiques) sont caractérisés par un écoulement latéral initié par une saturation du milieu (Hewlett, 1974). Ce processus peut entrainer l'apparition temporaire de zones actives saturées, ainsi que de zones contributives saturées lorsqu'elles alimentent directement les cours d'eau. La forte anisotropie liée au pendage des couches géologiques est un facteur de prédisposition aux écoulements de subsurface. Ils peuvent également être liés aux macropores et à la présence de fissures induisant des zones d'écoulements préférentiels (Kirkby, 1988). Ces drains souterrains peuvent initier des écoulements rapides mais leur contribution aux écoulements de crue est difficilement quantifiable.

Les écoulements se concentrent ensuite dans les talwegs (secondaires, puis principaux) et peuvent induire des phénomènes de crue ayant une "**cinétique rapide"** aux exutoires. Suite à des pluies intenses, la réponse hydrologique de ces entités spatiales est non linéaire, avec des temps de réponse de quelques minutes à quelques heures (Dauge, 1999 ; Gaume, 2002) et des débits spécifiques dépassant $1m^3/s/km^2$ (Douvinet, 2008). Dans la littérature anglo-saxonne, le terme "flash flood" regroupe à la fois les crues rapide et éclair. Ces termes sont alors plus souvent associés que mis en opposition. En France, le consensus est toutefois moins évident. Pour certains auteurs, le terme "**crue à cinétique rapide**" est somme toute assez généraliste et il offre l'avantage de regrouper tous les phénomènes ayant un temps de montée compris entre 1h et 6h (Dauge, 1999 ; Douvinet *et al.*, 2011), avec une réaction rapide aux pluies et des débits de pointe élevés (au-delà d'un $1m/s/km^2$). Cette définition n'a pas de limite géographique, autrement dit il n'y a pas de relation avec les débits (peu importe les volumes produits) ou la surface (limite floue, avec un seuil < 100 km^2). Les crues "**torrentielles**", se produisent de leur côté dans des secteurs montagnards ayant une forte pente (Antoine *et al.*, 2001 ; Reid, 2004 ; Estupina-Borell *et al.*, 2005 ; Gaume *et al.*, 2009, Liébault *et al.*, 2010). Ces dernières se manifestent sur des torrents et font suite à des pluies souvent orageuses dont le cumul va de plusieurs dizaines à 100 mm (Dauge, 1999).

La réaction des petits bassins versants torrentiels est très sensible à l'état hydrique initial des horizons superficiels qui va impacter leur temps de saturation, la morphologie des bassins conditionnant la capacité de drainage, la topographie impactant la vitesse de concentration des écoulements, ou la nature des sols et donc

leur capacité de stockage. La nature géologique et la sensibilité du substrat à l'érosion sont également responsables d'écoulements de crue plus ou moins chargés en matière en suspension et matériaux charriés. Ces petites aires de drainage ont la capacité de déplacer rapidement les matériaux érodés dans les lits des rivières à l'échelle événementielle (Benda *et al.*, 2005) entrainant à termes une modification du faciès des cours d'eau en aval (Liébault et Piégay, 2001 ; Kondolf *et al.*, 2003).

1.3 De nombreux bassins versants expérimentaux étudiés à l'échelle mondiale

A partir des années 50, de nombreux observatoires de bassins versants expérimentaux ont été mis en place à l'échelle mondiale afin de pallier l'état des connaissances limité sur le fonctionnement hydrologique des petits bassins versants (Walling, 1991) (Tableau 1.1.). Les premiers bassins versants expérimentaux mis en place concernaient alors principalement les environnements forestiers (Hewlett et Helvey, 190 ; Bosch et Hewlett, 1982). Les études menées notamment aux Etats-Unis (H.J experimental forest, 1948) et en Russie (Kolyma Water-Balance) étaient focalisées sur l'impact quantitatif et qualitatif des changements environnementaux et anthropiques sur les flux et la ressource en eau. Dans les années 70, un grand nombre de bassins versants expérimentaux ont été installés en contexte continental, tempéré et humide. Ainsi, les données acquises à cette époque concernaient surtout les milieux forestiers, agricoles et montagneux, et provenaient essentiellement des sites situés aux Etats-Unis, au Royaume-Uni et en Nouvelle-Zélande. A partir des années 80, les processus hydro-érosifs et les crues torrentielles ont été étudiés en contexte méditerranéen avec un grand nombre de sites expérimentaux notamment en France et en Espagne. On trouve ponctuellement des bassins expérimentaux en Afrique (Bulbergfontein, Afrique du sud), en Amérique Latine (Malalcahuello, Chili) et en Asie (Mule et Hole, Inde). Le faible nombre de sites expérimentaux dans ces régions du monde peut être expliqué par des investigations limitées dans le temps sous forme de campagnes de mesures de quelques mois à quelques années (Figure 1.2). Au final, ce grand nombre de sites (liste non exhaustive) a permis des avancées dans la compréhension et la prévision des crues grâce à la constitution de bases de données alimentées en continu sur la pluie et les débits associés (Kendall, 2001). De plus, ces sites expérimentaux ont su s'adapter aux défis modernes de l'hydrologie de versant en investiguant de nouveaux champs de recherche et en développant leurs réseaux de mesure. Dans le but de comprendre le fonctionnement interne des bassins versants, la pluridisciplinarité des équipes de recherche composant ces observatoires a permis le développement et la validation *in situ* de mesures diverses (mesures géophysiques, traçages géochimiques, qualification des propriétés hydrodynamiques des sols, suivi de la teneur en eau des sols, suivi des hauteurs des nappes) à plusieurs échelles spatiales (ponctuelle, versant, sous-bassins et bassin-versant) (Figure 1.3).

Tableau 1.1 : Exemple de bassins versants expérimentaux (<100 km²) équipés à travers le monde depuis 1945 et toujours actifs. *Type de mesure : 1/ météorologie; 2/ pluviométrie; 3/ débit; 4/ teneur en eau des sols; 5/ piézométrie; 6/ suivi isotopique; 7/ suivi hydrochimique; 8/ température du sol; 9/ évapotranspiration; 10/ géophysique

Observatoire de BV expérimentaux	Localisation	Date de mise en place	Contexte climatique	Contexte géologique (type de roche)	Nombre de BV	Occupation de surface principales	Taille des BV (km²)	Type de mesure*									
								1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
HOAL	Petzenkirchen, Autriche	1945	Continental humide	Sédimentaire (molasse)	1	Agricole	0.66	x	x	x	x	x	x	x	x		x
Kolyma Water-Balance Station	Sibérie, Russie	1948	Continental	Sédimentaire (dépôts alluviaux, permafrost)	9	Forestière, rocheuse, toundra	0.27 à 21.2	x	x	x		x			x	x	
H.J Andrewes experimental forest	Oregon, Etats-Unis	1948	Méditerranéen	Sédimentaire	1	Forestière	65	x	x	x	x		x	x		x	
Plynlimon Experimental Catchments	Pays de Galle, Royaume-Uni	1960	Continental Humide	Sédimentaire (mudstone, shale)	2	Forestière, prairie	8.7 à 10.6	x	x	x	x		x	x		x	
Jiangjia gully	Yunnan, Chine	1965	Montagnard	Sédimentaire (lœss)	1	Dénudée	48.6	x	x	x	x						
Tuanshangou	Chine	1965	Continental	Sédimentaire (lœss)	1		0.18		x	x						x	
Negev desert	Israël	1965	Aride	Sédimentaire	1	Dénudée	0.5		x	x							
Torlesse	Nouvelle-Zélande	1973	Océanique	Sédimentaire (grès, siltite, mudstone)	1		3.85	x	x	x							
Maimai Experimental Watersheds	South Island, Nouvelle Zélande	1974	Océanique	Sédimentaire (grès, argile), Métamorphique (schist), Magmatique (granite)	8	Forestière, dénudée	0.02 à 0.08	x	x	x	x	x	x	x		x	
Bicknoller	Royaume-Uni	1975	Océanique	Sédimentaire (grès)	1		0.6		x		x			x			
Rietholzbach Research Catchment	Suisse	1975	Montagnard	Sédimentaire (molasse)	1	Forestière, pâturage	3.31	x	x	x	x	x			x		
Narrator	Royaume-Uni	1977	Océanique	Sédimentaire (grès), Magmatique (granite)	1	Forestière	4.75		x	x				x			
Goodwin Creek Research Catchment	Mississipi, Etats-Unis	1977	Continental Humide	Sédimentaire	1	Forestière, agricole	21.4	x	x	x		x			x		

Shiny brook	Royaume-Uni	1978	Océanique	Sédimentaire (grès, shale)	1	Forestière, dénudée	2.4		x	x							
Bulbergfontein	Afrique du Sud	1978	Tempéré	Sédimentaire (shale)	1	Prairie	4.77		x								
Maluna Creek	Australie	1978	Continental sec	Magmatique (basaltes)	1	Agricole	1.7		x	x			x				
Mikuta	Rep. Dem. du Congo	1979	Equatorial	Sédimentaire, Magmatique	1	Forestière	4.5		x								
Hachioji	Japon	1980	Océanique	Magmatique	1	Forestière	0.02		x					x			
Cropp	Nouvelle-Zélande	1980	Océanique	Métamorphique (schiste, amphibolite)	1	Pâturage, prairie, dénudée	12.2										
Dry Acheron	Nouvelle-Zélande	1980	Océanique		1		21		x	x							
Dinausor Prov. Park	Alberta, Canada	1981	Tempéré	Sédimentaire (shale, grès)	1	Dénudée	0.38		x					x			
Karuah	Australie	1981	Tempéré	Sédimentaire	1	Forestière	0.02		x								
BVE Montoussé	Occitanie, France	1982	Tempéré océanique	Sédimentaire (molasse, marne, argile)	1	Agricole	3.2	x	x	x		x	x	x			
OHMCV, Valescure	Cévennes Vivarais, France	1983	Méditerranéen	Métamorphique (gneiss), Magmatique (granite)	1	Forestière	3.9	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
ORE Draix-Bléone	Alpes-de-Haute-Provence, France	1984	Méditerranéen	Sédimentaire (marne)	7	Dénudée	0.0013 à 22	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
ERORUN	Île de la Réunion	1987	Tropical	Magmatique (basaltes)	1	Forestière		x	x	x		x		x			
Vallcebre Research Catchments	Catalogne, Espagne	1991	Méditerranéen	Sédimentaire (marne)	3	Dénudée	0.56 à 4.17	x	x	x	x	x				x	
ORE OMERE	Roujan, Occitanie, France	1992	Méditerranéen	Sédimentaire	1	Agricole	0.91		x	x	x	x					
ORE BVET	Mengong, Cameroun	1993	Tropical humide	Métamorphique, Magmatique	1	Forestière, agricole	0.6	x	x	x				x			
ORE OMERE	Kamech, Tunisie	1994	Méditerranéen	Sédimentaire	2	Agricole	2,63	x	x			x					
PMRW	Panolas mountains, Etats-Unis	1995	Continental humide	Magmatique (granite)	1	Forestière	0.41	x	x	x	x	x	x			x	
Jizera Experimental Catchments	Jizera mountains, République Tchèque	1996	Continental humide	Magmatique (granodiorite)	2	Forestière			x	x							
Huewelerbach catchment	Luxembourg	2001	Continental	Sédimentaire (grès, marne, calcaire)	1	Foestière, prairie, urbain	2.7	x		x		x		x		x	x

ORE BVET	Mule et Hole, Inde	2002	Tropical	Magmatique, Métamorphique (gneiss, quartz, amphibolite)	2	Forestière, agricole	4.5	x	x	x				x			
Tres Arroyos catchment	Malalcahuello, Chili	2003	Tempéré humide	Magmatique	1	Forestière	6	x	x	x	x	x	x		x	x	
Aiuaba Experimental Basin	Ceará, Brazil	2003	Tropical semi aride	Métamorhpique (gneiss, schiste), Magmatique (granite)	1	Forestière	12		x	x	x	x					
OBSERA	Guadeloupe	2004	Tropical	Magmatique, Sédimentaire	3	Forestière, agricole	11.5 à 19		x	x				x			
Rio Vauz catchment	Dolomites, Italie	2005	Montagnard	Sédimentaire (dolomite)	1	Forestière, prairie	1.9	x	x	x	x	x	x				
Wüstebach catchment	Allemagne	2007	Continental	Métamorphique (schiste)	1	Forestière	0.36	x	x	x	x	x	x	x		x	
Sulmachun	Imjin river, Corée du Sud	2009	Continental	Métamorhpique (gneiss), Magmatique (granite)	1	Forestière	8.5	x	x	x	x						

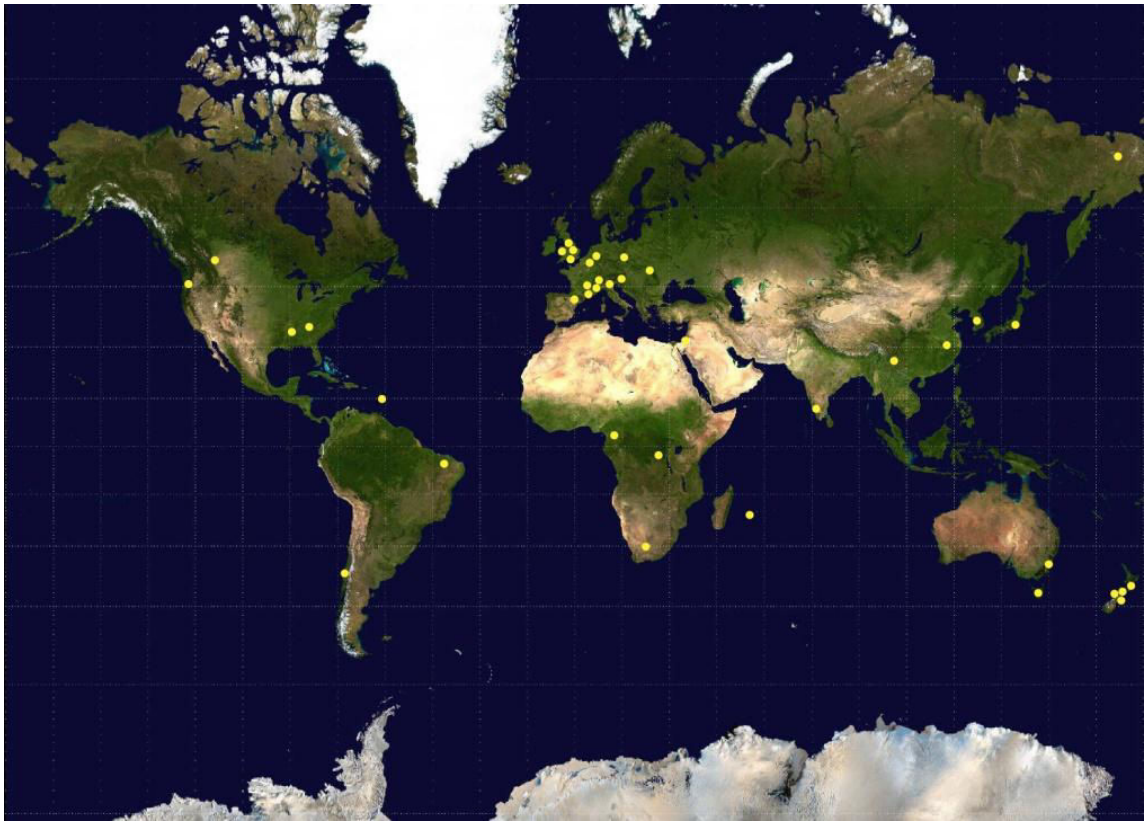


Figure 1.2 : Carte de localisation des bassins versants présentés dans le tableau 1.1

Figure 1.3 : Exemples de mesures réalisées dans des bassins versants expérimentaux (d'après Blume et Van Meerveld, 2015). (a) Mesure des écoulements de subsurface au sein d'une tranchée de 2m de large (Panola Moutain, Etats-Unis). (b) Collecteur d'eau provenant des tranchées (Panola Moutain, Etats-Unis). (c) piézomètres pour le suivi de la saturation à l'interface sol-bedrock (Panola Moutain, Etats-Unis). (d) Utilisation de peinture pour le suivi des écoulements préférentiels en subsurface (Maimai, Nouvelle-Zélande). (e) Mesures GPR en complément d'une étude de traçage (Grand Duché, Luxembourg).

Ainsi, en contexte continental humide, les études sur le bassin granitique expérimental des Panola Mountains (PMRW, 0.41 km², 1985) se sont concentrées sur les processus hydrologiques à une échelle fine grâce à l'équipement d'un versant expérimental à partir de 1995. Les récents travaux (Tromp van-Meerveld et McDonnell, 2006 a, b, 2009) sur les relations entre la topographie, la profondeur et la teneur en eau des sols ont montré l'existence d'effets de seuil concernant les écoulements de subsurface selon les espèces végétales. La complexité des échanges à l'échelle du versant a été étudiée à l'échelle événementielle à travers les processus de connections versant-rivière à l'aide du suivi de la teneur en eau (Blume et Tromp-van Meerveld, 2015). Ces résultats confirment les études de traçage chimique et isotopique menées en contexte climatique océanique et tempéré, sur les bassins expérimentaux Néo-Zélandais (Maimai, Mahurangi) mettant en avant l'impact de la topographie et de l'épaisseur du substrat sur les écoulements de subsurface à l'échelle du versant (Brammer, 1996). En contexte tempéré humide et sur substrat volcanique, le bassin de Malacahuelo (Chili) a fait l'objet d'études sur le lien entre la dynamique spatio-temporelle de la teneur en eau en subsurface et les processus d'écoulement et de ruissellement (Blume *et al.*, 2007, 2008, 2009).

En contexte montagnard, le bassin de Rio-Vauz (Italie) a permis des avancées dans la compréhension des processus hydrologiques et des flux amont-aval en milieu Alpin. En plus du suivi des débits et des forçages, la teneur en eau du sol est mesurée en continu à différentes profondeurs, plusieurs campagnes de traçage chimique et isotopique ont été menées, ainsi que des mesures de résistivité électrique des sols. Cette diversité des mesures a permis de mettre en avant la complexité de la contribution des différents réservoirs en fonction de l'état hydrique du bassin, ainsi que l'impact du manteau neigeux sur la ressource en eau et la mobilisation des écoulements à l'échelle événementielle.

En contexte méditerranéen, la connaissance des processus hydrologique est bien renseignée avec l'existence de bases de données de plusieurs décennies provenant de bassins expérimentaux variés (taille, substrat, occupation des sols). Concernant l'activité hydro-érosive, les nombreux bassins expérimentaux Espagnols (Vallcebre, Sierra de Picarcho, Guadalperalón) permettent un suivi en milieu torrentiel dans des bassins à occupation du sol variée (Garcia-Rioz *et al.*, 2008). Les études menées dans ces bassins ont mis en avant l'impact de l'évolution de l'occupation du sol, notamment lors des changements brutaux (déforestation, culture), sur l'évolution de la quantité et de la qualité des ressources, sur le stockage des sédiments, mais aussi sur la magnitude et la fréquence des épisodes de crue (Beguería *et al.*, 2003 ; Nogués-Bravo *et al.*, 2006).

En France, l'OHMCV (Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais) collecte des données hydrométéorologiques (réseaux de pluviomètres et radar et stations de jaugeage) dans la région Cévennes-Vivarais, au sein de bassins versants impactés directement par les orages Cévenols et donc sujets aux crues à cinétique rapide. Ce projet a permis le développement de techniques modernes d'observation hydrométéorologique par le biais d'actions de recherche instrumentale concertées, mais aussi le développement et la validation de modèles météorologiques et hydrologiques à base physique. La spécificité de cet observatoire est également la mise en place de "retours d'expérience" pour la connaissance des événements passés dans des bassins alors non jaugés.

L'ORE Draix-Bléone s'inscrit dans un large réseau d'observatoires méditerranéens (Merheb *et al.*, 2017) sujets au phénomène de crue torrentielle et se démarque par le grand nombre de bassins suivis (7 bassins de 0.0013 à 22 km²). Le bassin du Laval se différencie des bassins expérimentaux à travers le monde par

sa petite taille (60 % des bassins expérimentaux font plus d'1 km², tableau 1.1), une majorité de surface dénudés et la diversité des mesures effectuées, représentative d'une démarche de suivi interdisciplinaire.

1.4 Et pourtant, des hauts bassins versants qui restent partout à investiguer

Parmi les défis auxquels doit encore faire face l'hydrologie de versant, trois semblent déterminants :

1/ Les incertitudes liées à l'estimation des débits dans le cas d'épisodes extrêmes (Lumbroso et Gaume, 2012).
2/ Le suivi spatialisé et en continu de paramètres de contrôle des écoulements.
3/ Les incertitudes liées au paramétrage des modèles hydrologique dans les petits bassins non jaugés. En effet, en raison de la taille des petits bassins versants en tête de réseau, la proportion des bassins non jaugés est plus grande que celle des bassins versants qui les drainent.

Les deux premiers verrous sont particulièrement exacerbés en contexte torrentiel. Les campagnes de mesure sont contraintes par l'accès aux sites étudiés. La localisation et l'implantation des instruments sont par ailleurs contraintes par l'activité érosive des versants pouvant entrainer une submersion des instruments lors des coulées de boue, ou leur arrachement lors des glissements de terrain. Les observations dépendent aussi du changement de faciès de la rivière et de ses berges après chaque crue. La méthodologie d'investigation dans ces environnements est donc fortement dépendante des critères morphologiques du site, de sa géologie ainsi que des forçages climatiques. On dispose désormais de données multiples et variées, que ce soient sur les débits, la variabilité temporelle du transport de sédiment, les variations des hauteurs de nappes, la distribution spatiale des précipitations et de l'interception, de l'infiltration, la dynamique spatio-temporelle de la teneur en eau et des écoulements selon les environnements. Néanmoins, la compréhension du phénomène de crue à cinétique rapide reste à améliorer tant elle est spécifique aux sites où elles sont observées. Ainsi, dans les bassins non jaugés, la contribution des différents réservoirs aux écoulements de crue, la hiérarchisation des processus hydrologiques, ainsi que la prévision de la réponse hydrologique, demeurent des verrous scientifiques en hydrologie de versant.

2 Pourquoi s'intéresser à la teneur en eau ?

2.1 Un paramètre clef dans l'étude des processus hydrologiques

Les processus hydrologiques sont fortement contrôlés par la teneur en eau du sol proche de la surface ainsi que par sa variabilité spatio-temporelle (Bárdossy et Lehmann, 1998 ; Loague, 1992). Il existe de nombreuses interactions entre la teneur en eau du sol mesurée ponctuellement et l'environnement de la mesure (Famiglietti *et al.*, 1998). La topographie est une source de variabilité spatiale de la teneur en eau des sols puisqu'elle contrôle en grande partie la distribution des écoulements de surface, de subsurface, et les écoulements verticaux (Robinson, 2008). Les sols, à travers leur capacité d'infiltration (conductivité hydraulique) et de rétention (porosités, texture, granulométrie), contrôlent les flux d'eau et donc les variations verticales de la teneur en eau (Estèves *et al.*, 2005). La végétation, son type, sa densité et sa profondeur racinaire sont des facteurs affectant la teneur en eau par les processus d'évapotranspiration (Laio *et al.*, 2001 ; Owe *et al.*, 2001). La géologie (schistosité et pendage des couches) influence la direction des écoulements et donc contrôle l'état hydrique des sols. Enfin, les forçages climatiques locaux sont responsables des variations de saturation du milieu, mais également des processus d'évaporation et d'évapotranspiration. La teneur en eau des sols peut donc être considérée comme une variable intégratrice puisqu'elle est influencée par un grand nombre de variables elles-mêmes déterminantes de la production d'écoulement à l'échelle des hauts bassins versants.

L'impact combiné des capacités de stockage du bassin versant et de la distribution spatiale des précipitations permet d'identifier des zones actives et contributives aux réponses hydrologiques rapides par saturation du sol (Douinot, 2016). A l'échelle événementielle, cette saturation du milieu entraine des écoulements latéraux de subsurface (Beven et Binley, 1991) , du ruissellement par excès de saturation des sols (Gaume et Borga, 2013) ou par dépassement de la capacité d'infiltration (Horton, 1945). La dynamique de saturation des sols apparaît ainsi comme un paramètre majeur dans le déclenchement des crues des hauts bassins amont torrentiel (Laganier, 2014).

La teneur en eau des sols est également une donnée essentielle en modélisation hydrologique. Elle représente une donnée d'entrée pour l'initialisation des modèles car elle conditionne l'état hydrique initial des bassins (Douinot, 2016). Elle permet aussi de valider les modèles distribués qui produisent des cartographies de teneur en eau de façon séquencée (échelle événementielle). Les données observées sur le terrain sont alors confrontées aux données modélisées afin d'évaluer la pertinence du paramétrage des modèles.

2.2 Un facteur de contrôle des écoulements à l'échelle événementielle

2.2.1 La teneur en eau des sols conditionne des processus d'écoulements variés selon les environnements

A l'échelle événementielle, les processus d'écoulement se produisent lorsque la teneur en eau dépasse certains seuils, exprimés en teneur en eau volumique ou en saturation (Zehe et Sivapalan, 2009). Le contrôle exercé par ces seuils est essentiel pour comprendre la réponse des bassins versants élémentaires (Soulsby et Tetzlaff, 2008). Les études menées dans le bassin expérimental du Tarrawarra (Nouvelle-Zélande) ont par exemple montré que les coefficients de ruissellement augmentaient fortement lorsque la teneur en eau en subsurface se trouvait entre 41 % et 46 % à l'échelle du bassin versant (Western et Grayson, 1999). Cette relation a été observée dans d'autres bassins versants (Tromp van-Meerveld *et al.*, 2006 ; Latron et Gallart, 2008) mais les seuils de teneur en eau varient selon les types de sol, leur profondeur et les conditions climatiques. Une étude menée en contexte forestier dans le New Hampshire (Hubbard Brooke Experimental Forest - Etats-Unis) a mis en évidence des relations de seuil différentes pour 3 types de sol entre la teneur en eau antécédente aux pluies et les écoulements de crue (Detty et McGuire, 2010). Une étude menée sur le bassin versant expérimental forestier d'Hitachi Ohta (Japon) a montré l'apparition du ruissellement au niveau des sous-bassins d'ordre 0 lorsque l'API[1] dépasse le seuil de 40 mm. Toujours aux Etats-Unis, des études conduites sur le bassin des Panola Mountain ont montré l'apparition d'écoulement de subsurface sur un versant expérimental forestier au-delà d'un seuil de 41 % de teneur en eau du sol (Peters *et al.*, 2003). En France, une étude menée sur le bassin versant essentiellement forestier de Valescure (OHMCV) a montré une production d'écoulement au-delà de 25 % de teneur en eau (Braud *et al.*, 2014). Enfin, des travaux de modélisation menés sur le bassin agricole (90 % de terres arables) expérimental du Weiherbach (Allemagne) ont permis d'identifier un déclenchement des écoulements de subsurface quand la teneur en eau est comprise entre 23 % et 26 % (Zehe *et al.*, 2005). Ces différents exemples montrent le rôle déterminant que joue la teneur en eau des sols en tant qu'indicateur de déclenchement des écoulements. Les valeurs prises par ces seuils sont variables et dépendants des caractéristiques intrinsèques des bassins étudiés, des conditions climatiques, mais également de l'échelle spatiale étudiée.

---

[1] **Antecedent Precipitation Index (d'après Koehler et Linsley, 1951) :** Indicateur d'humidité d'un bassin versant basé sur la somme des pluies journalières précédant un épisode pluvieux. Il se définit comme :

$$API = \sum_{t=-1}^{-i} P_t k_{-t}$$

où ***i*** est le nombre de jours avant le dernier épisode pluvieux, ***k*** une constante (decay), et ***Pt*** la pluie au jour ***t***

2.2.2 La teneur en eau des sols impacte les échanges versant-rivière

Le contrôle de la teneur en eau sur le processus d'écoulement a particulièrement été étudié au niveau des versants végétalisés, souvent forestier avec des sols épais, et en contexte climatique humide (McGlynn, 2003 ; Tromp Meerveld *et al.*, 2009 ; Cossart 2015). Les berges et les versants proches du réseau hydrographique présentent une grande capacité de stockage de l'eau, une saturation rapide entrainant une contribution rapide aux écoulements de crue à l'échelle événementielle (Cosandey *et al.*, 2002 ; Blume *et al.*, 2009). Les connexions entre les versants et le réseau hydrographique jouent un rôle important dans la production totale d'écoulement. Ces connexions sont dépendantes de l'état hydrique des versants. Lorsque l'état hydrique du bassin est qualifié comme "sec", les berges sont les zones qui contribuent le plus aux écoulements dans le réseau hydrographique en cas de précipitations. Lorsque l'état hydrique est qualifié d'"humide", la contribution aux écoulements de la part des berges diminue, tandis que la contribution des versants augmente grâce à une connexion plus rapide des versants au réseau hydrographique en cas de précipitation (Zuecco *et al.*, 2013). Toujours au sein du bassin d'Hitachi Ohta, une relation a été établie entre l'état hydrique initial antécédent et le type d'écoulement de crue aux abords du cours d'eau. En période sèche, c'est le ruissellement au niveau des berges qui contribuait aux écoulements, alors qu'en période d'humidification ce sont les écoulements de subsurface des versants qui dominaient malgré leur distance à la rivière. Ce phénomène a également été observé dans le bassin versant Alpin de Rio-Vauze dans les Dolomites (Italie) (Penna *et al.*, 2011). Cette relation entre état hydrique des sols et contribution des versants aux écoulements est d'autant plus importante lorsque la distance au réseau augmente (Ocampo *et al.*, 2006). Le croisement entre la teneur en eau, mesurée de façon ponctuelle et distribuée en subsurface, et les données pluviométriques (intensité) à l'échelle événementielle permet de distinguer : 1/ des seuils au-delà desquels se produit du ruissellement, 2/ des seuils au-delà desquels se produisent des écoulements de subsurface, et 3/ des seuils de saturation permettant dans certains cas d'expliquer la contribution totale des écoulements de crue à l'échelle du bassin versant (Dehotin *et al.*, 2015).

2.2.3 Et pourtant, des efforts à poursuivre…

Malgré les efforts engagés pour comprendre l'impact de la teneur de la teneur en eau des sols sur les processus hydrologiques, les seuils présentés ci-dessus sont très dépendants : 1/ des caractéristiques du bassin versant étudié (topographie, végétation, sols), 2/ de la variation spatiale de l'état hydrique initial, 3/ des forçages climatiques. Ainsi, lors d'un épisode pluvieux (de même intensité et avec une distribution spatiale homogène), les versants d'un même bassin versant auront des réactions différentes en fonction de la pente, de la nature du sol et de son épaisseur, ainsi que de sa couverture végétale. En effet, l'hétérogénéité spatiale des paramètres influençant la teneur en eau entrainent des stockages différents et des conditions d'émergence des écoulements variées. Cela entraine une difficulté de reproductibilité des observations d'un bassin à un autre d'autant plus que les seuils évoqués varient en fonction des forçages climatiques. Pour une même teneur en eau moyenne à l'échelle d'un versant, deux pluies aux intensités différentes ne produiront pas d'écoulements au même moment ni les mêmes débits (Estèves *et al.*, 2005). Il incombe donc de trouver une façon d'intégrer la teneur en eau de façon distribuée à l'échelle du bassin versant pour déterminer la sensibilité des versants aux écoulements en fonction du stockage initial (état hydrique), de l'occupation des sols et des forçages climatiques.

3 Comment mesurer et spatialiser la teneur en eau ?

3.1 Différents types de mesures associées à différentes échelles d'analyse

Etudier la variabilité spatiale de la teneur en eau dans la couche supérieure du sol à l'échelle du bassin versant représente un vrai défi. Cette variabilité dépend fortement de l'échelle d'analyse (Robinson, 2008) et c'est un problème récurrent lorsque l'on tente de combiner des informations à différentes échelles spatiales (Famiglietti *et al.*, 2008). L'état des connaissances concernant les liens entre échelles d'analyse et type de mesures est déjà établi (Vereecken *et al.*, 2008) et permet de mieux appréhender la mesure de la teneur en eau en fonction du type de bassin versant étudié.

Il existe un écart spatio-temporel considérable entre les mesures ponctuelles permettant un suivi de la teneur en eau des sols à haute résolution spatio-temporelle (mais dont la spatialisation fait appel à des méthodes d'interpolation), et les mesures faites depuis l'espace permettant de couvrir des surfaces allant de l'hectare à plusieurs centaines de km² mais à une résolution temporelle plus grossière et une validation des données obtenues plus difficile à estimer (Figure 1.4). A l'échelle des petits bassins versants, cet écart peut être comblé par l'utilisation des réseaux de capteurs mesurant en continu la teneur en eau des sols. Cette technologie permet une spatialisation à l'échelle de la parcelle, du transect, du versant et du bassin versant. En complément, d'autres techniques plus anciennes comme les mesures géophysiques permettent d'obtenir des données distribuées spatialement lors de campagnes de mesures ponctuelles, sur des surfaces pouvant aller jusqu'à une dizaine d'hectares.

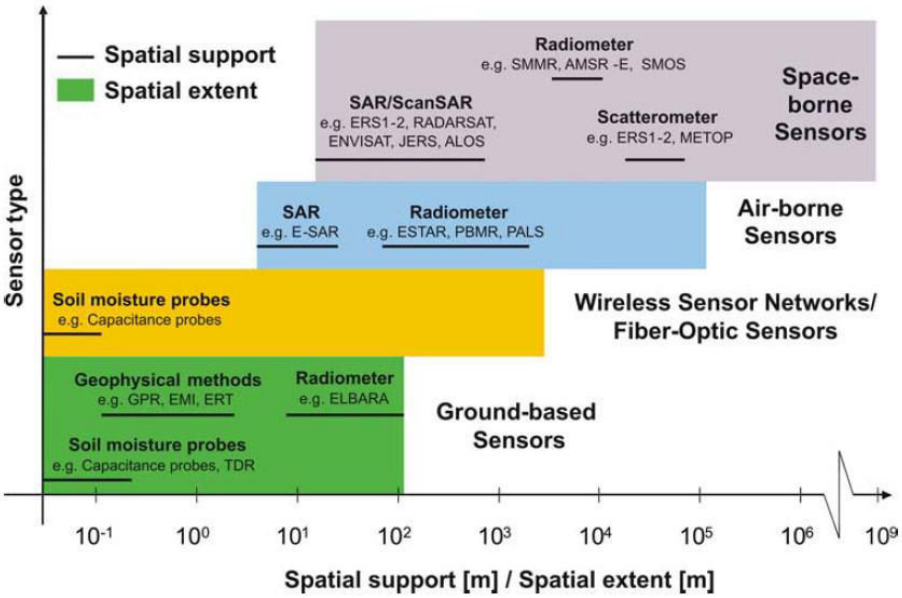


Figure 1.4 : Echelles d'analyse et type de capteurs associés (d'après Verrecken *et al.*, 2008).

3.1.1 Les mesures aéroportées

Elles regroupent les outils de la télédétection et sont basées sur des capteurs soit embarqués sur des plateformes au sol, soit par des drones ou avions, soit par des satellites, présentant l'avantage d'acquérir des données d'humidité spatialisée du m² à la centaine de km². Malgré des progrès considérables ces dernières années, les produits issus de la télédétection ne semblent pas encore adaptés à l'étude des processus hydrologiques dans les hauts bassins versants torrentiels à l'échelle événementielle (Brocca *et al.*, 2011) en raison de : 1/ la faible pénétration des signaux dans le sol et donc l'estimation de la teneur en eau limitée aux

premiers centimètres sous la surface, 2/ l'inadéquation entre la résolution des données et la validation par des mesures *in situ* à l'échelle ponctuelle, 3/ la difficulté de suivre l'évolution de l'état hydrique de subsurface à l'échelle événementielle (coût, couverture nuageuse, conditions de vol difficile), 4/ et la difficulté à obtenir des données sous couvert végétal.

Les vols de drone (de 100 à 300 euros par heure) permettent de disposer d'images infrarouge thermique à haute résolution spatiale et temporelle si l'appareil dispose d'une charge embarquée assez élevée pour supporter les capteurs de mesure. La pertinence de la télédétection infrarouge thermique pour le suivi des températures et de l'état hydrique de surface n'est plus à prouver (Carlson *et al.*, 1994 ; Amiri *et al.*, 2009) mais la détection de l'état hydrique sous un couvert végétal reste un verrou méthodologique (Luquet D., 2002). L'imagerie hyperspectrale à haute résolution spatiale (mètre) fournit une signature spectrale dont la teneur en eau a pu être extraite à l'échelle du bassin versant à la topographie plutôt plane et dans un contexte peu végétalisé (Lesaignoux, 2010). L'application de ces méthodes en milieu torrentiel est compliquée par les corrections géométriques et la nécessité d'une calibration des indices de teneur en eau *via* des mesures *in situ*. Les mesures basées sur les micro-ondes comme les données RADAR sont également une technologie très utilisée pour étudier la teneur en eau de surface (Boisvert *et al.*, 1997 ; Quesney *et al.*, 2000 ; Zribi *et al.*, 2003). Par exemple, les images *Radar Sentinel-1* acquises à une très haute résolution spatiale (1m) sont très sensibles à la texture et à l'humidité du sol (Wagner *et al.*, 2007). Les images TerraSAR-X (1m) sont très sensibles à l'humidité et peu à la rugosité du sol (Aubert M., 2012). Mais ces données RADAR ne semblent pas adaptées à l'étude des bassins versants par rapport à leur coût financier important (de 1750 à 6950 euros selon la résolution et la fauchée pour les produits TerraSAR-X, hors archives) et à la difficulté pour le signal RADAR de passer à travers la végétation (Gherboudj *et al.*, 2011).

3.1.2 Les mesures au sol dites non invasives

Elles n'entrainent pas de modification du milieu investigué et permettent de couvrir des surfaces allant d'un m² à 1 km². L'infrarouge thermique mesuré au sol par une caméra a été testé pour identifier le rôle de la teneur en eau des sols sur les échanges versants-berges-rivières dans un petit bassin versant boisé du Luxembourg (Pfister *et al.*, 2010). La variabilité des zones actives et la connectivité entre les versants et les berges ont été identifiées à l'échelle de la parcelle. En revanche, le suivi à différentes localisations dans le bassin versant en période de crue serait très coûteux (de 240 à 900 euros pour une caméra de la marque FLIR) au regard du nombre de caméras à déployer. La méthode "Cosmic-ray Sensor" (CRS) se base sur le fait que les neutrons rapides produits par la radiation cosmique naturelle sont négativement corrélés à la teneur en eau du sol près de la sonde CRS. Elle permet d'obtenir des données sur l'état hydrique des sols dans un rayon de 300 m autour du capteur (Zreda *et al.*, 2008 ; Bogena *et al.*, 2013 ; Heidbüchel *et al.*, 2016) mais ces données sont intégratives et ne donnent pas d'informations sur les variations de la teneur en eau dans l'espace investigué. Les méthodes hydrogéophysiques comme le géoradar (GPR - Ground Penetraring Radar) (Huisman *et al.*, 2003 ; Dubreuil-Boisclar *et al.*, 2011), la tomographie de résistivité électrique (ERT - Electrical Resistivity Tomography) (Zhou *et al.*, 2001) et l'induction électromagnétique (EMI - Electromagnetic Induction) (Kashanoski, 1988) sont des méthodes communes pour estimer les variations spatiales de l'état hydrique du sous-sol à partir des propriétés physiques du sol (Michot *et al.*, 2003). L'ERT permet de caractériser la structure du sous-sol, sa profondeur et son état hydrique à une échelle décamétrique (Brunet *et al.*, 2010), mais cet outil n'est pas adapté à l'estimation de l'état hydrique dans les premiers centimètres en subsurface. Le GPR permet également d'estimer les variations de l'état hydrique mais sa profondeur d'investigation est limitée dans les environnements très conducteurs comme les argiles qui ont pour impact l'atténuation rapide des ondes électromagnétiques (Huisman *et al.*, 2003).

De nombreux auteurs ont cherché le moyen de relier la conductivité électrique et la teneur en eau des sols en utilisant les mesures électromagnétiques (Kachanoski, 1988 ; Tromp van-Meerveld et McDonnell, 2009 ; Brillante *et al.*, 2014 ; Martini *et al.*, 2017). Des relations linéaires ont été mises en évidence entre ces deux

paramètres mais la forte dépendance de la conductivité électrique des sols à la texture du sol, la salinité, la minéralogie, la porosité et la teneur en argile rend difficile le transfert des relations trouvées localement à d'autres bassins. Ce transfert est d'autant plus complexe que les relations sont issues de mesures combinant diverses méthodes d'acquisition de la teneur en eau (TDR, FDR, , capteur capacitif, échantillons de sol) et de la conductivité électrique des sols (EM31, EM38, GEM-300, Dualem-1S). Les meilleurs résultats ont été obtenus dans des environnements peu pentus avec une occupation de surface homogène à l'échelle de la parcelle (Hanson et Kaita, 1997 ; Brevik *et al.*, 2006 ; Padhi et Misra, 2011 ; Robinson *et al.*, 2009,) et du versant (Doolittle *et al.*, 2012 ; Calamita *et al.*, 2015). Bien que les méthodes hydrogéophysiques permettent d'obtenir une information spatialisée, l'estimation des valeurs de teneur en eau à l'échelle du bassin versant est encore très discutée (Calamita *et al.*, 2015). La conductivité électrique est influencée par un grand nombre de variables hétérogènes spatialement et dont les données ne sont pas toujours disponibles ou difficilement mesurables (Robinson *et al.*, 2008). Enfin, hormis l'ERT, ces outils ne permettent pas un suivi temporel continu, essentiel à l'étude des processus hydrologiques à l'échelle événementielle (Altdorff, 2017).

3.1.3 Les mesures au sol dites invasives

Elles entrainent une modification du milieu investigué et peuvent être directes ou indirectes. Les mesures directes concernent le prélèvement d'échantillons de sol dont on compare le poids avant et après séchage en étuve afin d'obtenir la teneur en eau massique. Les mesures indirectes sont basées sur des méthodes géophysiques afin d'estimer généralement une teneur en eau volumique. La fibre optique permet d'estimer les variations de teneur en eau dans le sol à partir des variations de température (Martínez-Garrido *et al.*, 2018). Cette méthode est adaptée pour le suivi à différentes profondeurs le long de transects pouvant être très longs (plusieurs dizaines de mètre) mais cette approche innovante demande une calibration très complexe (Cosh *et al.*, 2016) en fonction du type de sol et de ses propriétés (porosité, minéralogie, coefficient de diffusion) (Krzeminska *et al.* 2012) et n'est pas adaptée à un déploiement à l'échelle du bassin versant. Dans la littérature, on trouve deux types de capteurs largement utilisés : les TDR et les sondes capacitives. Ces deux types de mesures classiquement utilisées permettent d'estimer ponctuellement la teneur en eau à partir de la permittivité diélectrique des sols[2]. Elles présentent l'avantage d'effectuer des mesures en continu à une haute résolution temporelle permettant d'appréhender la dynamique de l'état hydrique de subsurface à différentes échelles spatio-temporelles (Seyfried *et al.*, 1998).

Les sondes TDR (Topp *et al.*, 1980 ; Vereecken *et al.*, 2014) sont basées sur la réflectométrie temporelle à savoir la vitesse de propagation du signal électromagnétique le long des électrodes. La vitesse de propagation du signal électromagnétique dépendant de la permittivité diélectrique du sol, plus cette dernière est élevée, plus le temps de d'aller/retour du signal est long. La permittivité du sol étant liée à sa teneur en eau, il est possible de relier ce temps d'aller/retour du signal à une teneur en eau (Blonquist *et al.*, 2005). Ces sondes permettent de mesurer la teneur en eau de façon itinérante, à l'aide d'un instrument mobile, ou en continu à l'aide d'un capteur enfoui. Ces mesures ont été largement utilisées au sein de bassins expérimentaux australiens (climat tempéré) et néozélandais (climat chaud et humide) suivis depuis 1997 pour identifier les propriétés géostatistiques de la variation spatio-temporelle des motifs de teneur en eau en subsurface (Western et Grayson, 1998) (Tableau 1.2). Les mesures ont été effectuées lors de missions ponctuelles au sein des 30 premiers centimètres de sol à l'aide d'un TDR équipé d'un GPS. En période humide, des valeurs non réalistes ont été mesurées lors de l'apparition d'écoulements en subsurface. Ces erreurs ont été corrigées par la mise en place d'un seuil de saturation basé sur la porosité des sols.

---

[2] **Permittivité diélectrique du sol :** Paramètre permettant d'estimer la teneur en eau d'un volume de sol donné. Elle est liée aux propriétés de polarisation du sol (aspect capacitif) et au ratio de la vitesse de l'onde électromagnétique dans le sol par rapport à sa vitesse dans le vide. La permittivité de l'eau étant très supérieure aux autres constituants du sol (air = 1, minéraux et matière organique = 2 à 5, eau = 80), la permittivité globale du sol varie sensiblement avec l'humidité du milieu.

Ce type de mesure itinérante est aussi associé à des campagnes de mesures géophysiques (géoradar, résistivité de tomographie électrique, induction électromagnétique) ou pour validation de données issues de la télédétection. Un réseau de TDR enfoui a été déployé dans les hauts bassins versants torrentiels marneux de Vallcebre (Pyrénées espagnoles). La teneur en eau des sols est suivie en continu depuis 1993 au niveau de 9 profils verticaux équipés de TDR installés à 4 profondeurs différentes (0–20cm, 20–40cm, 40–60cm et 60–80cm) dans les principales unités hydro-paysagères en forêt et en prairie (Gallart *et al.*, 2002). Ces mesures sont associées et comparées aux mesures acquises par des tensiomètres, des piézomètres et des pluviomètres afin de comprendre l'impact de la teneur en eau sur les processus hydrologiques à l'échelle saisonnière et événementielle. En contexte océanique tempéré, l'impact de la culture sur brûlis et des changements brutaux d'occupation des sol sur le fonctionnement hydrologique et l'activité érosive a été étudié dans des forêts de l'île de Madagascar (Zwartendijk *et al.*, 2016). Un réseau de TDR a été installé à des profondeurs de 5 cm à 160 cm et à des pas de temps d'acquisition de 5 minutes et 30 minutes. Cette étude a montré des relations de seuils différentes entre la teneur en eau mesurée dans les 10 premiers centimètres du sol, la pluie et l'apparition du ruissellement en forêt et en zone dégradée.

La robustesse des TDR par la précision des mesures obtenues n'est plus à prouver. Mais leur utilisation pour la mise en place d'un réseau de capteur dense pour un suivi en continu de la teneur en eau des sols à l'échelle du bassin versant reste limitée en raison de leur coût.

Tableau 1.2 : Exemples de suivi de la teneur dans des bassins versants torrentiels à l'aide de la mesure par TDR. Liste de TDR utilisés : TDR Trime IT-EZ (IMKO) / TRASE 6050 XI, IRAM 6000 (Soil Moisture Equipement Corp.) / TDR Tektronix / TDR IMKO (Micromodultechnik GmbH, Ettlingen, Germany) / TDR100 (Campbell Scientific) / CS616 (Campbell Scientific).

Référence	**Site**	**Climat**	**Type de capteur**	**Type(s) de sol**	**Occupation de surface**	**Echelle d'analyse**	**Pas de temps d'acquisition**	**Profondeurs invesitguées (cm)**	**Taille du BV (km²)**
Bardossy *et al.*, 1998	Weiherbach (Allemagne)	Continental	TDR 6050 XI TDR IRAM 6000		Forêt, terres agricoles	Bassin versant	missions ponctuelles	15, 30, 45, 60	6.3
Gallart *et al.*, 2002	Vallcebre (Espagne)	Méditerranéen	TDR Tektronix	Triangle des textures disponible	Forêt, garrigue, prairie	Versant	Journalier	0-20, 20-40, 40-60, 60-80	< 5
Peters *et al.*, 2003	Panola (Etats-Unis)	Continental humide	TDR	Ultisols	Forêt	Versant	missions ponctuelles	15, 40, 70	0.4
Western *et al.*, 2003	Tarawarra, Point Nepean (Australie), Mahurangi (Nouvelle-Zélande)	Tempéré	TDR	Clay loam, Silty loam, Clay	Pâture	Bassin versant	missions ponctuelles	0 - 30	< 1
Giertz *et al.*, 2003	Aguima (Bénin)	Tropical humide	TDR IMKO	Lixisols (sols ferrugineux tropicaux lessivés)	Savane, forêt, terres agricoles	Bassin versant	10 min	0-20, 30-50, 80-100, 120-140	30
Seeger *et al.*, 2004	Arnás (Espagne)	Méditerranéen	TDR Tektronix	Stagnic cambisols Vertic Cambisols, Calcisols	Forêt, garrigue	versant	hebdomadaire	20	2.8
Wenninger *et al.*, 2008	Weatherley (Afrique du Sud)	Semi-aride	TDR100	Mesotrophic, hydromorhpic	prairie	versant	missions ponctuelles	0-30	1.5
Zehe *et al.*, 2010	Rehefeld (Allemagne)	Continental	TDR100	Loamy campisols	Forêt, pâture	versant	Horaire	0 - 60	16
Dehotin *et al.*, 2015	Mercier (France)	Semi-continental	SM100	Sols sur gneiss et granite	Forêt, terres agricoles	versant	5 min,15 min	3-5	7
Zwartendijk	CAZ	Océanique	CS616	Tropudults	Forêt	versant	5min et 30min	5, 15, 40,	0.2

et al., 2017	(Madagascar)	tempéré						70, 110, 160	

Les sondes capacitives et les sondes de type FDR (Frequency Domain Reflectometry) utilisent le sol et les électrodes de la sonde comme un condensateur dont la capacité varie en fonction de la teneur en eau du milieu (Robinson *et al.*, 2005 ; Qu *et al.*, 2013). Ce condensateur étant connecté à un oscillateur afin de former un circuit électrique, les variations de capacité du condensateur induitent par la variation de permittivité diélectrique du sol, elle-même reliée à la présence d'eau, sont captées par une variation de la fréquence du signal dans le circuit. Ces changements sont la base de la technique utilisée par les sondes de type FDR. Dans le cas des sondes capacitives, une permittivité relative du sol est déterminée par le temps de charge du condensateur. Moins coûteuses[3] que les TDR et relativement faciles à installer dans le sol, elles permettent le déploiement des mesures ponctuelles à des échelles plus grandes, et la multiplication des mesures sur les versants grâce à l'installation de réseaux denses composés de capteurs enfouis. Le haut bassin versant expérimental de Wüstebach (Allemagne) a été équipé d'un réseau de 600 capteurs EC-5 (ECH_2O series, *Decagon Devices* ®) mesurant la teneur en eau en continu à 5 cm de profondeur (Bogena *et al.*, 2007). Cette étude a montré que ces capteurs fournissent une estimation plus précise de la variation spatiale de la teneur en eau que les missions ponctuelles par TDR sur la même surface. Avec bien moins de capteurs EC-5, Lozano-Parra *et al.* (2015) ont pu réaliser une classification des environnements selon leur dynamique de teneur en eau pour comprendre leur impact sur les processus hydrologiques dans un haut bassin versant de la région d'Extremadura (Espagne). D'autres sondes capacitives mesurent la teneur en eau à travers un tube installé de façon permanente dans le sol (Tableau 1.3). Ce dispositif offre la possibilité d'obtenir des valeurs à des profondeurs pouvant aller jusqu'à 1 m le long d'un même profil vertical. Ainsi, Blume *et al.* (2009) ont étudié le déclenchement du ruissellement dans le haut bassin versant volcanique de Malacahuelo (Chili) à l'aide des sondes PR2 (Delta-T). La visualisation de l'évolution de la teneur en eau le long d'un profil vertical croisé à des fosses proches des sondes leur a permis d'identifier des zones d'écoulement préférentielles en subsurface. Ces mêmes sondes PR2 (Delta-T) ont été utilisées par Susanto *et al.* (2017) pour relier les variations de la température du sol mesurées par fibre optique aux variations de l'état hydrique des sols (situés en prairie, forêt et en zone marneuse dénudée) le long d'un transect de 50 m au sein de l'ORE Draix-Bléone.

Tableau 1.3 : Exemples de suivi de la teneur dans des bassins versants torrentiels à l'aide de la mesure par des sondes capacitives. Liste de capteurs capacitifs utilisés: EC-5, EC-10, EC-20, 10HS (Decagon Devices) / ML2x, PR2 (Delta-T) / SM100 WaterScout (Spectrum Technology Corporation) / Aqua-pro (Aqua-pro sensors) / TDT Acclima (Acclima).

Référence	Site	Climat	Type de capteur	Type(s) de sol	Occupation de surface	Echelle étudiée	Pas de temps d'acquisition	Profondeur (cm)	Taille du BV (km²)
Bogena *et al.*, 2007	Wüstebach (Allemagne)	Continental	EC-5	Stagnic luvisol	Forêt	Point	Horaire	5	< 1
Van Meerveld *et al.*, 2008	Panola Mountain (Etats-Unis)	Continental humide	Aqua-pro	Ultisols	Forêt	Versant	missions ponctuelles	5-30	3e-5
Blume *et al.*, 2009	Malacahuelo (Chili)	Tempéré humide	PR2	Andosols - sol volcanique	Forêt	versant	10 min	10, 20, 30, 40, 60, 100	6.3
Abbas *et al.*, 2011	Mākaha (Hawaii)	Tropical	EC-10 EC-20 ML2x	Clay loam, Silty loam, Sily clay	Forêt	Point	missions ponctuelles	20, 80	< 1
Dehotin *et al.*, 2015	Mercier (France)	Semi-continental	SM100	Sols sur gneiss et granite	Forêt, terres agricoles	versant	5 min,15 min	3-5	7
Martini *et*	Shäfertal	Continental	EC-5	Gelysol, Luvisol,	Prairie	Versant	Horaire	5, 25, 50	< 1

[3] **Exemple de prix des sondes capacitives :** de 120 euros pour la sonde 10HS (*Decagon Devices* ®) à 1647 euros pour la sonde PR2 (*Delta-T* ®). **Exemple de prix des sondes TDR :** de 139 euros pour la sonde CS616 (*Campbell Scientific* ®) à 3813 euros pour le TDR100 (*Campbell Scientific* ®)

al., 2015	(Allemagne)			Cambisol					
Lozano-Parra *et al.*, 2015	Extremadura (Espagne)	Méditerranéen	EC-5	Chromic luvisol, epilectic , cambisol, Leptosol, Distric leptosol	Prairie, garrigue, forêt	Point, Versant	30 min	5, 10, 15	< 1
McMillan *et al.*, 2015	Langs (Nouvelle-Zélande)	Océanique	TDT Acclima	Shallow gravely silt loams	Pâture	Bassin versant	5 min	30, 60	0.7

Au final, les mesures à haute résolution temporelle de la teneur en eau des sols par des sondes capacitives distribués dans des zones stratégiques (unités hydro-paysagères, versant, sous-bassin), combinée à des mesures ponctuelles (sous forme de campagnes de mesures) sur des zones complémentaires, permet d'améliorer la compréhension de la variabilité spatio-temporelle de la teneur en eau à différentes échelles. Cette approche est particulièrement adaptée aux terrains accidentés (pente forte, végétation dense) et plus simple à mettre en place que les mesures géophysiques. Cette méthode de suivi basée sur un réseau lâche est également moins coûteuse (en temps et en argent) que l'investigation par un réseau suivant un maillage régulier (Blume *et al.*, 2009).

3.2 Analyse critique de la mesure par des sondes capacitives

Le développement industriel des sondes capacitives permet désormais de les acquérir à un coût raisonnable (à partir de 120 euros pour les sondes 10HS par *Decagon Devices* ®). Mais la précision de ces sondes dites "low-cost" (±3% pour des teneur en eau de 0 à 60%) face à celle des TDR (±1% pour des teneur en eau de 0 à 40% ; ±2% pour des teneur en eau de 40 à 70%) fait toujours l'objet d'études (Robinson *et al.*, 2008; Mittlebach *et al.*, 2011 ; Lekshmi *et al.*, 2014). Il existe plusieurs incertitudes :

1/ **La présence d'air autour des électrodes** liée à l'installation des capteurs ou au manque de cohésion du sol : Une étude sur les sondes capacitives 10HS (*Decagon Devices* ®) menée dans des sols agricoles en Floride (Etats-Unis) a montré que la présence de poches d'air autour des électrodes du capteur donnait des valeurs fausses (jusqu'à + 6.2%) bien au-delà de l'erreur de mesure de +/- 3% estimée par le constructeur (Kargas *et al.*, 2015).

2/ **Les calibrations des constructeurs** : Les valeurs de teneur en eau volumique sont issues de la permittivité diélectrique des sols elle-même déduite du signal brut du capteur par des équations de calibration dépendantes de la température du sol, de sa texture et se salinité. Chaque constructeur propose une calibration des sondes souvent effectuée en laboratoire. Or, il a été montré dans de nombreuses études que pour un même point de mesure, les valeurs obtenues par les capteurs capacitifs *via* ces calibrations sont différentes des teneurs en eau mesurées indirectement par des prélèvements de sols (Inoue *et al.*, 2008 ; Smith *et al.*, 2010 ; Kinzli *et al.*, 2012). Une étude réalisée au sein de deux sites expérimentaux Suisse a permis de comparer cet écart pour le capteur capacitif 10HS (*Decagon Devices* ®) en laboratoire et sur le terrain (en secteur de prairie) (Mittlebach *et al.*, 2011). Les écarts de mesure entre plusieurs sondes installées dans les mêmes conditions et au même endroit sont faibles (écart-type de 1.3 % en moyenne sur 4 sites, avec des mesures basées sur la calibration du constructeur). En revanche, la comparaison entre les valeurs données par les sondes et celles acquises par des mesures indirectes (prélèvements de sols) a montré que la sensibilité du capteur décroit (sous-estimation jusqu'à -8%) au-delà d'un certain seuil de teneur en eau (~35%). La comparaison des mesures entre les deux sites a montré que la performance du capteur est liée aux types de sol et de leurs propriétés (texture). En raison de cette dépendance, il n'a pas été possible d'utiliser les calibrations établies en laboratoire pour traiter les données mesurées sur ce terrain. Ce résultat montre l'inadéquation entre les conditions de mesure en laboratoire et celles du terrain et la nécessité

de calibrer les sondes *in situ*. La sensibilité du capteur EC-5 (*Decagon Devices®*) au même seuil d'environ 35% de teneur en eau s'est révélée plus grande sur le haut bassin versant forestier de Wüstebach (Allemagne) (Bogena *et al.*, 2007). Toujours en Suisse, une autre étude a comparé trois capteurs dits "low cost" (10HS - Decagon Devices; CS616 - Campbell Scientific; SISOMOP - SMG University of Karlsruhe, Germany) à un capteur TDR à haute précision (TRIME-IT/-EZ - IMKO GmbH, Germany) à partir des calibration fournies par les constructeurs (Mittlebach *et al.*, 2012). Aucun des capteurs "low cost" n'étaient aussi précis que ce qui était annoncé par le constructeur. Leur performance est fortement dépendante de l'état hydrique du sol avec notamment une baisse de sensibilité dans les extrêmes (période sèche et période très humide). La principale conclusion de ces études est que la calibration *in situ* des capteurs est indispensable pour interpréter les mesures acquises par des capteurs capacitifs "low cost". Cette calibration doit être effectuée *in situ* dans différents types de sols et sous différentes conditions hydriques avant d'obtenir une courbe de calibration par type de sol et prenant en compte une large gamme de valeurs.

3/ **L'effet de la température** sur la mesure de la permittivité diélectrique : Le signal mesuré par les sondes capacitives est altéré par de nombreuses caractéristiques du sol (texture, structure, conductivité électrique, salinité) dont la température semble avoir le plus fort impact (Kuraz, 1981 ; Campbell, 1990). Une étude menée en laboratoire par Gaudu *et al.* (1993) montre une augmentation de la sensibilité de la permittivité diélectrique relative à la température lorsque la teneur en eau volumique diminue. Cet effet se lit très bien sur les courbes de teneur en eau avec des oscillations dont la dynamique suit celle de la température. Cette relation baisse avec la hausse de la teneur en eau, de façon différente selon les propriétés des sols. Toutefois, les effets liés à la température sont pris en compte lors de la conception du capteur qui intègre généralement un dispositif de correction thermique (Giot et Cousin, 2012).

Enfin, la déformation des électrodes, toujours possible au moment de l'insertion dans le sol ou en raison de l'instabilité du terrain (Becker, 2004), a une influence mineure sur la mesure (Schlaeger, 2005 ; Graeff *et al.*, 2010).

3.3 Des réseaux de capteurs en appui à la spatialisation

Le développement d'un réseau de capteurs capacitifs pour la spatialisation de la teneur en eau du sol à l'échelle du bassin versant est un champ d'investigation particulièrement actif en hydrologie de versant (Bogena *et al.*, 2006 ; Cardell-Oliver *et al.*, 2007). D'autant plus que les caractéristiques de ces réseaux (profondeur investiguée, nombre de sondes, distribution spatiale des sondes) dépendent des processus que l'on souhaite observer et impactent directement l'interpolation spatiale des données acquises (Robinson *et al.*, 2008).

3.3.1 Définition d'un réseau de capteur

On parle de réseau de capteurs lorsque plusieurs capteurs sont installés à proximité, sur le même versant ou la même parcelle. On distingue les réseaux classiques où les sondes sont reliées à une ou plusieurs bornes d'acquisition des données, et les réseaux "sans fil" lorsque les capteurs sont reliés entre eux par un système externe (Valente *et al.*, 2006 ; Bogena *et al.*, 2010). Les réseaux disposant de capteurs du même type permettent d'acquérir des séries de données en continu avec une marge d'erreur connue et commune entre les sondes à l'échelle ponctuelle, d'identifier rapidement les anomalies liées à la mesure, d'observer des dynamiques propres aux différents milieux investigués et de comparer les observations faites localement. Les réseaux composés de plusieurs types de sondes permettent d'investiguer différents volumes et différents

profondeurs, mais aussi de comparer les teneurs en eau mesurées en fonction de la calibration propre à chaque sonde.

3.3.2 Pour spatialiser quels processus ?

La profondeur d'investigation dépend des processus étudiés mais aussi de l'implantation des capteurs. Le suivi de la teneur en eau à différentes profondeurs le long d'un profil vertical permet de suivre les écoulements verticaux tandis que dans les sols où les écoulements de subsurface sont dominants, un suivi à une seule profondeur peut être suffisant si les sondes sont installées verticalement afin d'obtenir une valeur moyennée sur une distance égale à la longueur des électrodes du capteur (Mittlebach *et al.*, 2011). La multiplication sur le même site (versant, transect) de capteurs investiguant différentes profondeurs permet d'obtenir une vision en 3D des flux d'eau dans un volume de sol donné.

3.3.3 Optimiser la localisation des capteurs

Afin de faciliter la spatialisation à l'échelle du bassin versant des données acquises ponctuellement (Jacobs *et al.*, 2004), des méthodes sont couramment utilisées pour optimiser la distribution spatiale des capteurs. On trouve par exemple la méthode de la "persistance temporelle" visant à identifier des motifs (patterns) ou structures spatiales de la teneur en eau récurrents (Vachaud *et al.*, 1985, 2005 ; Vanderlinden *et al.*, 2012). Mais cette méthode requiert des observations passées (chronique historique) de l'évolution de la teneur en eau à l'échelle du bassin versant. La distribution spatiale de la teneur en eau à l'échelle des petits bassins versants étant fortement contrôlée par les variables locales, certains auteurs proposent d'analyser la structure spatiale des propriétés des sols et la distribution des entités paysagères (Chen *et al.*, 1995; Thierfelder *et al.*, 2003 ; Dehotin et Braud, 2008). Il est ainsi conseillé de disposer de points de mesure dans des conditions très différentes (pente, orientation, pendage, forme de la pente convexe ou concave, type de sol, occupation du sol, altitude) (Qiu *et al.*, 2001 ; McMillan et Srinivasan, 2015). En effet, ces paramètres de contrôle peuvent être plus facilement identifiés lorsque différents endroits à l'intérieur d'un bassin versant sont comparés (Garcia-Estringana *et al.*, 2013). Surtout lorsqu'une forte variabilité spatiale des unités hydro-paysagères induit des différences marquées dans la dynamique de la teneur en eau des sols (Williams *et al.*, 2003).

3.3.4 Enjeux de la spatialisation à partir d'un réseau de capteurs

Une image claire de la variabilité de la teneur en eau du sol à l'échelle du versant est difficile à obtenir en raison du nombre de sondes nécessaires pour une estimation moyenne robuste. Mais la diversité des versants investigués, ainsi que le choix de la localisation des sondes sur ces versants (Brocca *et al.*, 2007 ; Kim *et al.*, 2015) permet de dépasser la limite du nombre de capteurs utilisés (Hupet et Vanclooster, 2002), notamment lorsque la variabilité de la teneur en eau augmente avec la taille de la zone d'étude (Brocca *et al.*, 2009). Une autre approche consiste à favoriser la combinaison d'un réseau de mesure lâche (faible nombre de capteur), avec une haute résolution temporelle et des mesures en continu, à des campagnes de mesures ponctuelles plus denses. Cette approche est particulièrement adaptée aux terrains accidentés (végétation dense, pentes fortes,) car elle est moins coûteuse en temps et en argent que les campagnes de mesures ponctuelles (TDR, GPR) et que celles basées sur un grand nombre de capteurs (Blume *et al.*, 2009).

Enfin, l'obtention d'une cartographie dynamique de l'état hydrique des sols est principalement basée sur des méthodes géostatistiques (Western and Blöshl, 1999 ; Jawson and Niemann, 2007 ; Brocca *et al.*, 2010 ; Delrieu *et al.*, 2005), de modélisation (Vereecken *et al.*, 2014), et d'analyse en "ondelettes" (Biswas and Si, 2011). Ces méthodes se basent principalement sur les corrélations existantes entre la teneur en eau et les variables locales (Nyberg *et al.*, 1996 ; Robinson *et al.*, 2008 ; Penna *et al.*, 2009).

3.4 Et pourtant, des efforts à poursuivre pour optimiser ces réseaux spatialement et temporellement

La fréquence d'échantillonnage, c'est à dire l'effet du pas de temps de mesure sur les observations (Robinson *et al.*, 2008), demeure une question méthodologique récurrente. La plupart des études se concentrant sur les dynamiques de teneur en eau du sol ont mesuré (avec des sondes invasives) ce paramètre seulement à l'échelle hebdomadaire (Comegna et Basile, 1994 ; Hupet et Vanclooster, 2002). Or, une résolution temporelle d'acquisition trop grossière ne permet pas de relier les dynamiques de teneur en eau observées aux processus observés à l'échelle événementielle (Zehe *et al.*, 2010). Plus récemment, les progrès techniques sur les systèmes d'enregistrement de données de capteurs ont permis de surveiller la teneur en eau du sol à des résolutions temporelles plus élevées pour mener des études de bilan hydrique (Vera *et al.*, 2009), comprendre la dynamique d'évapotranspiration (Ungar *et al.*, 2013), l'impact du système racinaire sur les variations d'humidité du sol (Zwartendijk *et al.*, 2017), ou le déclenchement des écoulements à l'échelle événementielle (Penna, 2011). Toutefois, les informations se concentrant sur l'effet du pas de temps de la mesure sur la teneur en eau sont encore assez limitées (Guber *et al.*, 2008).

Concernant l'optimisation spatiale des mesures, aucune méthode ne permet d'effectuer de manière non destructive et à un coût financièrement abordable une caractérisation hydrique à l'échelle du bassin versant. Utiliser des appareils de mesures mobiles permettrait de réduire l'investissement matériel et de disposer rapidement d'une caractérisation spatiale de l'état hydrique du sol. Mais cette démarche est limitée par la question de la fréquence de mesures désirée puisque ce type de mesure ne peut être automatisée. La question de l'optimisation spatiale du réseau de capteurs semble être spécifique à chaque étude, en fonction du budg*et al.*loué aux mesures, aux caractéristiques des milieux investigués, et à la profondeur des sols investigués.

4 Quelles valeurs ajoutées peut-on attendre de la modélisation hydrologique ?

La modélisation hydrologique à base physique, en complément des mesures de terrain, permet d'améliorer la compréhension de la réponse des petits bassins versants sujets aux crues à cinétique rapide. Elle permet de reproduire le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant à partir d'équations mathématiques résolvant les conditions de stockage et de transfert des eaux. La partition des flux est généralement basée sur le calcul des processus d'évaporation, d'évapotranspiration et d'interception, et sur la circulation des flux d'eau dans le sol et les échanges surface/subsurface à partir des propriétés hydrodynamiques des sols impactant les variations de teneur en eau. Les modèles distribués à base physique aident à améliorer notre compréhension du système bassin versant de façon détaillée grâce à l'implémentation de paramètres spatialisés nécessaires pour reproduire les processus hydrologiques et leurs interactions spatiales. Les progrès informatiques permettent désormais de mieux appréhender l'impact de ces paramètres spatialisés sur la réponse hydrologique en augmentant la résolution spatiale des bassins. Mais l'obtention des données *in situ* requises peut représenter un facteur limitant pour la mise en œuvre et l'utilisation pratique des ces modèles.

4.1 Justification et apports des modèles distribués à la spatialisation

4.1.1 Des outils appropriés pour faire apparaitre des processus spatiaux

Les modèles distribués à base physique permettent d'étudier spatialement les processus de transfert de l'eau, plutôt que la réponse globale du système bassin versant. Ces modèles complexes, par les équations qui les composent et le nombre de données/paramètres nécessaires, tentent de reproduire les processus hydrologiques et leurs interactions. Pour cela, ils résolvent les équations des écoulements superficiels et dans les milieux poreux (Saint Venant, Richards, Darcy,) de façon distribuée dans l'espace, en tout point du maillage

choisi pour représenté le bassin versant. Ils permettent de prendre en compte la structure spatiale du bassin versant, de simuler les écoulements dans les trois dimensions et de tester l'impact des paramètres sur les sorties du modèle (au sein du bassin et à son exutoire). Les objectifs de ces modèles sont de quantifier les variations spatiales du stockage et des transferts, d'examiner la dépendance de ces processus vis à vis de l'échelle d'observation et, si possible, d'extrapoler les résultats à plusieurs échelles (Melsen *et al.*, 2016). Ils présentent l'avantage de se baser sur une représentation spatiale de l'hétérogénéité des environnements permettant d'établir une connexion entre la simulation et les observations de terrain.

4.1.2 Des outils déjà appliqués pour l'étude des petits bassins versants

Depuis TOP MODEL (Beven et kirkby, 1984), les modèles distribués ou semi-distribués à base physique ont été abondamment utilisés pour étudier le comportement hydrologique des petits bassins versants. Dans les travaux récents, la résolution spatiale maximale est de 5 m mais elle peut varier d'un facteur 10 selon les études (Tableau 1.4). Dans la plupart des cas, ces études tentent de quantifier le rôle, que l'on sait déterminant, de l'état hydrique du sol sur le comportement hydrologique du versant ou du bassin versant.

Ainsi, le modèle distribué à base physique MEFIDIS (Physically Based Distributed Erosion Model) a été utilisé pour simuler les conséquences des changements climatiques et d'occupation des sols sur le ruissellement et l'érosion au sein des bassins versants de Lucky Hills (Arizona, Etats-Unis, 0.013 km²) et de Ganspoel (Belgique, 1.11) (Tableau 1.4). Une valeur homogène de teneur en eau initiale a été définie à l'échelle du bassin versant afin de représenter un état sec ou humide (saturé). Malgré la grande simplification de ce paramétrage, la dynamique hydrologique a pu être correctement représentée et l'impact de l'état hydrique des sols avant les crues sur les processus hydrologiques a été démontrée. Cependant, ce paramétrage simplifié n'a pas permis de relier la variabilité spatiale des processus de ruissellement aux observations de terrain pour tous les épisodes. L'impact des variations de la teneur en eau des sols sur la réponse hydrologique a été aussi testé au sud-est de l'Australie (climat tempéré océanique) grâce au modèle semi-distribué à base physique SMART (Soil Moisture and Runoff Simulation Toolkit, Ajami *et al.*, 2016). Le principe du modèle est la division de l'espace étudié en unités hydro-paysagères au sein desquelles la teneur en eau est uniforme. Cette approche a permis de simuler les teneurs en eau des sols de façon satisfaisante, et aux auteurs d'envisager l'élaboration d'une fonction de distribution de la teneur en eau de façon désagrégée à l'échelle des unités hydro-paysagères.

Les crues rapides du nord de la France ont été étudiées dans le bassin Parisien par l'automate cellulaire RuiCells (Delahaye et Langlois, 2002). Ce modèle distribué, simplifié par rapport aux modèles à base physique, permet de reproduire le ruissellement à partir de règles simples contrôlant le transfert de l'eau entre les mailles et de saisir l'incidence de la topographie sur les écoulements (Douvinet, 2008). Les automates cellulaires permettent d'améliorer la compréhension des processus dynamiques à l'échelle du bassin versant à partir d'une approche plus conceptuelle et un faible nombre de données en entrée (Murray et Paola, 1994; Tarboton *et al.*, 1997 ; Ménard et Marceau, 2006 ; Van de Wiel *et al.*, 2007). Ce modèle a vocation à être opérationnel bien que son application soit principalement limitée par sa capacité de calcul (Rakotoarisoa *et al.*, 2014) avec un seuil maximal de résolution du MNT de 50 m.

En climat méditerranéen, le modèle distribué à base physique ModSpa (Modèle Spatialisé; Moussa, 1991) a permis d'extrapoler le comportement hydrologique du bassin du Gardon (France, 543 km²) à partir d'une modélisation au sein de 9 de ses sous-bassins (Moussa *et al.*, 2006). Cette étude confirme la nécessité de disposer de mesures de teneur en eau *in situ* pour améliorer la validation de la modélisation à une échelle plus fine que celle du sous bassin-versant. A Hawaï, les crues éclairs se produisant au sein du bassin de Manoa-Palolo (24.6 km², climat tropical) ont été modélisées par le modèle distribué à base physique MIKE-SHE (modèle dérivé du Système Hydrologique Européen) (Sahoo *et al.*, 2006). Les principaux résultats montrent l'impact du coefficient de rugosité de Manning sur l'hydrogramme de crue et des valeurs de conductivité

hydraulique à saturation verticale et horizontale dans la zone non saturée, contrôlant la partition des flux de surface/subsurface.

Finalement, le paramètre impactant le plus la précision des modèles de ruissellement et d'érosion est souvent l'état hydrique des sols (Jetten *et al.*, 1999, 2003). C'est une donnée d'entrée indispensable concernant la modélisation dans les petits bassins versants tant elle impacte la partition des flux entre la zone non saturée et la surface. Sa distribution spatiale permet d'observer son impact sur les débits mesurés à l'exutoire mais aussi sur les processus à l'intérieur du bassin.

Tableau 1.4 : Exemple de modèles distribués et semi-distribués à base physique pour l'étude du fonctionnement hydrologique de petits bassins versant inférieurs à 50 km² sujets aux crues à cinétique rapide.

Références	Nom du modèle	Type	Zone d'étude	Taille du BV (km²)	Résolution (m)	Climat	Contexte géologique (type de roche)
Nunes *et al.*, 2005	MEFIDIS	Distribué	Lucky Hills, Arizona (Etats-Unis), Ganspoel (Belgique)	0.013 1.11	5 5	Semi-aride Tempéré	
Sahoo *et al.*, 2006	MIKE-SHE	Distribué	Manoa-Palolo (Hawaii)	24.6	30	Tropical	Magmatique
Martínez-Carreras *et al.*, 2006	KINEROS 2	Distribué	Cal l'Isard, Vallcebre (Espagne)	1.32		Méditerranéen	Sédimentaire
Moussa *et al.*, 2006	ModSpa	Distribué	La Bastide, Gardon (France)	31	50	Méditerranéen	
Douvinet, 2008	RuiCells	Distribué	Bassin Parisien, (France)	< 60	50	Océanique	Sédimentaire
Dizier *et al.*, 2010	DHSVM	Distribué	Laval, Draix (France)	0.86	10	Méditerranéen	Sédimentaire
Shi *et al.*, 2013a	Flux-PIHM	Distribué	Shale Hills, Pennsylvanie (Etats-Unis)	0.08	20	Tempéré	
Nayyar Minhaj Asif, 2015	SHETRAN	Distribué	Moulin, Draix (France)	0.09	25	Méditerranéen	Sédimentaire
Ajami *et al.*, 2016	SMART	Semi-distribué	Krui river, (Australie)	1.5	30	Tempéré	
Yoshida *et al.*, 2016	hsB-SM	Semi-distribué	SNK (Japon)	30.9	10	Océanique	Magamtique
Douinot, 2016	MARINE	Distribué	France			Méditerranéen	Sédimentaire

4.2 Limites et investigations à poursuivre

La grande diversité des modèles hydrologiques distribués a historiquement orienté les réflexions et les débats sur la "meilleure approche" à adopter pour modéliser le cycle de l'eau à l'échelle du bassin versant autour de 3 principaux thèmes (Martyn *et al.*, 2017) : 1/ l'adéquation entre la formalisation mathématique des processus et leur simulation à différentes échelles, 2/ les limites liées aux données (acquisition, quantité, résolution, précision), 3/ les contraintes liées à l'informatique (capacité et temps de calcul).

4.2.1 L'adéquation entre la formalisation mathématique des processus et leur modélisation à différentes échelles

Les équations concernent le paramétrage individuel des processus et les interactions entre les processus à travers les échelles. Mais plusieurs questions subsistent : ces équations sont-elles réalistes pour

toutes les échelles? Comment peuvent-elles représenter au mieux l'influence de l'hétérogénéité locale sur les flux à l'échelle du bassin versant (Freeze et Harlam, 1969) ? Comprend-on assez bien les interactions complexes entre les éléments régissant les écoulements à l'échelle du bassin versant (connexion entre les réservoirs, les environnements) (Wood *et al.*, 1988 ; Blöshl *et al.*, 1995) ?

L'instabilité de processus localisés peut dominer et expliquer les comportements observés globalement (à l'échelle du bassin versant) (Pan *et al.*, 1987). Par exemple, les dépressions à l'interface entre le sol et le "bedrock" peuvent contribuer fortement aux écoulements de subsurface des versants lorsque ces "poches" contributives atteignent un seuil de saturation (Tromp van Meerveld and McDonnell, 2006a, b). En montagne, la fonte des neiges peut provoquer du ruissellement générant localement des débits importants (Seyfried *et al.*, 2009). L'implémentation de ces hétérogénéités très localisées a vu apparaitre deux champs de modélisation distinguant les échelles temporelles des processus. Pour les processus locaux apparaissant sur des pas de temps longs, on trouve une modélisation des écoulements basée sur une relation entre le stockage de l'eau et le ruissellement (Hrachowitz et Clark, 2017). Cette modélisation part du principe qu'elle inclut implicitement les processus spatialement hétérogènes dominant la réponse du bassin versant. Pour les processus locaux apparaissant sur des pas de temps courts, on trouve les modèles 3D très complexes cherchant à modéliser la réponse du bassin à partir de l'hétérogénéité spatiale des processus. A titre d'exemple, la modélisation des écoulements peut être basée sur la relation fortement non-linéaire entre la variation de la conductivité hydraulique des sols et leur teneur en eau (Van Genuchten, 1980 ; Rigon *et al.*, 2006).

Quel que soit le type d'approche, ces modèles butent sur la formalisation mathématique des processus étudiés. Les causes principales sont l'hétérogénéité spatiales des conditions initiales (Seyfried et Wilcox, 1995), l'hétérogénéité des propriétés des sols (Grayson et Blöshl, 2001) et la difficulté de définir l'emprise spatiale des processus étudiés. Malheureusement, à l'heure actuelle ces problèmes ne peuvent être résolus par plus d'intégration numérique au sein du système.

Parmi les solutions proposées, on trouve le paramétrage statistique des flux à partir de "probabilité de distribution" de variables locales. Par exemple, la distribution moyenne de l'infiltration peut être paramétrée en fonction de la distribution probable du niveau des nappes (Beven et Kirkby, 1978), ou selon la distribution probable de la teneur en eau des sols (Wood *et al.*, 1992). Une autre solution concerne la discrétisation la plus fine possible de l'espace étudié, lorsque les capacités de calcul le permettent. Enfin, la spatialisation des flux est souvent abordée sous l'angle des "similarités hydrologiques". Cette méthode fait l'hypothèse de l'existence de motifs spatiaux récurrents et représentatifs d'un certain comportement hydrologique. La discrétisation du système en unités hydro-paysagères (Seyfried *et al.*, 2009) permet de réduire considérablement le temps de calcul avec une perte minimale d'information (Chaney *et al.*, 2015). Discrétiser des versants de différents types en colonnes verticales perpendiculaires au réseau hydrographique permet d'étudier les processus d'écoulements latéraux (Ajami *et al.*, 2016). Ces approches pluri-scalaires permettent de représenter l'impact de l'hétérogénéité observée à petite échelle sur la réponse hydrologique du bassin versant.

4.2.2 Les limites liées aux paramètres spatialisés

Ces modèles requièrent des données de terrain dont l'acquisition peut devenir un facteur limitant (Sylvain Weil, 2008). Comment acquérir une grande quantité de paramètres ? Est-ce que l'immense quantité de données requises est rédhibitoire ? Est-ce possible de mesurer et/ou d'estimer de façon assez précise les paramètres de contrôle hydrauliques ? La résolution spatio-temporelle des données est-elle adaptée aux processus qu'elles vont aider à reproduire (Clark *et al.*, 2016) ?

Certains paramètres comme ceux concernant l'épaisseur des sols et/ou leurs propriétés hydrodynamiques sont difficilement accessibles. Les modèles vont alors représenter ces paramètres sous

forme de "constantes" basées sur des ordres de grandeur et des données expérimentales (Mendoza, 2015; Rakovec *et al.*, 2016). Lorsque les paramètres spatialisés sont disponibles, ils sont parfois acquis à des échelles trop larges par rapport à celles étudiées. A titre d'exemple, les cartes définissant les mêmes propriétés hydrodynamiques des sols au sein d'un bassin, ou les cartes de végétation attribuant une valeur d'évapotranspiration moyennée sur la zone représentée sont des documents qui sous-estiment l'hétérogénéité spatiale naturellement observée. Les données spatialisées sont alors limitées en termes de représentativité spatiale et de pertinence vis-à-vis de l'échelle étudiée. Malgré ces limites, le défi principal est de produire des données nouvelles là où elles ne sont pas disponibles.

Les solutions proposées sont applicables à divers types de modèles distribués et divers niveaux de complexité. Il est d'abord possible d'utiliser les outils issus de l'analyse spatiale (SIG, télédétection, proxidétection) pour améliorer l'information sur les propriétés physiographiques du bassin versant comme la structure de la végétation (Simard *et al.*, 2011), l'organisation des pentes ou encore les caractéristiques du réseau hydrographique (Gleason et Smith, 2014). Dans un second temps, il est possible de lier des paramètres non mesurés directement à des paramètres mesurés *in situ* à l'aide des fonctions de pédotransfert. A titres d'exemples, les propriétés hydrodynamiques des sols (conductivité hydraulique verticale et latérale à saturation) peuvent être estimées à partir des propriétés physiques des sols (porosité, épaisseur, texture) (Clark *et al.*, 2015); la teneur en eau des sols peut être estimée à partir de la conductivité électrique des sols (Kachanoski *et al.*, 1988 ; Abdu *et al.*, 2008; Robinson *et al.*, 2012 ; Martini *et al.*, 2017); l'épaisseur des sols peut être estimée à partir d'une combinaison de critères physiographiques (occupation des sols, géologie, type de sol) et morphologiques (pente, rugosité) (Boer *et al.*, 1996 ; McKenzie *et al.*, 1999; McBratney *et al.*, 2003). Pourtant, il existe assez peu de travaux liant les attributs physiques et géophysiques aux propriétés hydrologiques des terrains (Balsamo *et al.*, 2011). Enfin, il faut contraindre les modèles en déterminant les gammes au sein desquelles les valeurs prisent par les paramètres utilisés peuvent varier. Les variations minimales et maximales du niveau des nappes ou de la teneur en eau peuvent être étudiées à partir de données historiques afin d'identifier des seuils de variation.

4.2.3 Les contraintes liées à l'informatique

Les progrès en termes d'acquisition de données à haute résolution spatiale (MNT) associés aux récents et rapides progrès en informatique permettent désormais de modéliser l'hydrologie de versants au sein de systèmes à très haute résolution spatiale (Maxwell *et al.*, 2015). Toutefois, cette approche est contrainte par la capacité des ordinateurs à effectuer des simulations de façon extensive en raison des temps de calculs encore trop long selon la taille et la résolution du système étudié.

Conclusion du chapitre 1

Les petits bassins versants torrentiels situés en tête de bassin présentent des caractéristiques hydro-géomorphologiques particulières : drains courts aux écoulements intermittents, une forte rugosité du lit des talwegs, une grande capacité érosive malgré des hauteurs d'eau faibles. C'est surtout dans ces secteurs que les processus de ruissellement doivent être étudiés tant ils conditionnent la formation rapide d'écoulements très chargés impactant les parties aval. L'apparition de nombreux observatoires de petits bassins versants expérimentaux (< 100 km²) depuis les années 40 a permis de suivre le fonctionnement hydrologique de ces entités dans divers contextes géologiques et climatiques. Pourtant, des efforts restent encore à faire pour mieux comprendre la formation des crues en milieu torrentiel, tant les processus d'écoulement y sont complexes.

La spatialisation et la hiérarchisation des processus à l'échelle événementielle est l'une des clefs de compréhension du fonctionnement hydrologique de ces bassins versants. Cette réponse spatialisée peut être

appréhendée par un suivi de la teneur en eau des sols, qui est dépendante de la capacité de stockage et de déstockage des horizons superficiels. Ce paramètre est un indicateur synthétique pour mesurer la sensibilité du bassin au ruissellement car il conditionne son apparition selon des seuils de saturation dépendants du milieu, des forçages et de l'état hydrique initial. A l'échelle des petits bassins versants, la spatialisation de la teneur en eau des sols peut être effectuée par un réseau de capteurs dont les données mesurées ponctuellement sont ensuite interpolées spatialement. L'induction électromagnétique permet de son côté d'obtenir des données distribuées sur des surfaces pouvant aller jusqu'à une dizaine d'hectares. Dès lors, en combinant ces deux approches, on peut obtenir une information complémentaire sur les variations de l'état hydrique du bassin en identifiant les facteurs de contrôle sous-jacents. La modélisation hydrologique à base physique offre aussi l'opportunité d'acquérir une information spatialisée sur les processus hydrologiques en tout point du bassin versant. L'accès simplifié aux bases de données spatiales (MNT, occupation des sols) et les progrès informatiques (temps de calcul) permettent une discrétisation de plus en plus fine de l'espace étudié. Malgré tout, l'obtention des données requises par ces modèles demeure un facteur limitant (données parfois éparses, problème de mesure et/ou de résolution requise par le modèle). L'utilisation des techniques actuellement disponibles pour la mesure spatialisée (mesures géophysiques, imagerie satellitale et aéroportée) et l'acquisition des données *in situ* pour valider les sorties des modèles demeurent également complexes dans les secteurs à la topographie accidentée.

Après avoir dressé un état de l'art des thématiques associées au sujet de cette thèse, le chapitre suivant s'attachera à présenter la démarche d'investigation développée ainsi que les méthodes et les données utilisées.

CHAPITRE 2

PRÉSENTATION ET JUSTIFICATION DE LA DÉMARCHE D'INVESTIGATION EXPÉRIMENTALE

Exemples d'instrumentation et de récupération des données routinières: 1/ Mesure d'un profil en travers; 2/ Installation d'un mini lysimètre; 3/ Stage de terrain des étudiants de géographie de l'Université d'Avignon en 2015 ; 4/ Installation d'une station limnigraphique (source : Florian Mallet)

Introduction du chapitre 2	**p. 50**
1. Caractéristiques physiographiques du bassin versant du Laval	**p. 50**
2. Choix et justification de la démarche d'investigation	**p. 58**
3. Mesures et qualité des chroniques acquises	**p. 61**
4. Analyse critique des données collectées	**p. 88**
Conclusion du chapitre 2	**p. 96**

Introduction du chapitre 2

Les activités de terrain menées sur une période de 20 mois (avril 2015 à novembre 2016) ont permis d'aboutir à la création d'une base de données très fournie et diversifiée. Le protocole d'investigation mis en place au sein du bassin versant du Laval a nécessité l'installation de nouveaux instruments venant compléter le réseau de mesure préexistant en investiguant des nouveaux sous-bassins. Plusieurs pluviographes ont été ajoutés pour mieux appréhender la variabilité spatiale des pluies à l'échelle événementielle. Les variations des hauteurs d'eau mesurées aux exutoires de sous-bassins et l'évolution de l'humidité de subsurface à l'échelle de plusieurs versants, mesurée par un réseau de capteurs capacitifs, ont permis de mieux comprendre les effets de la structure interne du bassin sur sa réponse hydrologique. En complément, les flux d'eau libre dans le sol ont été mesurés localement par deux mini-lysimètres. Les crues d'automne 2015 et 2016 ont fait l'objet d'un suivi chimique et isotopique afin de mieux appréhender l'origine des eaux et la contribution des différents horizons superficiels aux écoulements de crue.

Ce chapitre se structure en respectant la logique d'organisation des expérimentations : 1/ Rappel des caractéristiques du bassin versant du Laval. 2/ Présentation de la démarche d'investigation de terrain basée sur la question de l'échelle d'analyse et l'identification des sites expérimentaux. 3/ Description du réseau de mesure et des chroniques acquises. 4/ Analyse critique des mesures et des données obtenues.

1 Caractéristiques physiographiques du bassin versant du Laval

Dans un premier temps, les principaux facteurs de déclenchement (intensité et répartition spatiale de la pluie) et de prédisposition (sols, occupation du sol, réseau hydrographique) conditionnant la dynamique hydrologique du bassin versant et sa réponse à l'échelle événementielle (Musy *et al.*, 2014 ; Cosandey et Robinson, 2012)sont rappelés.

1.1 Nature et ampleur des forçages climatiques

L'ORE Draix-Bléone dispose actuellement de deux stations météorologiques (une à l'exutoire du Laval et une autre à l'amont du bassin boisé du Brusquet) et d'un réseau de 7 pluviographes à augets basculeurs, permettant de suivre les variations spatio-temporelles des précipitations entre les bassins versants étudiés. Le bassin versant du Laval dispose d'un pluviographe(P0) à son exutoire dont les pluviographes situés à proximité sont ceux de Sévigné, au nord-ouest, et de Pompe, au nord-est (Figure 2.1). La chronique de précipitations, dont les données les plus anciennes datent de 1983, permet de disposer de mesures en continu ayant déjà fait l'objet de plusieurs travaux (Borgès, 1993 ; Mathys, 2006). La part des données manquantes est faible car elle représente à peine 4 % des jours annuels (1987 - 2016). Les lacunes apparaissent principalement en hiver, à cause du gel et des précipitations pouvant prendre la forme de neige, et dont la mesure par les pluviographes (non chauffés) est source d'incertitude. Les basculeurs à augets sont contrôlés régulièrement (par la méthode du tarage statique et dynamique) mais peuvent rencontrer des problèmes de mesure lors des pluies de forte intensité.

Les cumuls pluviométriques annuels mesurés à l'exutoire (P0) sur la période 1985-2016 confirment une très forte variabilité interannuelle : le minimum atteint 593 mm en 1989 et le maximum 1253 mm en 2000 avec une moyenne de 916mm (Figure 2.2) et un écart type de 174.8mm. La moyenne glissante sur 5 ans met en évidence une certaine « cyclicité » concernant les variations interannuelles, avec des années plutôt « humides » (1991-1995) ou des périodes plus « sèches » (1988-1990, 2002-2007).

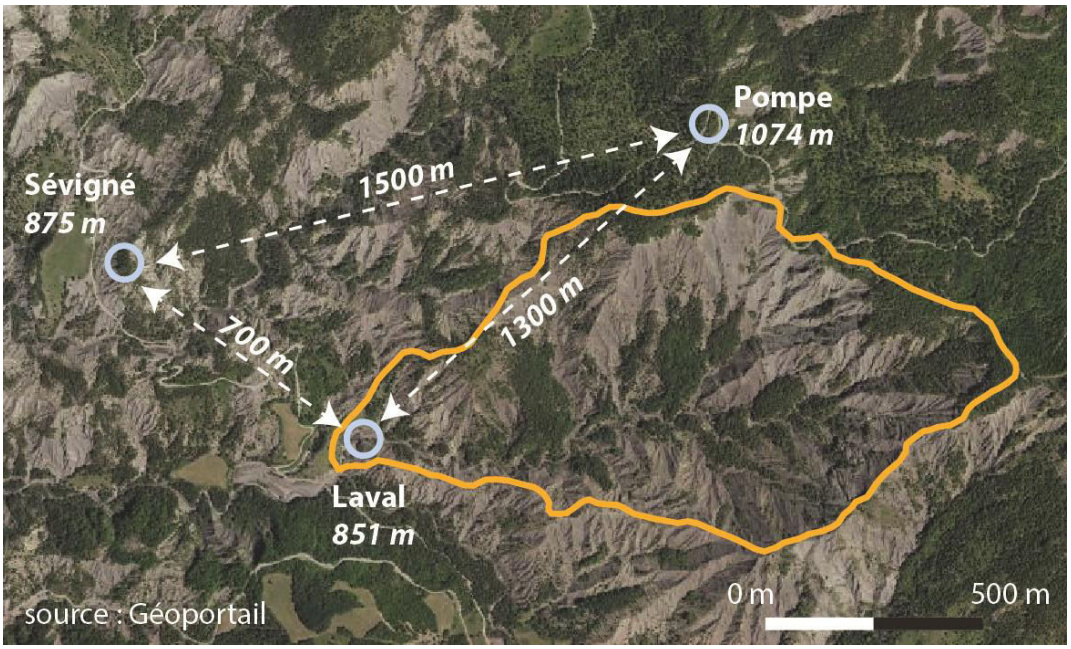


Figure 2.1 : Localisation des pluviographes de l'ORE Draix les plus proches du bassin versant du Laval.

Au printemps et en automne, les pluies sont régulières, longues, peu intenses, avec malgré tout des cumuls pouvant être très élevés (jusqu'à 100 mm). En été, les pluies sont plus rares et plus faibles, et les orages génèrent des intensités plus fortes (avec une intensité horaire pouvant dépasser 60 mm ; Borgès, 1993), avec des cumuls toutefois variables (14.6 mm le 13.09.2015 ; 46.2 mm le 24.07.2015). En hiver, les précipitations sont aussi rares, mais elles sont peu intenses, contribuant au stockage de l'eau par les formations superficielles. Les moyennes mensuelles font état d'écarts marqués entre les minima et les maxima (jusqu'à 318.6 mm en 2000), ce qui caractérise bien le climat méditerranéen. L'étude des seuils d'intensité instantanée[1] à l'échelle saisonnière montre par ailleurs l'occurrence d'épisodes pluvieux très intenses (> 25mm/h) entre la fin du printemps et durant l'été (70.2 %, sur la période 1987-2011), puis à l'automne (27.7 %, sur la période 1987-2011), et rarement le reste de l'année (2.1 %, sur la période 1987-2011). Cette tendance se confirme à l'échelle événementielle avec des intensités maximales pouvant aller jusqu'à 50 mm/h (mesuré sur 15 minutes) en juillet et en août (24.08.2015; 14.10.2016).

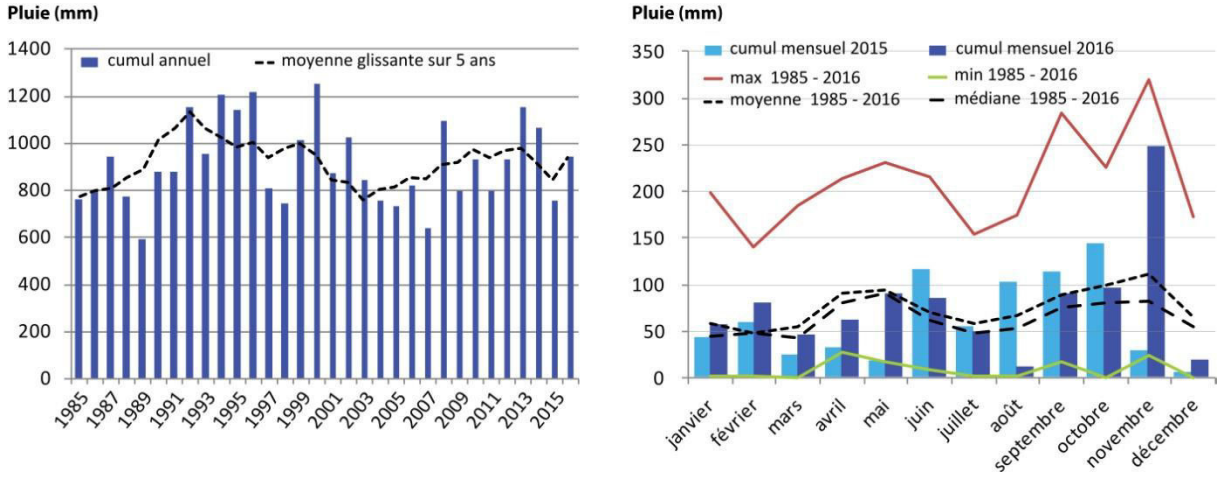


Figure 2.2 : Pluviométrie mensuelle de 2016 (enregistrés par le pluviographe du Laval - P0) et synthèse des cumuls pluviométriques à l'échelle mensuelle de 1985 à 2016 (minimum, maximum, moyenne) (d'après Sébastien Klotz, 2017).

[1]Thèse de Nicolle Mathys (2006) - p. 63 : Intensité instantanée (en mm/h) = (cumul 1 / ((T1-T0)*24))

1.2 Caractérisation hydrodynamique des deux principales formations superficielles du Laval

Les formations superficielles du Laval ont été cartographiées à l'échelle du bassin versant à partir de levés de terrain, de description de coupes, de sondages réalisés avec un vibro-percuteur à gouges, de sondages pénétrométriques et de sondages électriques et électromagnétiques (Maquaire *et al.*, 2002) (Figure 2.3). Ces campagnes de mesure ont permis d'identifier deux grands types de formation (largement décrites dans la thèse de doctorat de Nicolle Mathys, mais rappelés ici dans les grandes lignes) au sein desquelles se trouvent une variété de faciès :

1/ Les formations autochtones, correspondent principalement aux surfaces dénudées; elles sont de couleur grise à noire due à la météorisation et à une légère pédogénisation des marnes, et présentent une structure très variable en fonction de la profondeur. Elles peuvent être divisées en 2 classes :

Fau 1 : Cette couverture détritique fine et assez homogène en surface se compose de paillettes (en 0 et 10 cm de profondeur). En-dessous se trouve le régolithe ameubli (horizon supérieur), où la marne est déstructurée, sous forme de plaquettes plus ou moins épaisses et de frites plus ou moins longues, puis le régolithe compact (horizon inférieur), structuré en plaques plus ou moins ouvertes. Le régolithe se situe entre 10 et 50 cm de profondeur. Enfin, l'horizon le plus profond est la marne "saine", très compacte, structurée et cohésive. Cette formation est la plus représentée à l'échelle du Laval avec 59.4 % de la surface totale du bassin.
Fau 2 : Cette formation se distingue de Fau1 par une légère pédogénisation de la couche de surface (manteau d'altérites de marnes) et se situe principalement sur les interfluves et les pentes inférieures à 30 %. Elle est couverte par une végétation éparse, rase et quelques conifères isolés.

2/ Les formations allochtones, représentées par des sols où la pédogénisation a permis l'installation de formations végétales, sont des formations d'épaisseurs variables composées de cailloux et blocs calcaires emballés dans une matrice limoneuse (de couleur beige clair à marron foncée). Elles peuvent être divisées en 6 classes d'origine principale colluviale et alluviale (Fal 1, 4, 5 et 6) ou gravitaire (Fal 2 et 3) :

Fal 1 : Située sur les sommets du bassin versant, son épaisseur varie de 1 m à 5 m.
Fal 2 : D'une épaisseur de 0.3 m à 1.5 m, elle est formée de colluvions situées dans le chenal principal, les méandres, et sur les pentes fortes de ravines élémentaires.
Fal 3 : Elle est différenciée de Fal 2 lorsqu'il s'agit d'amas de blocs et de pierres calcaires comblant localement des ravines et des exutoires.
Fal 4 : Cette formation épaisse de 3 m à 10 m est caractérisée par des mélanges hétérogènes et compacts de blocs, de pierres et de fragments calcaires pris dans une matrice de couleur beige clair à gris clair. On la trouve principalement sur des dômes boisées (ex : interfluve Laval-Moulin).
Fal 5 : Elle est similaire à Fal 4 mais se trouve principalement sur des versants adjacents au chenal principal.
Fal 6: Ce sont des dépôts alluviaux localisés le long du chenal principal. Cette formation est composée d'un mélange de pierres calcaires et de débris marneux centimétriques ou de débris de marnes lités.

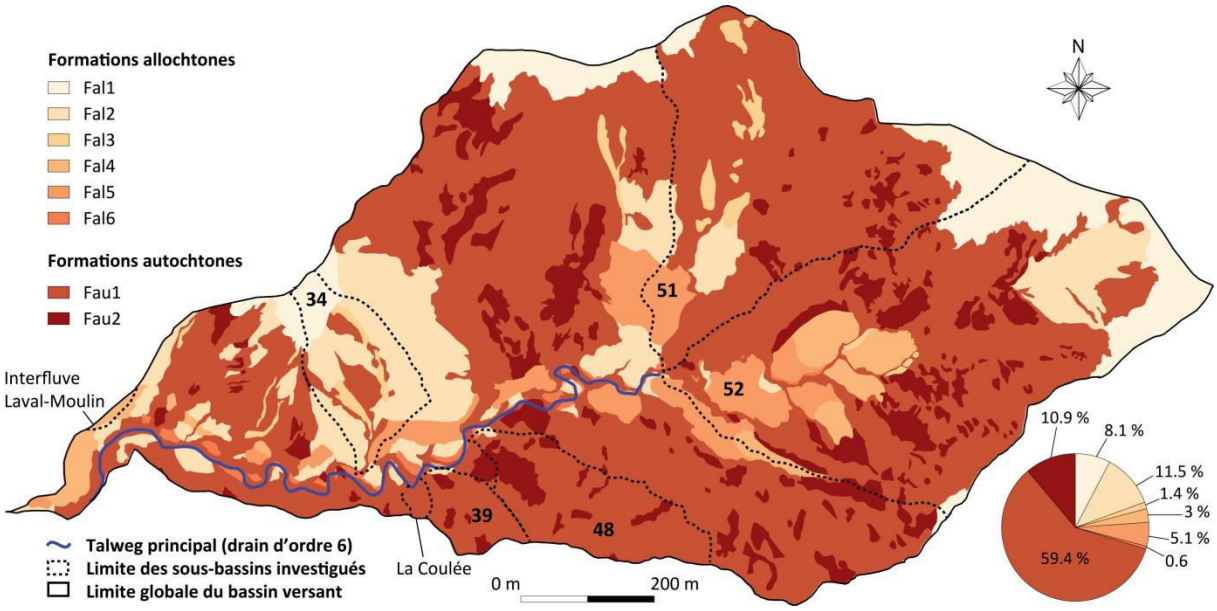


Figure 2.3 : Présentation des principales caractéristiques des horizons superficiels du bassin versant du Laval

La caractérisation des formations superficielles par Maquaire *et al.* (2002) s'est accompagnée d'une évaluation des propriétés hydrodynamiques des principaux horizons superficiels à travers des campagnes de mesures *in situ* (infiltromètre à succion, *slug test*) et le prélèvement d'échantillons de sol analysés en laboratoire. Ritzenthaler et Truchet (2000) ont mesuré les propriétés hydrodynamiques des horizons superficiels de type Fau 1, Fau 2, Fal 2 et Fal 5, depuis la surface jusqu'à une profondeur maximale de 115 cm sur certains profils. Les formations allochtones ont une grande capacité de stockage, avec des taux de matières organiques importants (jusqu'à 16 % mesurés en Fal5) et des porosités élevées (de 40 % à 55 %). Les formations autochtone sont en revanche des porosités plus faibles (de 30 % à 40 %) et la pédogénèse y est moins prononcée ce qui les rend plus sensibles au déclenchement du ruissellement. Mathys et Estèves (2005) ont complété ces travaux en mesurant les propriétés hydrodynamiques des marnes (Fau 1) à l'échelle de la parcelle et du versant sous une pluie naturelle et simulée. Cette étude a mis en évidence la variabilité spatiale de l'infiltration entre différents types de régolites. Les plus grands écarts s'observent entre les sommets et les bas de versants. Les sommets présentent les valeurs de conductivité hydraulique à saturation les plus basses (5.10^{-6} m/s) induisant des zones plus favorables au ruissellement, contrairement aux bas de versants où l'accumulation de marnes altérées définit une zone plus favorable à l'infiltration. Ces travaux confirment les résultats publiés sur ce type de formations par Malet *et al.* (2004). En 2004, un suivi des écoulements sous pluie simulée au niveau du glissement de la Coulée (Figure 2.3) a également confirmé la réactivité de la formation autochtone de type Fau 1 (Garel, 2010). Des conductivités hydrauliques à saturation comprises entre 1.10^{-6} m/s et 1.10^{-3}m/s ont été mesurées dans le régolithe ameubli, indiquant l'étendue de la variabilité structurale au sein d'un même type de formation. Enfin, la mise en place en 2016, d'un suivi des variations de température et de la teneur en eau des sols à haute résolution spatio-temporelle le long d'un transect (situé au niveau de l'interfluve Laval-Moulin)(Figure 2.3) a permis d'acquérir des données supplémentaires sur la perméabilité des formations de type Fal 1, Fau 2, Fal 2 et Fal 4, confirmant les valeurs précédemment obtenues (Susanto *et al.*, 2017).

Toutes ces expérimentations ont été compilées dans une base de données qui permet d'avoir une idée générale sur la variabilité spatiale de l'infiltration des sols et sur les différences de comportement entre les formations allochtones et autochtones (Tableau 2.1). Elle permet également de mieux modéliser les flux d'eau dans le sol grâce à une connaissance plus fine des gammes de variations des paramètres liés au sol. Toutefois, la forte hétérogénéité naturelle des propriétés hydrodynamiques des sols et à différentes profondeurs reste un verrou à lever afin de disposer d'une cartographie utilisable à l'échelle du bassin versant du Laval.

Tableau 2.1 : Valeurs de conductivités hydrauliques à saturation (en m/s) obtenues in situ et en laboratoire au sein de 5 formations superficielles du Laval. Les mesures en laboratoire sont basées sur la méthode du perméamètre à charge constante. Les mesures in situ ont été réalisées à l'aide d'un infiltromètre (ou perméamètre) à succion.

Type de formation	Truchet, 2000		Estèves et Mathys, 2004	Garel, 2008	Gance et Malet, 2015	Mallet et Marc, 2015 et 2016	
	mesure *in situ*	**mesure laboratoire**	**mesure *in situ***	**mesure *in situ***	**mesure laboratoire**	**mesure *in situ***	**mesure laboratoire**
Fau 1	0.4 à 108	-	18.8 à 228.8	3.6 à 1800	2.1 à 80.7	87.8 à 656.5	2.2 à 168.1
Fau 2	108 à 2160	1.08 à 7.2	-	-	0.2 à 15.6	-	-
Fal 2	-	3.2 à 7.2	-	-	0.1 à 24.6	43 à 65.6	5.8 à 11.7
Fal 4	-	-	-	-	0.2 à 33.8	-	31.3
Fal 5	-	0.2 à 10.8	-	-	-	-	2.3 à 36.3

1.3 Des sols majoritairement dénudés malgré un reboisement naturel depuis le 20ème siècle

Au début du 19ème siècle, le bassin versant du Laval était presque totalement dénudé (Vallauri, 1997). Depuis le 20ème siècle, on observe un reboisement naturel, notamment au niveau des zones les moins pentues, où la pédogénèse a pu se produire. Ce phénomène s'est accentué avec l'abandon du pâturage au 20ème siècle. En revanche, les conditions d'ablation ne permettent pas un reboisement naturel des ravines car le processus érosif est intense et régulier (Canton *et al.*, 2003). La part des versants marneux végétalisés par une végétation arbustive est ainsi faible (7.9 % en 2018)à cause d'une érosion continue et des glissements de terrain répétitifs. Les analyses des photographies aériennes de 1948 et 1995 par Vallauri (1997) ont aussi permis d'estimer la part des surfaces dénudées ou faiblement végétalisées (passant de 80 % en 1948 à 61 % en 1995 pour Canton *et al.*, 2003). Quant aux surfaces boisées, elles représentaient 17 % de la surface du bassin en 1948 et 36 % en 1995. Ces estimations dépendent toutefois de la résolution et de la qualité des images utilisées, mais aussi des méthodes de cartographie et de calcul des surfaces de chaque type. Les valeurs calculées en 1986 par le Cemagref (devenu IRSTEA depuis 2015) ont été établies par planimétrage manuel des zones identifiées comme végétalisées sur la carte au 1/2000° réalisée par le cabinet Sintegra par stéréo restitution analogique de clichés de 1985 au 1/8000°. L'incertitude sur la quantification des zones dénudées reste importante en raison de la dynamique érosive entrainant des changements de faciès à court terme.

L'occupation du sol du bassin versant du Laval comprend encore aujourd'hui une majorité de zones dénudées (environ 55.5 %), où la marne visible en surface reste très peu végétalisée. Les zones végétalisées sont elles caractérisées par des espaces forestiers (40.2 %)et des pelouses (4.3 %). Si on se réfère à la classification des principaux modes d'occupation de Vallauri (1997), 6 entités peuvent être cartographiées (Figure 2.4) :

Surface dénudée: Ce sont des surfaces non végétalisées où l'érosion est très intense.
Stade pionnier: Ce sont des surfaces composées du même substrat marneux mais colonisées par des espèces herbacées, des arbustes (argousier, genêt cendré, amélanchier) et des pins sylvestre.
Pelouse: Cette catégorie comprend les pelouses anciennement pâturées et les pelouses embroussaillées colonisées par le genévrier, l'argousier, le genêt cendré et l'amélanchier.
Forestier pionnier: Cette classe est essentiellement composée de pins sylvestres, mais aussi d'un grand nombre de feuillus (érable, sorbier, chêne pubescent), et des arbustes (buis, genévrier, amélanchier).
Hêtraie-chênaie : Elle est composée de hêtres et de chênes et occupe les surfaces situées au-dessus de 1100 m d'altitude ; elle représente une très petite surface à l'échelle du bassin (0.1 %).

Chênaie pubescente : Elle présente une physionomie relativement clairsemée avec un sous-bois peu développé en raison de l'activité pastorale passée. On la trouve dans le cœur du Laval, sur une surface de (2 %).

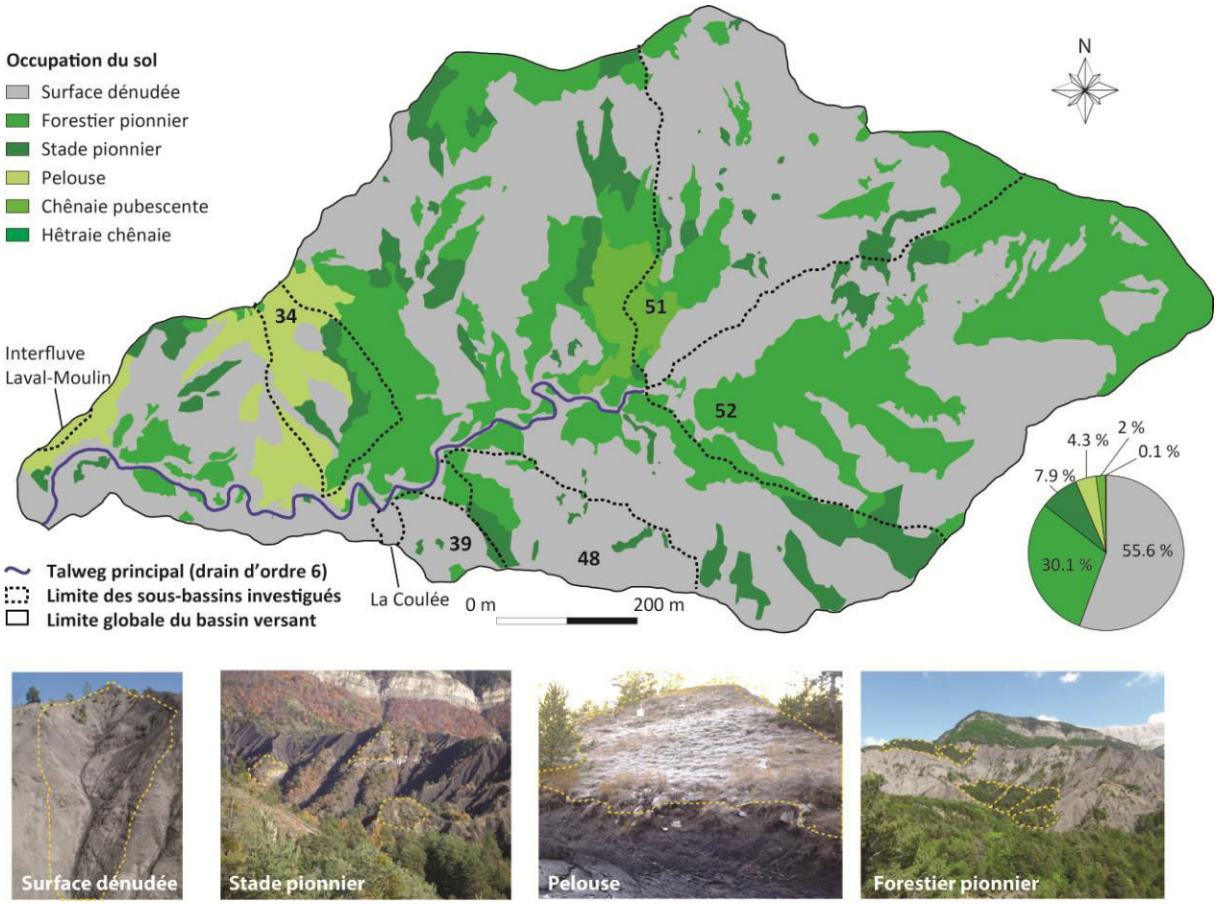


Figure 2.4 : Présentation des principales caractéristiques d'occupation des sols du bassin versant du Laval. Photographie des quatre occupations des sols les plus représentées.

L'impact de l'occupation du sol et des couverts végétaux associés sur la dynamique hydrologique a été étudié à l'aide d'une comparaison entre les débits du Laval (dénudé à environ 65 %) et ceux du Brusquet (boisé à environ 87 %). Le rôle "tampon" de la végétation a clairement été mis en évidence, avec des débits pouvant être jusqu'à 10 fois plus élevés au Laval pour un même épisode pluvieux (Cosandey *et al.*, 2005 ; Mallet, 2013). L'interception par la végétation, et le stockage de l'eau dans les sols plus profonds associés, entraînent généralement un retard dans la réponse hydrologique enregistrée à l'exutoire du bassin boisé. Des travaux de génie écologique ont permis de mesurer l'impact de la végétation sur le piégeage sédimentaire en installant des barrières végétales dans les ravines (Rey *et al.*, 2004). Cette méthode a permis de corréler la production sédimentaire au pourcentage de couverture au sol, mais l'impact de ces barrières sur la revégétalisation des ravines est encore mitigé. Une thèse menée par A. Carrière sur la modélisation de l'évolution de l'occupation de surface du Laval et sur l'influence de la végétation sur l'érosion et la production sédimentaire est en cours à IRSTEA Grenoble.

1.4 Une prédisposition accrue au ruissellement liée à la morphologie du bassin

La caractérisation de la morphologie du bassin versant peut être définie arbitrairement en fonction du MNT (Modèle Numérique de Terrain), dont la résolution spatiale a évolué depuis l'instrumentation des bassins

jusqu'à aujourd'hui. En 1985, le site disposait d'un premier plan topographique au format papier (1/2000°) obtenu par restitution analogique en stéréoscopie de clichés au 1/8000° en noir et blanc (Sintegra). En 1993, des campagnes de mesures *in situ* ont permis d'établir le profil topographique du Laval (Richard, 1995 ; Crosaz, 1995), et des croquis morphologiques de transect sont affiné la connaissance à l'échelle des ravines, limitée cependant par un accès difficile. La mise en place d'une base de données cartographiques sous SIG à partir de 2002 a permis de disposer d'un MNT avec des pixels de 5 m, MNT établi sur l'ensemble du site par digitalisation des courbes de niveau obtenues d'après des photos aériennes de 1999 (Savajol, 2002). Malgré la présence de zones d'ombre sur les images utilisées, limitant la précision de ce MNT, notamment en-dessous de la végétation, ce document a permis de calculer les pentes et l'exposition des versants. Le réseau hydrographique, les limites des sous-bassins, et les ravins et ravines ont ensuite été digitalisés par Zavoianu en associant le MNT, des ortho-photographies et le plan au 1/2000° datant de 1985. Le dernier levé LIDAR de 2009 permet aujourd'hui de disposer d'un MNT avec une résolution de 50cm sur l'ensemble du bassin versant (écart type de ± 15.7 cm) (Panissod *et al.*, 2010). A l'échelle du versant, des mesures à partir d'un LIDAR terrestre ont été menées en 2007 sur quatre versants du Laval et du Moulin (Jacome *et al.*, 2007). Des travaux récents visant à modéliser le réseau de ravines et les drains ont mis en avant l'évolution à court terme du réseau de ravine, liée aux phénomènes d'érosion et de remobilisation des dépôts entre les épisodes de crue (Thommeret, 2012). Actuellement, la "Roubinette", une ravine élémentaire située à l'exutoire du Laval, fait l'objet d'un suivi à très haute résolution spatiale de l'évolution de la microtopographie en surface par scan LiDar et photogrammétrie (Bechet *et al.*, 2016).

Le Laval présente une topographie accidentée se caractérisant par des pentes abruptes, des changements brutaux entre les thalwegs et les versants, ainsi qu'une importante rugosité due à une forte incision des versants. Les parties amont en tête de réseau ont des pentes très élevées (> 40°), tandis qu'elles s'adoucissent près du lit mineur et vers l'aval (entre 1° et 8°) (Figure 2.5). On distingue les versants végétalisés peu pentus, des versants dénudés où l'activité érosive exacerbée par les fortes pentes et la nature du substrat marneux favorisent le maintien d'un réseau de ravines très dense.

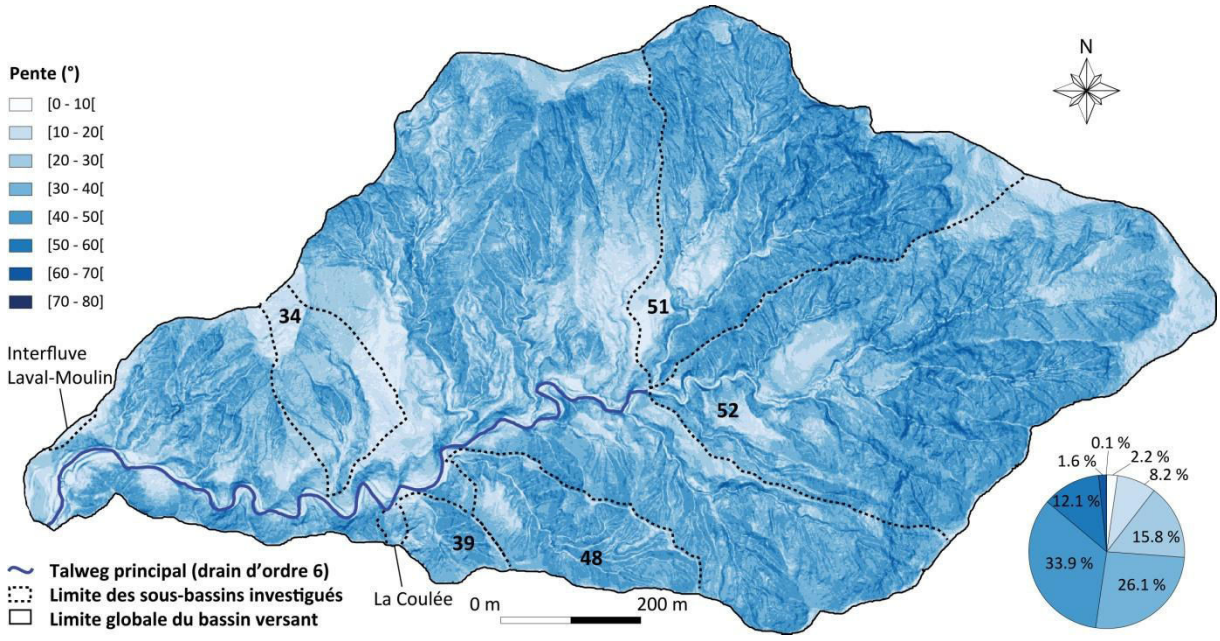


Figure 2.5 : Cartographie des pentes calculée à partir d'un MNT à 1 m de résolution (levé LIDAR à 0.5 m agrégé à 1 m) à l'échelle du Laval.

Le Laval possède un réseau hydrographique de nature dendritique, dense et très hiérarchisé. Le rang 6 (ordination de Strahler) est atteint dans la partie intermédiaire du bassin (surface en amont de 0.24 ha),à la confluence de deux sous-bassins d'ordre 5 et dont le réseau de drainage potentiel est également très dense (Figure 2.6). L'indice de compacité de Gravelius[2] (1.31) et l'indice de circularité de Miller[3] (0.64) matérialisent une forme propice à une réponse plus rapide qu'un bassin ayant une forme filiforme ou une absence de hiérarchisation des réseaux (Douvinet, 2008). Le réseau de thalweg (magnitude de Shreve[4] : 1062), composé de drains très courts (43 m en moyenne, thalweg principal compris), a une forte capacité de drainage potentielle. La courbe hypsométrique associée au profil longitudinal du réseau (ordre 3, 4, 5 et 6) permet de caractériser le relief du bassin de façon synthétique et de le diviser en 4 parties principales depuis l'amont vers l'aval :

1/ une première partie avec un fort dénivelé (entre 1140 m et 1250 m d'altitude) et composée de drains d'ordre 3,
2/ une seconde partie représentant environ 20 % de la surface du bassin, dont les altitudes sont comprises entre 980 m 1140 m d'altitude, et où le réseau est constitué par des drains d'ordre 3, 4 et 5,
3/ une troisième partie débutant à la confluence des sous-bassins 51 et 52, composée de drains d'ordre 3, 4 et 6 (drain principal). Cette partie, représentant environ 40 % de la surface totale du bassin, se caractérise par un adoucissement des pentes,
4/ une quatrième partie comprise entre 850 m et 890 m d'altitude (~10 % de la surface totale du bassin), où les pentes sont faibles, et le réseau moins dense composé de drains d'ordre 3 alimentant le drain principal (ordre 6).

Ces caractéristiques morphologiques associées à la petite taille du Laval (86 ha) conditionnent une rapide réponse hydrologique et des temps de concentration des écoulements courts à l'échelle événementielle. Toutefois, ces indices de forme et de réseau reposent sur une majorité de drains intermittents, qui ne sont pas toujours actifs en période de crue.

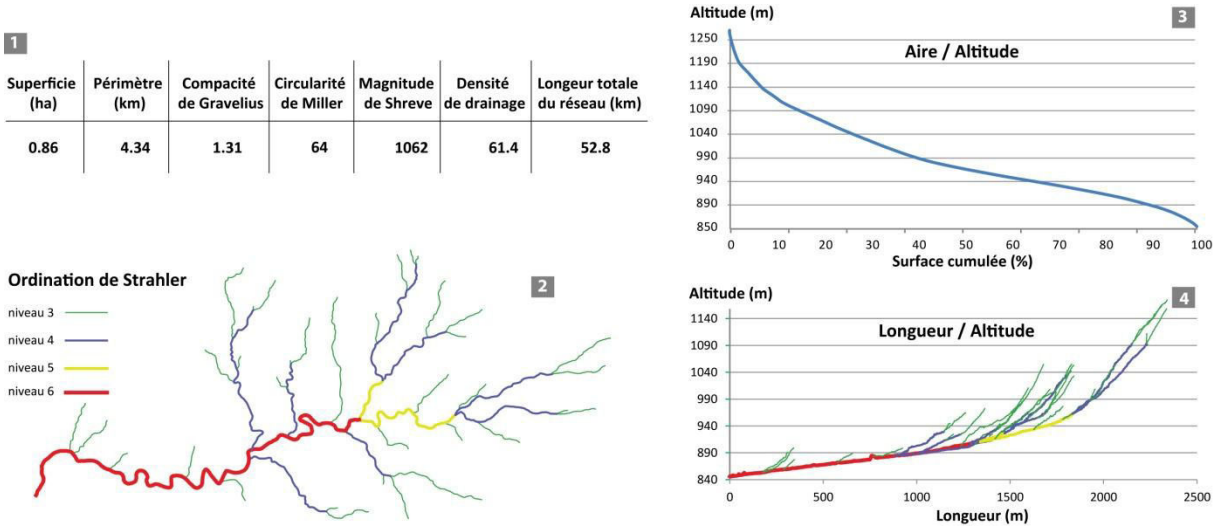


Figure 2.6 : Analyse de la morphométrie du bassin versant du Laval : 1/ Indices de forme et de réseau ; 2/ Ordination de Strahler ; 3) Courbe hypsométrique ; 4/ Profil longitudinal du réseau.

[2]**Indice de compacité de Gravelius (1914)** : Indice qui établit le rapport entre l'aire du bassin et un cercle.

[3]**Indice de circularité de Miller (1959)** : Cet indice calcule le rapport entre le périmètre du bassin versant et un cercle de même périmètre.

[4]**Magnitude de Shreve (1966) :** Cet indice correspond au nombre de total de biefs depuis les têtes de réseau (source) jusqu'à l'exutoire. Il permet de définir la capacité de drainage potentielle d'un bassin versant.

2 Choix et justification de la démarche d'investigation

La teneur en eau des sols est actuellement mesurée en continu sur deux secteurs spécifiques du Laval (le glissement de la Coulée, et le transect situé à l'interfluve Laval-Moulin), mais il n'existe aucune cartographie des variations de teneur en eau à l'échelle du bassin. Pour répondre à cet objectif, les processus hydrologiques ont été étudiés par des valeurs de saturation moyennes acquises à haute résolution temporelle à l'échelle du bassin versant, à partir d'un réseau de capteurs dont la localisation s'est appuyée sur une identification, au préalable, des unités hydro-physio-topographiques. Nous avons fait l'hypothèse que ces entités sont caractéristiques d'un comportement hydrologique particulier à travers leurs critères hydrographiques (classification du réseau et des sous-bassin), physiographiques (occupation du sol et types de sol) et topographiques (pente, orientation des versants) (Blyth *et al.*, 2004 ; Robinson *et al.*, 2008 ; Dehotin *et al.*, 2008).

Ces entités hydro-physio-topographiques ont été définies en suivant 4 étapes :

Etape 1 : Tous les sous-bassins versant sont d'abord été délimités et caractérisés selon l'ordination de leur drain principal (Figure 2.7). Il existait déjà une classification des sous-bassins versants du Laval (Le Barbu, 2006 ; Mathys, 2006), basée sur la classification hiérarchique du réseau hydrographique de Strahler[5] (1952). Seuls les bassins d'ordre 3, 4 et 5, dont le drain principal est relié au réseau principal, ont été retenus pour cette étape car ils représentent un seuil minimum de 1 ha, ce qui dépasse largement la surface d'une ravine élémentaire, dont le comportement hydrologique est déjà connu (Mathys, 2006).

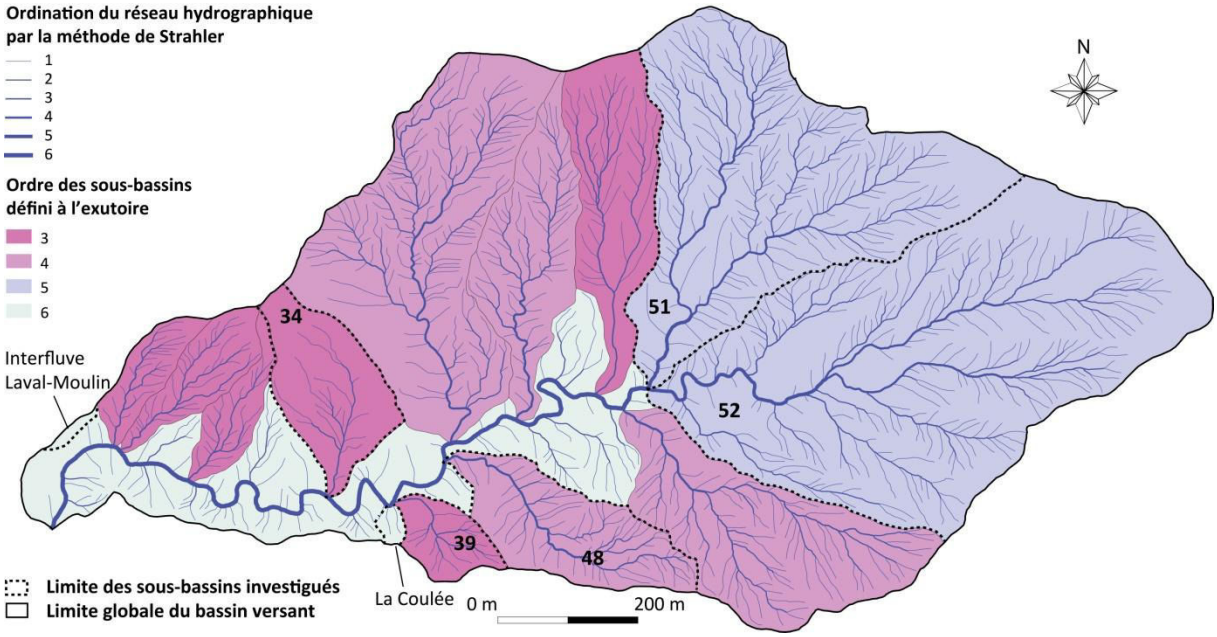


Figure 2.7 : Classification hiérarchique des sous-bassins versant du Laval basée sur la classification du réseau hydrographique de Strahler. L'exutoire des sous-bassins représentés est relié au drain principal.

Etape 2 : La concentration théorique des écoulements de surface a ensuite été cartographiée à l'aide de l'automate cellulaire *RuiCells* (Langlois et Delahaye, 2002).Ce modèle permet d'établir une carte des flux de surface pour mieux appréhender la manière dont la réponse hydrologique se construit spatialement, depuis les

[5]Méthode d'ordination de Strahler : Cette méthode consiste à attribuer une valeur à chaque tronçon en partant des têtes de réseau. Les premiers biefs sont d'ordre 1, puis deux biefs d'ordre n forment un bief d'ordre n+1. Cette méthode permet de prendre en compte tous les biefs d'un réseau et de suivre l'évolution du rang d'un cours d'eau de l'amont vers l'aval.

sources jusqu'à l'exutoire (Douvinet, 2008). L'indice de concentration (IC) fait le ratio entre le pic de surface en chaque cellule par rapport à la surface amont. Les valeurs élevées (> 10 avec ici un MNT de 10 m de résolution) soulignent que Smax, la longueur maximale de cellules situées à égale distance de l'exutoire, est élevé eu regard du diamètre moyen du bassin (Douvinet, 2008). L'indice IC se base sur l'organisation morphologique (2D) du bassinet considère une capacité d'infiltration nulle des formations superficielles. Cet indice permet surtout de faire émerger des zones de concentration en amont desquelles le réseau est structurellement efficace, au sein d'une forme donnée. La carte réalisée (figure 2.8) confirme une concentration très marquée aux exutoires de plusieurs sous-bassins d'ordres 3, 4 et 5 et au niveau de plusieurs confluences (dans le réseau principal).

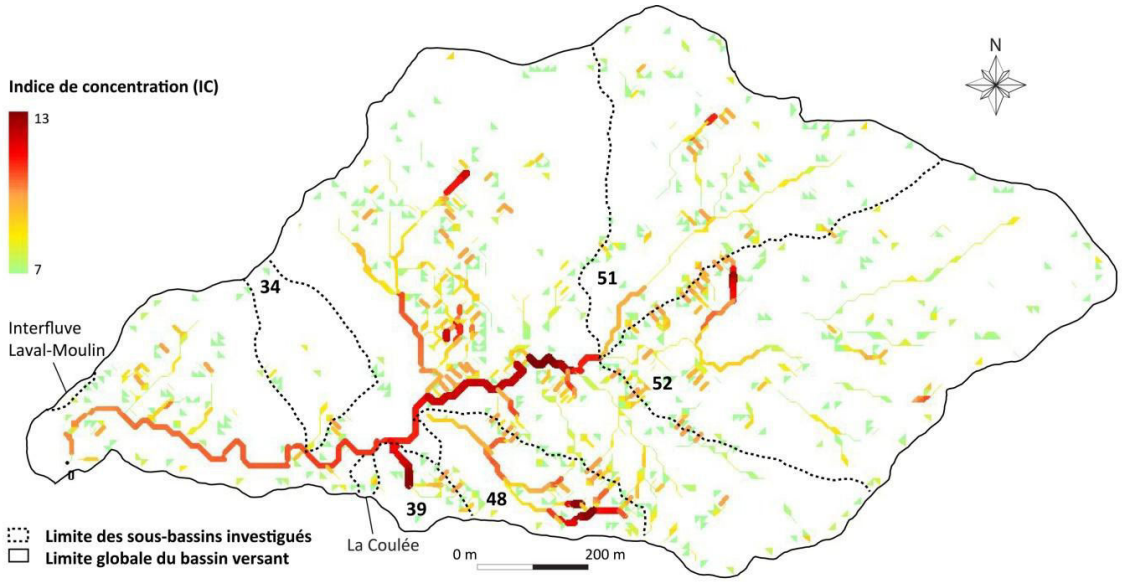
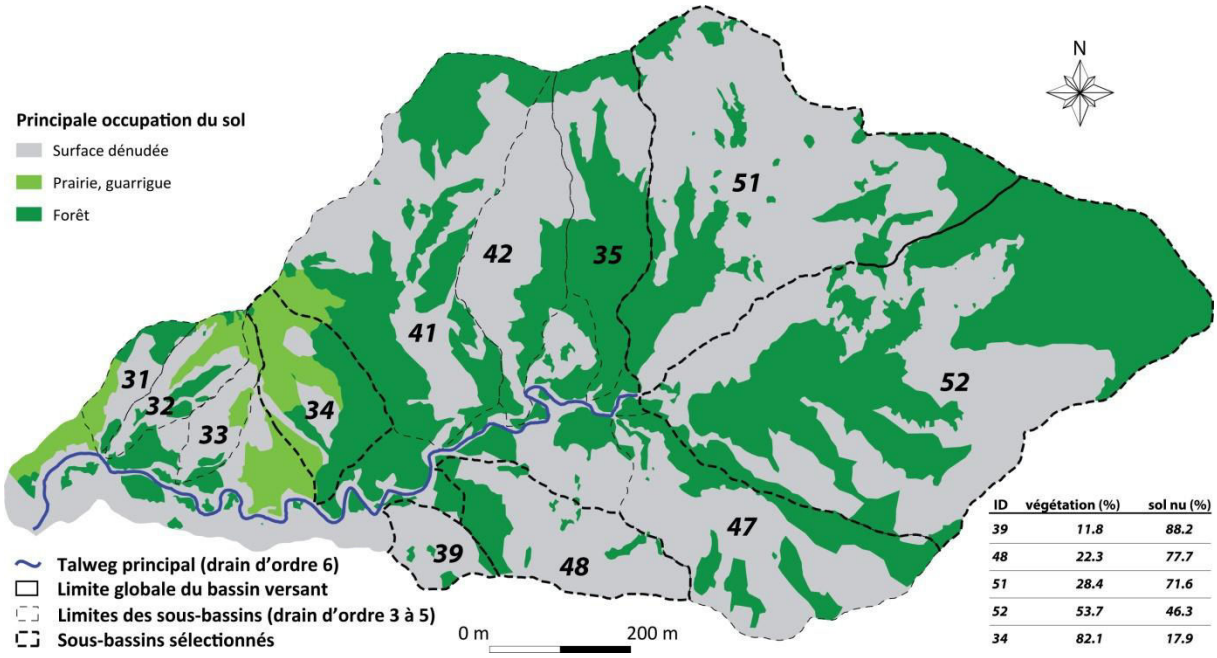


Figure 2.8 : Localisation des zones de concentration potentielles des écoulements surfaciques (Indice IC) calculées par le modèle hydrologique RuiCells à l'échelle du Laval.

Etape 3 : La part des surfaces dénudées et végétalisées (forêt, pelouse) a ensuite été calculée sur les sous-bassins, puis comparée aux zones de concentration identifiées dans la phase précédente (Figure 2.9).Les entités marquées par des indices IC > 10 présentent des occupations du sol très différentes : la part des zones végétalisées varient de 11 à 82%, tandis que les sols nus sont compris entre 17 et 88%. Il est alors intéressant de cibler le protocole sur des entités présentant une efficacité pour des surfaces amont nues ou végétalisées.



ID	végétation (%)	sol nu (%)
39	11.8	88.2
48	22.3	77.7
51	28.4	71.6
52	53.7	46.3
34	82.1	17.9

Figure 2.9 : Caractérisation de l'occupation de surface des sous-bassins versants du Laval et choix des sous-bassins versants étudiés.

Les cinq sous-bassins versants finalement retenus dans cette étude se différencient en termes de taille, de morphologie et d'ordination du réseau hydrographique (Tableau 2.2) :

Le premier sous-bassin (39) possède une forme ronde (compacité de Gravelius : 1.01) et la plus petite surface des sous-bassins étudiés (3.2 ha). L'important dépôt de matériaux solides à son exutoire suite à la crue du 12.06.2015, recouvrant en partie la station limnigraphique installée avant l'épisode, a contraint d'équiper un bassin dénudé situé juste en amont dans le réseau principal.

Le second sous-bassin(48) est donc dénudé mais boisé dans sa partie aval. Il présente une forme allongée et un réseau de drainage potentiel très dense (magnitude de Shreve : 67) par rapport à sa surface (3.8 ha).

Le troisième sous-bassin choisi (51) est plus grand (14.4 ha), végétalisé dans sa partie aval, avec 75 % de surface dénudée associés à un réseau de drainage potentiel très dense (magnitude de Shreve : 185) et à de très fortes pentes dans sa partie amont (> 60 °).

Le quatrième sous-bassin (52) est le plus grand (22.6 ha). La localisation des zones végétalisées en amont et dans le cœur du bassin vont influencer l'organisation spatiale de l'écoulement au sein de ce sous-bassin mi-forestier mi-dénudé. La confluence de ces deux sous-bassins entraine une concentration potentielle des écoulements très élevée.

Enfin, le cinquième sous-bassin est un petit sous-bassin (3.2 ha) végétalisé (40 % pelouse, 42 % forêt) avec une importante ravine dénudée en son cœur. Contrairement aux autres sous-bassins, celui-ci ne semble pas présenter d'efficacité particulière en termes d'écoulements. Un sixième sous-bassin (41), initialement équipé d'une station limnigraphique à son exutoire, et présentant un IC très élevé, a été abandonné suite à la crue du 12.06.2015.

Tableau 2.2 : Caractéristiques morphologiques des sous-bassins étudiés. Ordre des drains mesuré selon le réseau hydrographique non pérenne.

ID	Surface (ha)	Périmètre (m)	Altitude (m)	Ordre du drain principal (Strahler)	Compacité de Gravelius	Magnitude de Shreve
34	3.20	791	872 - 988	3	6.92	17
39	1.20	472	885 - 958	3	11.0	17
48	3.80	946	885 - 1008	4	9.67	67
51	14.4	1878	911 - 1184	5	3.65	192
52	22.6	2069	911 - 1255	5	2.56	232

Etape 4 : La cartographie des formations superficielles (Maquaire *et al.,* 2002) a ensuite été combinée à la cartographie de l'occupation des sols, ce qui a permis d'identifier les environnements les plus représentés au sein du Laval et d'affiner la description de ces environnements par sous-bassin (Figure 2.10). Afin de concentrer l'analyse sur les unités sol-végétation les plus représentées, seules les 6 premières classes obtenues ont été conservées. Les surfaces très variables des classes retenues à l'échelle globale (de 2.1 % à 36.8 %), confirment là encore la diversité des environnements constituant le bassin versant du Laval. Cette classification permet de se focaliser sur 72.9 % de la surface du Laval. Des instruments de suivi de l'hydrologie des sous-bassins retenus et les sondes de mesure de teneur en eau ont ensuite été installés. La localisation précise des sondes de teneur en eau a été établie dans les secteurs identifiés en phase 3, et leur implantation s'est basée sur la pente, l'orientation des versants et leur accessibilité.

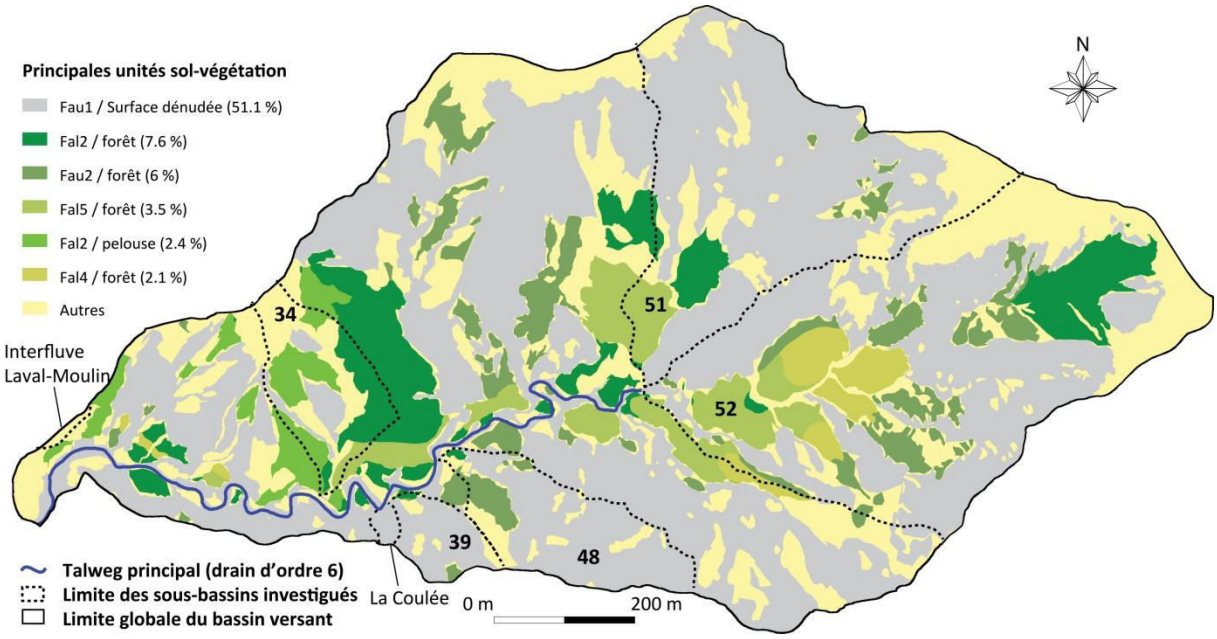


Figure 2.10 : Surface en pourcentage par rapport à la surface totale du bassin versant du Laval.

3 Objectifs des mesures collectées et qualité des chroniques acquises

La base de données construite dans le cadre de ce travail a été alimentée par différentes mesures ponctuelles, spatialisées et intégrées, qui ont également été effectuées avec une large gamme d'instruments opérationnels de façon continue ou ponctuelle (Figure 2.11). L'instrumentation préexistante est concentrée sur deux sites : 1/ L'exutoire du Laval où se trouvent la station de mesure des débits du Laval, des préleveurs d'eau

du Laval (et de la Roubine : ravine élémentaire juste en aval du Laval), un pluviographe et une station météorologique; 2/ Le glissement de "la Coulée", où la présence d'une nappe de versant permet d'étudier les variations et la contribution locale des eaux souterraines aux écoulements dans le réseau principal. L'instrumentation complémentaire a été déployée au sein du bassin et comprend 52 points de mesures et 15 types d'instruments dont 4 ont été utilisés lors de campagnes de mesures ponctuelles.

Les données acquises en continu entre mai 2015 et novembre 2016 ont été récupérées sur place de deux manières : soit de façon routinière (une fois par mois entre avril et juin, et de septembre à décembre) ; soit sur une période plus lâche (en été et durant la saison nivale). De ce fait, les appareils de mesure ont été paramétrés sur des pas de temps permettant de capter les épisodes pluvieux et les crues associées tout en assurant un suivi durant les périodes de plus longue accalmie. Lors des campagnes de récupération des données, jusqu'à 35 stations de mesures étaient visités sur une durée d'environ 5h. En parallèle, près de 30 campagnes de mesures itinérantes ont été conduites.

Les caractéristiques techniques des instruments mobilisés et le principe de mesure sont plus détaillés dans les différentes sous-parties suivantes, en présentant le matériel existant puis le matériel qui a été mis en place dans le cadre de cette recherche. La localisation des capteurs et la qualité des chroniques acquises sont ensuite discutées, et une figure de synthèse présentera les lacunes sur l'ensemble du protocole.

	Instrument	Paramètre(s) mesuré(s)	Principe de la mesure	Données en sortie	Echelle spatiale	Echelle temporelle
Mesures météorologiques	Anémomètre	Vent		Vitesse	Ponctuelle	Continue
	Pyranomètre	Rayonnement solaire		Longueur d'onde		
	Hygromètre	Humidité relative		Humidité relative		
	Sonde barométrique	Pression atmosphérique		Pression atmo.		
	Pluviographe	Pluie		Pluie		
Mesures hydrologiques	Mini lysimètre Prototype INRA	Flux d'eau dans le sol		Débit	Ponctuelle	Continue
	Sonde de pression CTD Diver	Pression, C°, Conductivité		Hauteur d'eau, C° Conductivité	Ponctuelle	
	Sonde de pression Diver	Pression, C°		Hauteur d'eau, C°		
Propriétés hydrodynamiques	Infiltromètre à succion	Conductivité hydraulique	Infiltrométrie	Capacité d'infiltration	Ponctuelle	Ponctuelle
Teneur en eau	Sonde Decagon 10HS	Permittivité diélectrique	Frequency Domain Reflectometry (FDR)	Teneur en eau volumique	Ponctuelle	Continue
	Sonde ThetaProbe ML3					Ponctuelle
	Sonde ThetaProbe PR2				Profil vertical	
	EM31	Conductivité électrique apparente du sol	Electromagnétique	Variation potentielle de l'état hydrique	Spatialisée	Ponctuelle
	Sonde de C° Decagon RT - 1	Température dans le sol		Température du sol	Ponctuelle	Continue
Chimie des eaux	Collecteur de pluie séquencée	Signature chimique de l'eau	Traçage naturel	Chimie eau de pluie	Intégrée	Ponctuelle
	Bougies poreuses			Chimie eau du sol		
	Préleveurs			Chimie eau exutoires		

Figure 2.11 : Présentation des instruments de mesure utilisés durant la période d'étude pour de la mesure en continu ou sous forme de campagne ponctuelle.

3.1 Améliorer l'étude des relations entre les forçages climatiques et les réponses hydrologiques

3.1.1 Affiner l'étude de la variabilité spatio-temporelle des pluies

Une station météorologique installée en 2000 au niveau de l'interfluve Laval/Moulin, près de l'exutoire du Laval, permet d'obtenir en continu des données sur l'humidité relative, la vitesse du vent et sa direction, le rayonnement solaire ainsi que la température de l'air (Figure 2.12). Les données sont acquises au pas de temps de 10 minutes et les instruments de mesure sont alimentés par panneau solaire. Les données, télétransmises vers la "Maison de l'érosion" (bureau Irstea à Draix), alimentent la base de données en ligne[6] de l'ORE Draix-Bléone après validation par Sébastien Klotz (ingénieur IRSTEA).

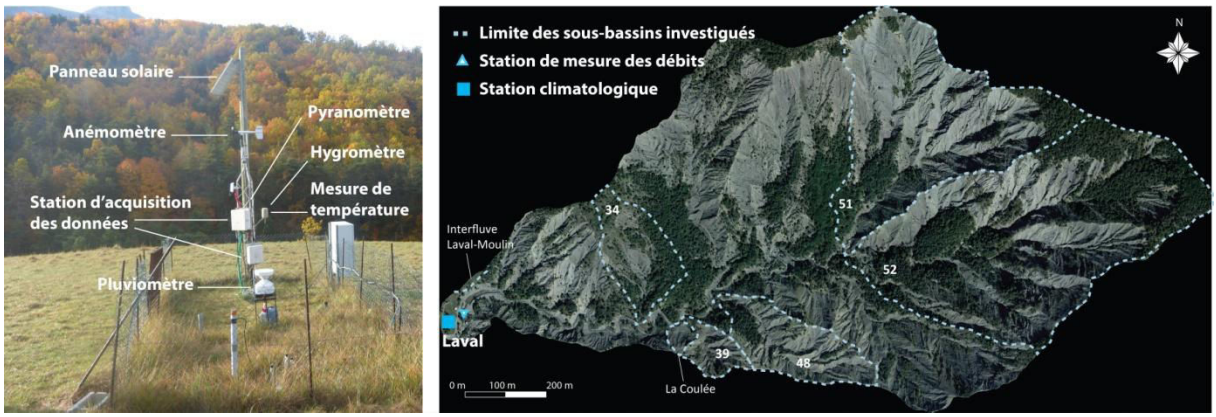


Figure 2.12 : Présentation de la station météorologique du Laval située à l'exutoire du bassin, à l'aval de l'interfluve Laval-Moulin.

De nombreuses données sont manquantes pour l'année 2015 (Figure 2.13) à cause du programme de la station d'acquisition qui a été modifié depuis. Ces lacunes ont pu être comblées par les données issues de la station climatologique du Brusquet située à 2500 m de celle du Laval, de l'autre côté de la crête de la Blâche. Dans le but d'estimer une relation entre les différentes variables citées précédemment, acquises au niveau des deux sites, des corrélations linéaires ont été établies pour chaque variable deux à deux en se basant sur les données de 2012, 2013 et 2014. Les relations obtenues entre les variables étaient significatives hormis pour la chronique de la vitesse moyenne du vent, dont les valeurs sont relativement faibles au niveau des deux sites (< 10 km/h).

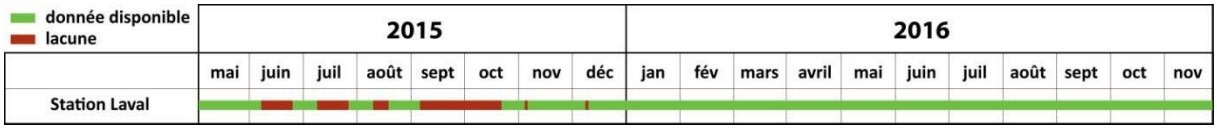


Figure 2.13 : Chronique et lacunes des données climatologiques enregistrées par la station installée à l'exutoire du Laval, de mai 2015 à novembre 2016.

En raison de la petite taille du Laval, le pluviographe situé à son exutoire (P0) a souvent été pris comme référence pour étudier la pluviométrie (Mathys, 2006). Une moyenne des pluies enregistrées par P0 et le pluviographe de Pompe (Figure 2.1) peut aussi être calculée. Malgré une bonne connaissance de la variabilité des pluies à l'échelle de l'ORE Draix, celle de la variabilité spatio-temporelle des pluies à l'intérieur du Laval à l'échelle événementielle restait à améliorer.

[6] http://bdoh.irstea.fr/DRAIX

Dans cette optique, six pluviographes de la marque *Rainwise*®ont été ajoutés (Figure 2.14). Ce sont des pluviographes à augets basculants et vidange automatique avec une ouverture de 346 cm², montés sur un mât d'un mètre de hauteur (et stabilisés par un socle en béton enterré). Les eaux de pluies pénètrent dans le cône de réception et sont dirigées par un entonnoir vers le système d'augets basculants. L'eau s'évacue par des buses ménagées dans la base du pluviographe. La résolution des mesures est de 0,254 mm (0,254 l/m²). L'appareil enregistre des données uniquement lorsqu'il pleut, et non à intervalles réguliers, ce qui permet d'optimiser l'utilisation de sa mémoire interne (suffisante pour tenir plusieurs mois). Chaque basculement d'auget est horodaté à la seconde près. Après transfert des données sur un ordinateur, le logiciel RL-Loader permet d'obtenir le cumul sur une période choisie et au pas de temps souhaité.

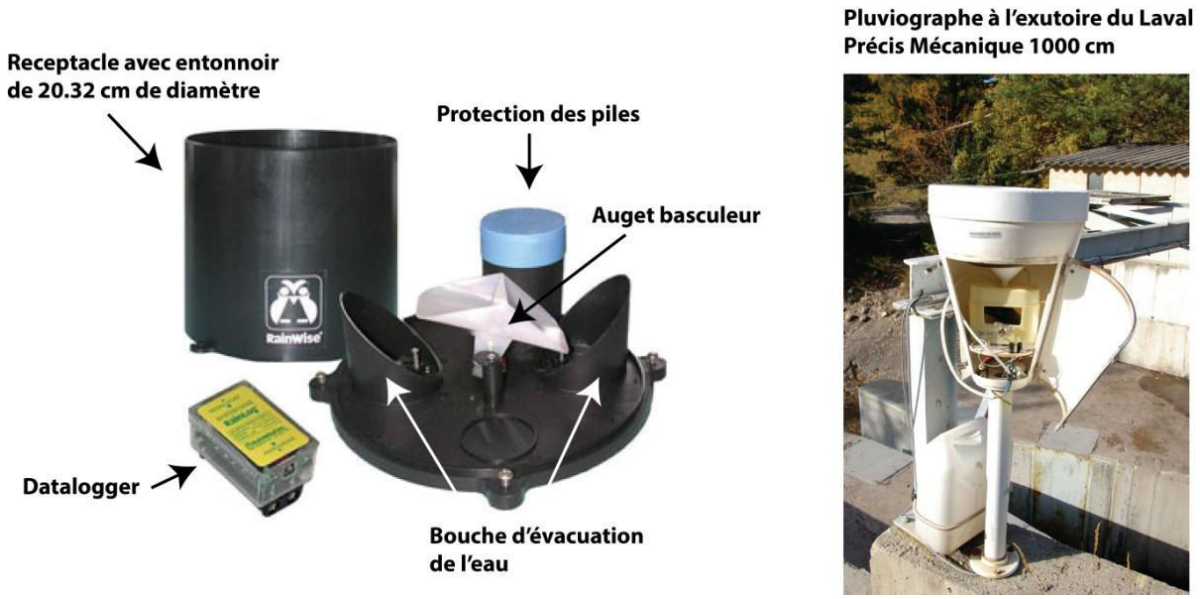


Figure 2.14 : Présentation d'un pluviographe à augets basculants de type Rainwise ® et du pluviographe de type Précis Mécanique® 1000 cm³ situé à l'exutoire du bassin versant du Laval.

Les six pluviographes ont été installés à des altitudes comprises entre 890 m et 915 m, hors et sous végétation, pour quantifier également l'impact du couvert végétal sur l'interception des pluies (Tableau 2.3). Trois pluviographes ont été installés au sein d'une parcelle de mesure du bilan hydrique sous couvert forestier (environ 30 m² équipés de plusieurs instruments de mesure). Les pluviographes P2 et P3 ont été installés sous des couverts plus denses que le pluviographe P4 qui, lui, est dans un environnement plus clairsemé (Figure 2.15). Les pluviographes P1, P5 et P6 ont été installés hors végétation, en respectant une absence de couvert végétal dans un angle de 45° autour du cône des pluviographes.

Tableau 2.3 : Présentation du réseau de pluviographes déployé dans le bassin versant du Laval.

Nom	Date d'installation	Environnement	Altitude (m)
P0 (Laval)	1984	Hors végétation	851
P1	Octobre 2015	Hors végétation	900
P2	Juillet 2015	Sous végétation	890
P3	Juillet 2015	Sous végétation	890
P4	Juillet 2015	Hors végétation	890
P5	Octobre 2015	Hors végétation	905
P6	Octobre 2015	Hors végétation	915

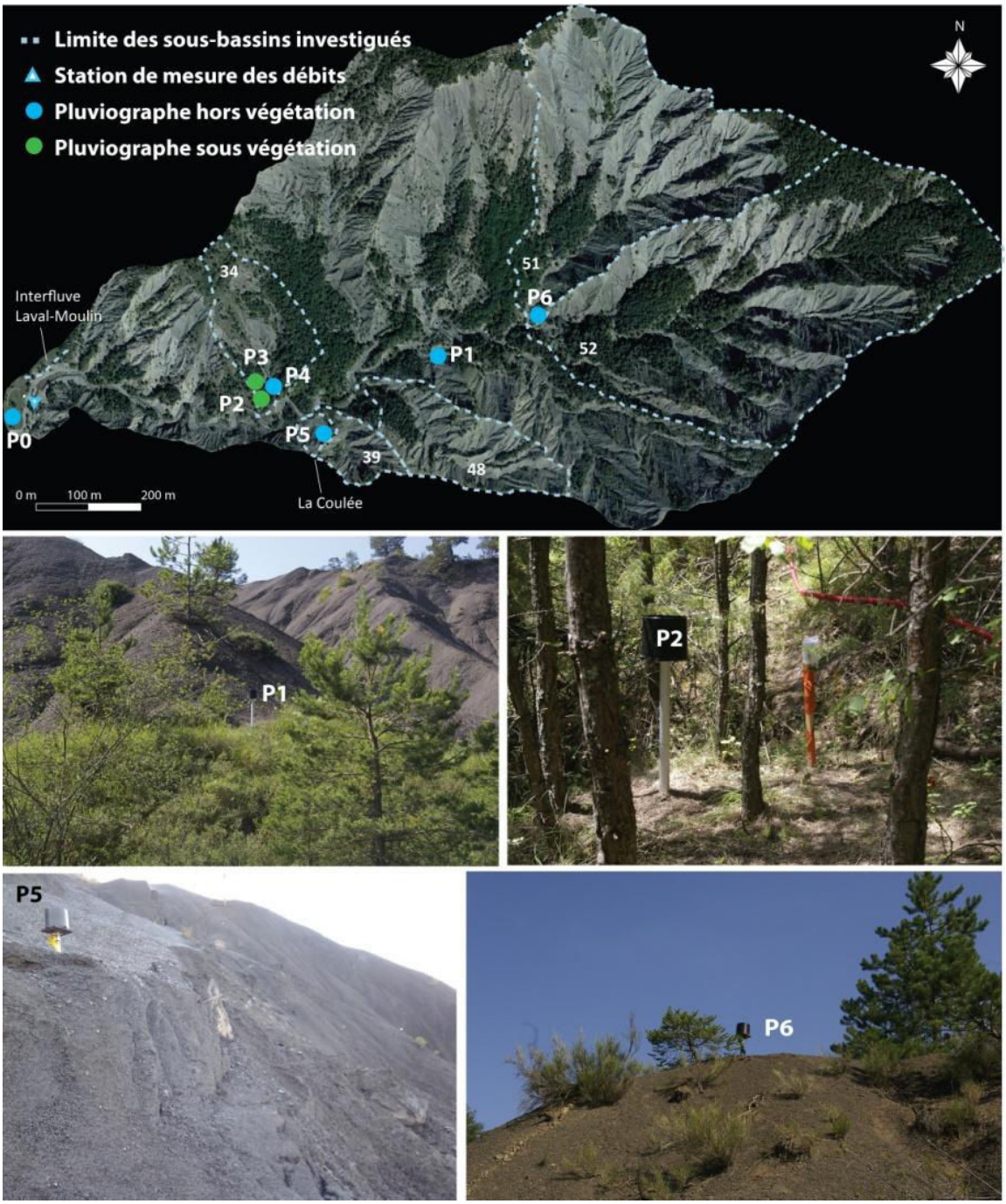


Figure 2.15 : Localisation de quelques pluviographes à l'intérieur du Laval.

Des soucis liés à l'autonomie des capteurs ont entrainé des lacunes dans les données à partir de novembre 2015 (Figure 2.16). La moyenne des pluies acquises au niveau des pluviographes de Sévigné et de Pompe, situés respectivement à environ 700 m et 1300 m de P0, a été utilisée afin de combler ces lacunes. Le pluviographe P5, situé en amont du glissement de "la Coulée", a présenté des cumuls inférieurs à ceux des autres pluviographes hors végétation de juillet 2015 à février 2016. Ces différences peuvent s'expliquer par l'effet "barrière" joué par le haut du versant, et notamment une paroi abrupte barrant les flux de sud. Par la suite, la découpe par un animal du câble reliant le pluviographe au data logger a entrainé de nouvelles lacunes à partir de juillet 2016. Au final, le pluviographe P5 n'a pas été pris en compte dans l'analyse de la variabilité des pluies à l'échelle du Laval, en raison de la difficulté à interpréter les données obtenues. Toutefois, il permet d'observer localement l'impact de la topographie sur les pluies.

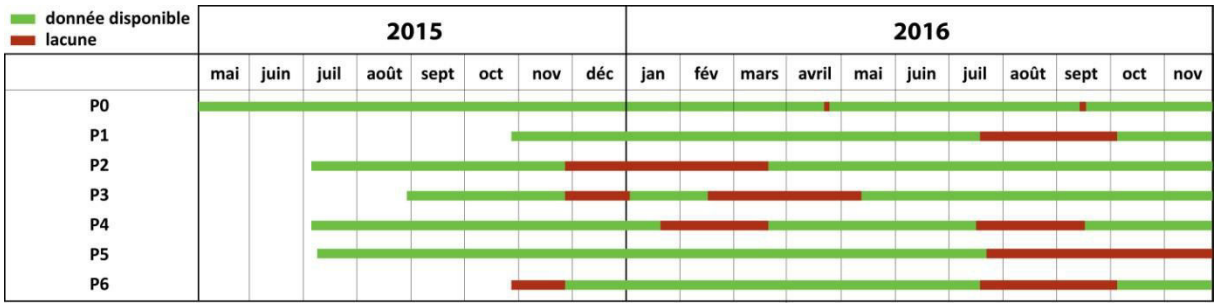


Figure 2.16 : Chronique et lacunes des données pluviométriques enregistrées par les pluviographes installés dans le Laval et celui situé à son exutoire, de mai 2015 à novembre 2016.

3.1.2 Affiner l'étude de la réponse hydrologique interne du Laval

Les débits sont mesurés à l'exutoire du Laval au niveau d'une station de jaugeage construite en 1983 (Figure 2.17, A). L'ouvrage est constitué d'une plage de dépôt (Figure 2.17, B, 1) où viennent s'accumuler les matières en suspension et les matériaux charriés au fil des crues. Sans cette plage, des blocs pouvant peser plusieurs tonnes, déplacés lors des crues torrentielles, peuvent détériorer la station de mesure. Cette plage fait l'objet de relevés topographiques après chaque crue, afin d'estimer les volumes déposés successivement (Mathys, 2006). Elle est vidée avant que le niveau des matériaux déposés n'atteigne le haut de la grille en métal située à son exutoire (Figure 2.17, B, 2). En période de crue, la hauteur des écoulements dépasse toutefois très souvent cette grille. Une fois les écoulements filtrés par la grille, ils s'écoulent dans un canal en béton (Figure 2.17, B, 3) où se déposent une partie des matériaux moins grossiers. Les écoulements passent ensuite au niveau d'une station limnigraphique (Figure 2.17, A) composée d'un déversoir à large seuil de type Parshall (Figure 2.17, B, 4), ou canal auto-jaugeur, (Cambon *et al.*, 1990). En aval de ce déversoir, une gouttière permet une mesure discrète des bas débits par empotement (Figure 2.17, B, 5).

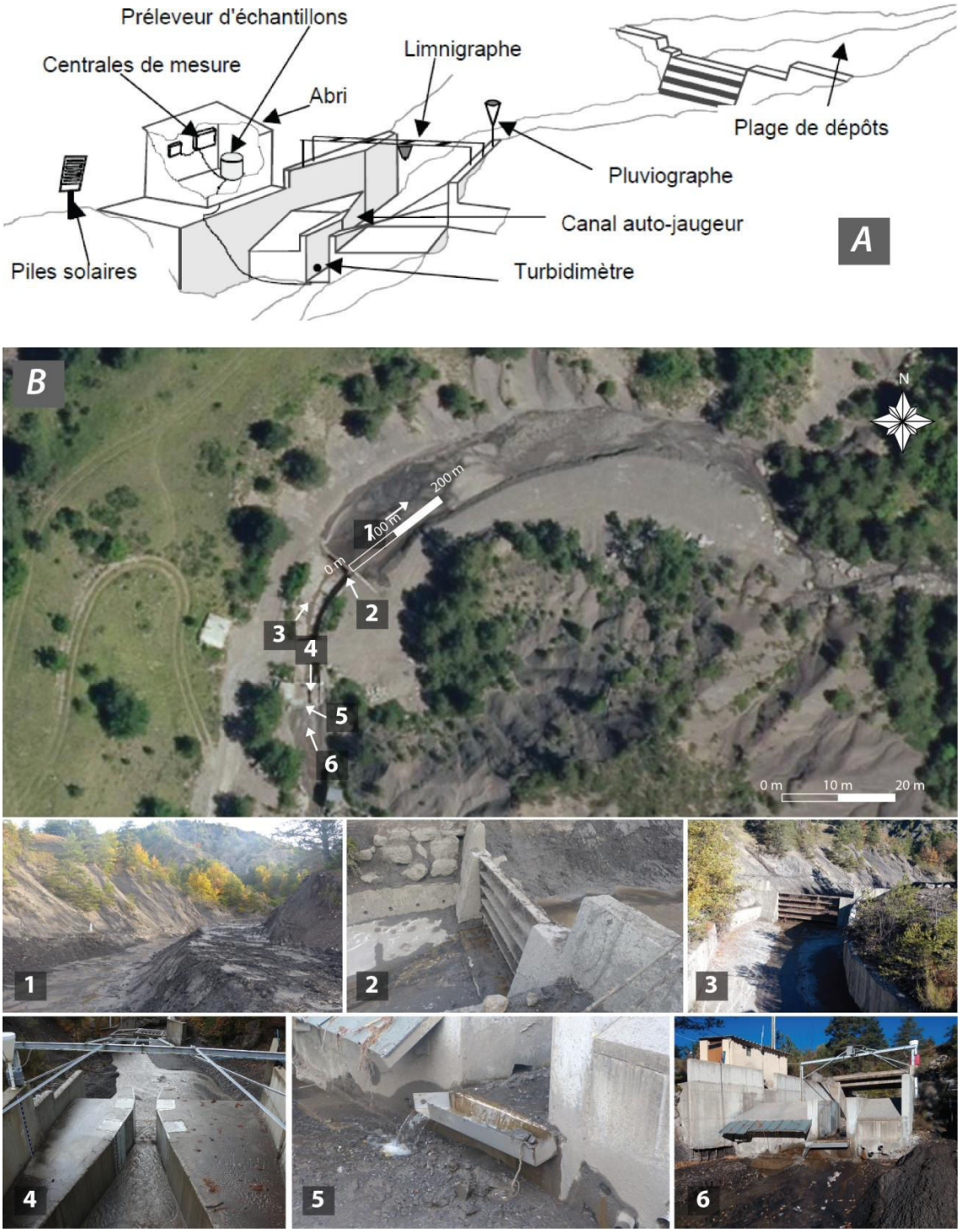


Figure 2.17 : Station de jaugeage des débits située à l'exutoire du bassin versant du Laval. A/ Composition du site de mesure (dans Mathys, 2006). B/ L'exutoire vu dans son ensemble. Les flèches blanches indiquent le sens de la prise de vue des photos 1 à 6.

Durant la période étudiée, 18 épisodes de crue (dont le débit max dépasse 0.5 m^3/s) ont été observés avec un maximum de près de 14 m^3/s en août 2015 (Figure 2.18). Les débits les plus élevés ont été observés de juin à fin octobre en 2015, et de septembre à novembre en 2016, avec néanmoins 2 épisodes enregistrés en juin 2016. Les autres mois présentent des bas débits même si quelques petites crues sont observées de janvier

à mai 2016. En été, en l'absence d'épisodes pluvieux, les écoulements de surface sont parfois absents dans le réseau principal. Les données obtenues sur la période étudiée ne présentent aucune lacune.

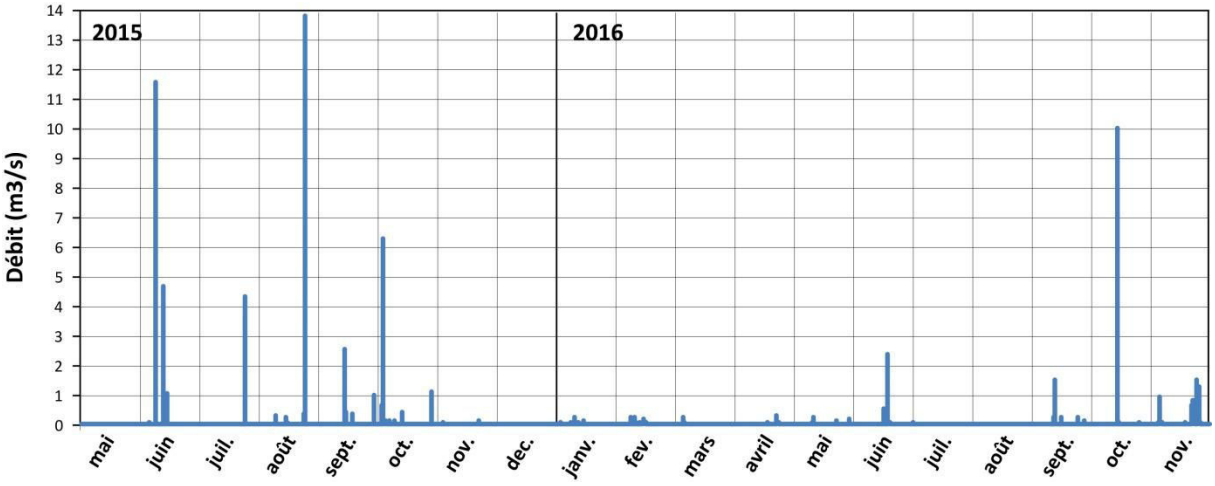


Figure 2.18 : Débits journaliers enregistrés à l'exutoire du Laval de mai 2015 à novembre 2016.

Toutefois, il était nécessaire de compléter ce dispositif de mesure, en installant de nouveaux capteurs, notamment à l'exutoire des sous bassins qui ont été identifiés et présentés, précédemment, comme ayant un rôle potentiellement important sur la concentration des écoulements de surface. Les aménagements nécessaires à la mise en place de stations de mesure de débit pérennes à l'exutoire des sous-bassins sélectionnés (Figure 2.17) n'ont pas pu être envisagés dans le cadre de ce travail. A défaut, des stations limnigraphiques ont été installées dans des sections naturelles jugées stables du point de vue géométrique. A l'usage, ces mesures n'ont pas permis d'établir de courbes de tarage pour remonter au débit mais elles ont permis de créer au moins une chronique des variations de hauteur d'eau à l'exutoire des sous-bassins versants.

A partir d'avril 2015, 4 stations limnigraphiques ont été installés. Elles se composent d'un tube contenant une sonde de type *Diver* et *CTD Diver* ® (Figure 2.19) mesurant la pression atmosphérique toutes les 2 minutes. La comparaison de ces valeurs de pression avec celles acquises par deux sondes de type Baro® installée à l'air libre à deux altitudes différentes permet d'estimer la part hydrostatique de la pression et donc les variations de hauteur d'eau. Deux autres sondes de pression de type *EcoLog OTT*® et *OTT Orpheus Mini*®, effectuant automatiquement une compensation de la pression atmosphérique, ont également été utilisées. L'installation des tubes piézométriques a nécessité la réalisation de trous d'une quarantaine de centimètres de profondeur dans la marne saine dans le lit des thalwegs. Les tubes ont ensuite été comblés par du régolithe de marne entre le bas du tube et la surface du sol. Enfin, une crépine entourée de géotextile a été réalisée sur une hauteur de 40 cm à partir du sol afin de filtrer l'eau en retenant les matériaux grossiers. La sonde de pression a été attachée au tube et installée à la base de la crépine.

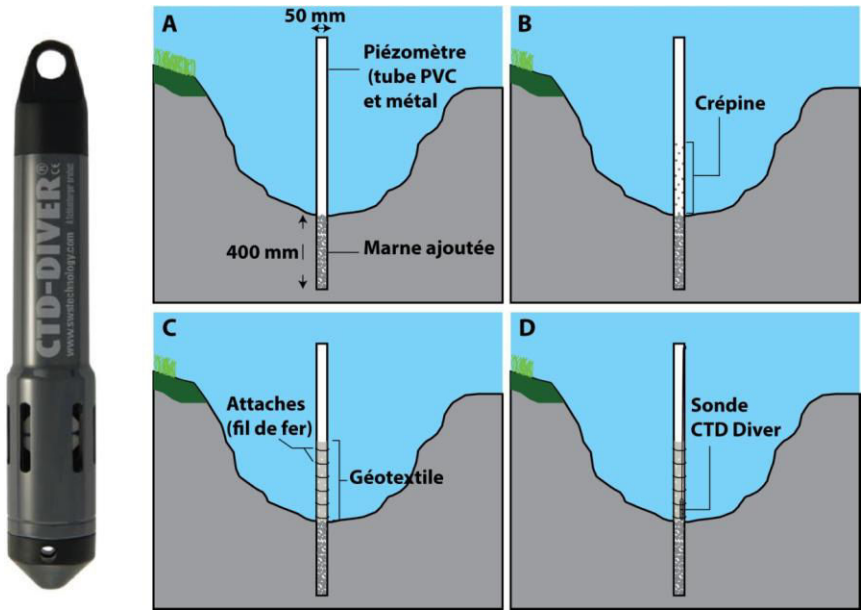


Figure 2.19 : Installation d'une station limnigraphique à l'exutoire d'un sous-bassin : A/ Trou et insertion du tube dans la marne saine, puis ajout de régolithe de marne dans le tube pour atteindre le niveau du bedrock. B/ Réalisation d'une crépine pour laisser passer l'eau. C/ Ajouter de géotextile pour retenir les matériaux grossiers. D/ Installation de la sonde CTD Diver attachée en haut du piézomètre et mise à niveau du bedrock.

La réponse hydrologique interne du Laval a été ainsi suivie à l'exutoire des sous-bassins 34, 48, 51 et 52 (Figure 2.20). Il était initialement prévu d'installer une 5^{ème}station dans le réseau principal du Laval, à mi-distance entre les exutoires des sous-bassins 51 et 52 situés en amont du Laval, et celui du sous-bassin 48 situés plus en aval. Mais la variation du cheminement des écoulements, au sein du thalweg principal en période de crue, aurait nécessité d'installer plusieurs limnigraphes. En effet, même en période de crue, les écoulements n'occupent pas toute la largeur totale du lit. De plus, la station risquait d'être endommagée en raison de la capacité du cours d'eau à transporter de gros blocs en période de crue. Au final, la surface cumulée des sous-bassins suivis est de 44 ha, ce qui représente 51 % de la surface totale du Laval (Tableau 2.4).

Tableau 2.4 : Caractéristiques des stations limnigraphiques à l'exutoire des sous-bassins investigués et des sondes Baro situées à l'exutoire du Laval et au niveau du glissement de la Coulée.

ID	Date d'installation	Type de capteur	Type de mesure	Taille du bassin jaugé (ha)	% sol nu / % végétation
BV 34	26/05/2015	CTD Diver	Pression/Température/Conductivité	3.2	17.9 / 82.1
BV 48	29/09/2015	Diver	Pression/Température	3.8	77.7 / 22.3
BV 51	26/05/2015	CTD Diver	Pression/Température/Conductivité	14.4	71.6 / 28.4
BV 52	26/05/2015	Diver	Pression/Température	22.6	53.7 / 46.3
Laval	26/05/2015	Baro	Pression/Température	86	65 / 35
La coulée	26/05/2015	Baro	Pression/Température	0.4	100 / 0

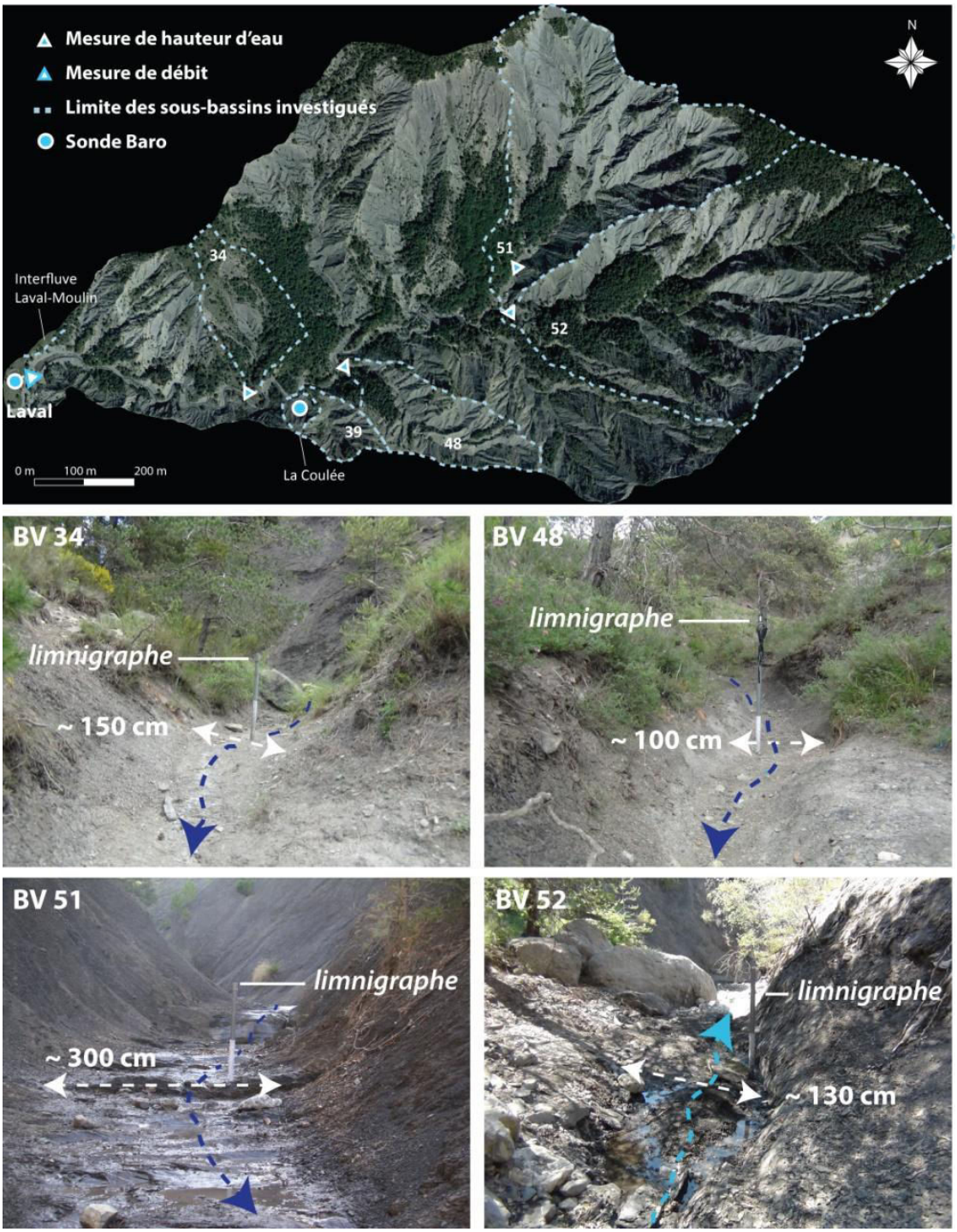


Figure 2.20 : Localisation des stations limnigraphiques à l'exutoire des sous-bassins investigués.

Les chroniques collectées sont ensuite présentées pour chaque sonde :

- La chronique de la sonde de pression du sous-bassin 34 est complète durant toute la période d'étude (Figure 2.21). Les faibles écoulements dans ce bassin, principalement végétalisé (pelouse, garrigue, forêt), et les faibles dépôts à l'exutoire, n'ont pas impacté les données ni détérioré la sonde.

- La sonde *EcoLog OTT®* installée à l'exutoire du sous-bassin 48 présente en revanche des données aberrantes, malgré des tests de paramétrage en laboratoire. Elle a été remplacée en octobre 2015 par

une sonde de pression de type *Diver®* qui a permis d'acquérir une chronique sans lacunes jusqu'en novembre 2016.

- La première sonde de pression utilisée au niveau du sous-bassin 51 était de type *CTD Diver®* mais elle a été emportée par la crue du 12.06.2015 (les écoulements ont emporté le tube contenant la sonde). Elle a pu être remplacée par une autre sonde de Type *CTD Diver®*.

- La sonde de pression de type *Diver®* du sous-bassin 52 a également été perdue lors de la crue du 12.06.2015 suite à l'arrachement du tube contenant la sonde. Elle a été remplacée par une sonde de type *OTT Orpheus Mini®* qui présente toutefois de nombreuses anomalies dans les données, se caractérisant par une dérive des mesures à l'échelle événementielle. Cela peut être expliqué par l'accumulation de dépôts dans le tube en acier durant un épisode malgré la présence d'un géotextile protégeant la crépine. En l'absence de sonde de remplacement supplémentaire, la sonde *OTT Orpheus Mini®* a été laissée à l'exutoire du sous-bassin avec des tentatives de paramétrage durant chaque nouvelle mission de récupération des données.

Au final, on dispose d'une chronique complète à l'exutoire de trois sous-bassins (BV 34, BV 48 et BV 51) sur quatre à partir d'octobre 2015. La sonde *Baro* ® (Cabane) présente des lacunes en août 2015 et en mars 2016 à cause d'une erreur de manipulation lors du transfert des données.

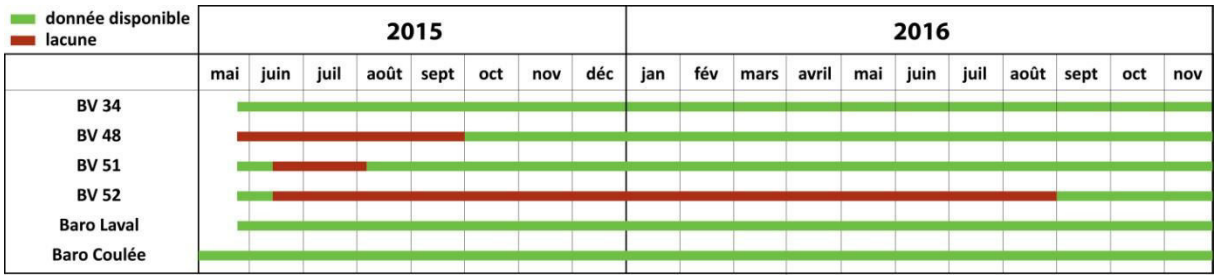


Figure 2.21 : Chronique et lacunes des mesures de hauteur d'eau enregistrées au niveau des stations limnigraphiques des sous-bassins investigués et des sondes Baro situées a l'exutoire du Laval et au niveau du glissement de la Coulée, de mai 2015 à novembre 2016.

3.2 Les horizons superficiels : principaux réservoirs hydriques aux caractéristiques contrastées

3.2.1 Des différences marquées entre les propriétés hydrodynamiques du régolithe de marne et les sols végétalisés

Des mesures d'infiltrométrie ont également été réalisées, à l'aide d'un infiltromètre à succion de type Decagon ® (Figure 2.22), afin de caractériser la capacité d'infiltration des sols dans divers environnements. Cette méthode non destructive permet de mesurer *in situ* la perméabilité des sols dans les horizons de surface. L'eau maintenue sous tension s'infiltre dans le sol sec à travers une membrane hautement perméable. Le taux d'infiltration en fonction du temps est utilisé pour calculer les conductivités hydrauliques à différents niveaux de saturation du sol. Les vitesses d'infiltration sont calculées à partir des mesures manuelles du niveau d'eau dans le réservoir de l'appareil en fonction du temps. Le protocole de mesure se décline en cinq étapes :

1/ Excavation et mise à niveau d'une partie du substrat.

2/ Prélèvement d'un échantillon de sol avant manipulation pour la mesure en laboratoire de la teneur en eau avant humidification.
3/ Application d'une fine couche de sable dans un cylindre du même diamètre que l'embase de l'infiltromètre.
4/ Application de l'infiltromètre sur le sable, puis comptage régulier de la quantité d'eau infiltrée.
5/ Prélèvement d'un échantillon de sol humide pour analyse en laboratoire.

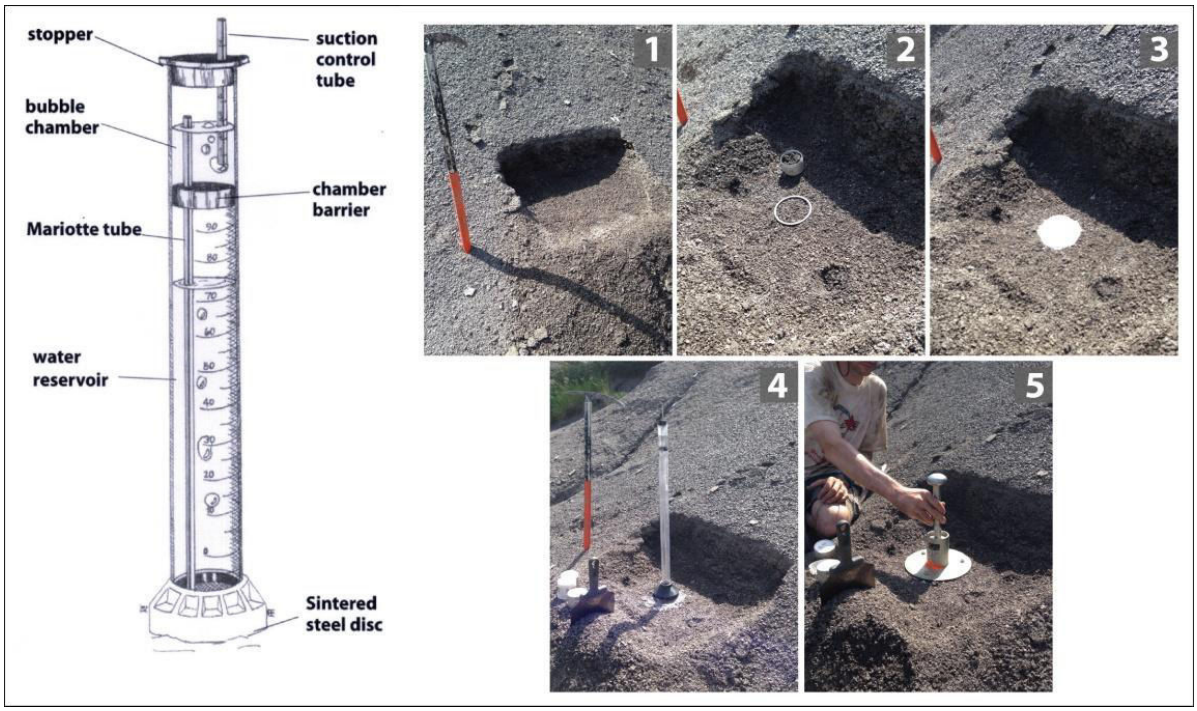


Figure 2.22 : Méthodologie de la mesure d'infiltrométrie in situ.

Deux campagnes de mesure ont été menées les 2 et 3 juillet 2015 au sein de 3 versants avec différentes occupations du sol (Tableau 2.5) pour caractériser les sols autour de sondes capacitives et compléter les mesures existantes. Ces campagnes ont permis d'obtenir les propriétés hydrodynamiques des sols de type Fal2, en forêt et en pelouse, et de type Fau1 en zone dénudée (Figure 2.3). Les mesures sous couvert forestier ont été réalisées au niveau de la station du bilan hydrique du sous-bassin 34, où la mesure a été répétée 6 fois au sein d'un espace de 10 m² (Figure 2.23). En pelouse, les mesures ont été répétées 4 fois le long du versant, d'amont en aval, et 2 fois au sommet (interfluve) du versant, où une pelouse arbustive fait la transition avec une forêt de pins et de chênes pubescents. Les mesures en zone dénudées ont été répétées 6 fois sur le glissement de la Coulée, là aussi d'amont en aval. Les répétitions permettent de mesurer la variabilité de l'infiltration et de réduire l'incertitude sur les valeurs obtenues au sein d'une même formation superficielle.

Tableau 2.5 : Description des campagnes d'infiltrométrie menées en juillet 2015.

Date des mesures	Zone	Type de sol	Nombre de répétitions
02/07/2015	Forêt	Fal 2	6
02/07/2015	Sol nu	Fau 1	6
03/07/2015	Pelouse / Pelouse arbustive	Fal 2	4 + 2

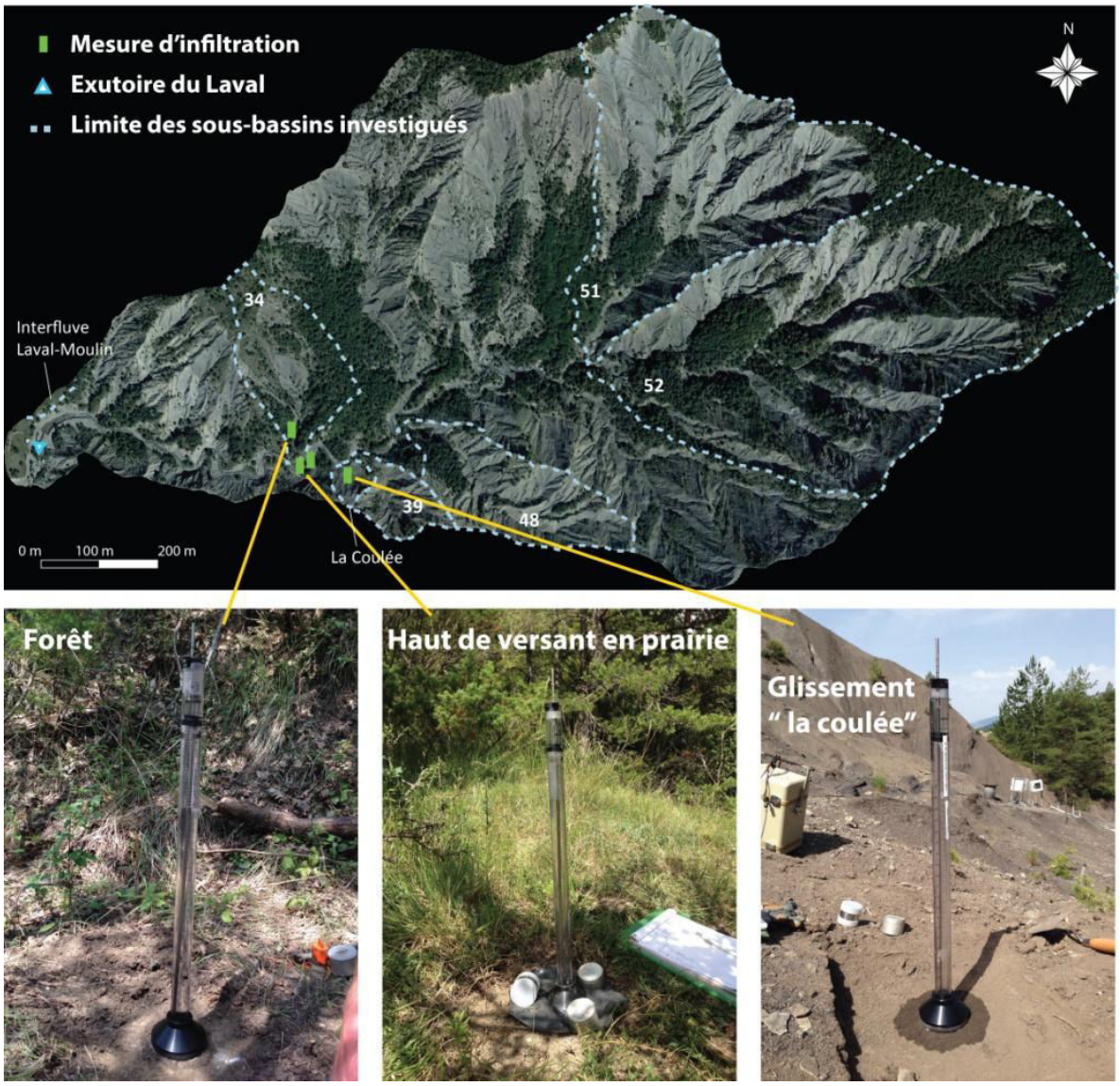


Figure 2.23 : Localisation des mesures d'infiltrométrie effectuées en juillet 2015.

En complément des mesures d'infiltrométrie, et de manière à interpréter les données de teneur en eau, les propriétés hydrodynamiques des sols ont été caractérisées autour des sondes capacitives à l'aide de prélèvements d'échantillons de sols (Figure 2.24). Les prélèvements à l'aide de cylindres en acier de 100 cm^3 ont été analysés au laboratoire d'hydrogéologie de l'Université d'Avignon pour mesurer des valeurs de teneur en eau, de porosité et de densité apparente. Une seconde partie des prélèvements a été analysée au laboratoire d'analyses des sols et des formations superficielles de Strasbourg (EOST UMS830 CNRS-UdS), pour la mesure des valeurs de conductivité à saturation et l'obtention des courbes de rétention hydrique. En parallèle, des échantillons de sol ont été prélevés à l'aide d'une tarière pour mesurer la teneur en eau des sols au niveau des sondes 10HS. La teneur en eau massique a été calculée directement en comparant leur poids avant et après séchage en étuve. Puis la teneur en eau volumique a été calculée à l'aide des valeurs de densité apparente.

Figure 2.24 : Localisation des sites de prélèvement des échantillons de sol et de mesure d'infiltrométrie in situ au sein du Laval depuis 2000. Les prélèvements de sol sont effectués à l'aide d'une tarière ou d'un cylindre. Les échantillons de sol sont ensuite analysés en laboratoire pour obtenir les propriétés hydrodynamiques des sols.

Au total, 30 échantillons ont été prélevés à la tarière entre 10cm et 20cm de profondeur au voisinage de 10 sondes Decagon (3 prélèvements par sonde), et 36 cylindres ont été prélevés entre 12.5 cm et 17.5 cm de profondeur (correspondant à la hauteur des cylindres (5 cm) et à la profondeur de mesure des sondes 10HS (de 10 cm à 20 cm). Un à deux échantillons ont été prélevés lorsque la nature du substrat le permettait. En marne, par exemple, le prélèvement était compliqué en raison du manque de cohésion du régolithe. L'ensemble des données acquises a permis de caractériser les sols (porosité, densité apparente) mais aussi d'évaluer la teneur en eau et de calibrer les sondes 10HS (Tableau 2.6).

Tableau 2.6 : Présentation des propriétés hydrodynamiques des formations superficielles au sein desquelles sont installées les sondes Decagon 10HS. Résultats issus des prélèvements de sol du 24 mars 2016.

ID	Sol/Occ Sol	Porosité moyenne (%)	Densité apparente (g/cm^3)
39.1	Fau1/Sol nu	0.43	1.51
39.2.1	Fau1/Sol nu	0.41	1.50
39.2.2	Fau1/Sol nu	0.40	1.55
39.2.3	Fau1/Sol nu	0.40	1.53
51.1	Fau2/Forestier pionnier	0.34	1.73
51.2	Fau1/Sol nu	0.30	1.86
51.3	Fau1/Sol nu	0.45	1.46
52.3	Fau2/Forestier pionnier	0.48	1.36
34.1	Fal2/Forestier pionnier	0.46	1.40
34.2	Fal2/Pelouse	0.5	1.33
37.3	Fal2/Pelouse	0.46	1.41
52.1	Fal4/Forestier pionnier	0.43	1.49
52.2.1	Fal5/Forestier pionnier	0.45	1.45
52.2.2	Fal5/Forestier pionnier	0.5	1.32
52.2.3	Fal5/Forestier pionnier	0.43	1.46

3.2.2 Un réseau de capteurs diversifiés pour caractériser les variations de teneur en eau des solsen subsurface

Les variations de la teneur en eau en subsurface ont été mesurées de mai 2015 à novembre 2016 au sein de versants à occupation des sols contrastée. La mesure par les sondes capacitives utilisées est basée sur la méthode FDR (Frequency Domain Reflectometry) consistant à polariser les électrodes de la sonde avec un champ alternatif à une fréquence donnée. Le sol contenu entre les deux électrodes, est alors utilisé comme un condensateur permettant de générer un courant électromagnétique dont le temps de charge est lié à la capacité du sol qui va réagir en conséquence et se polariser avec un déphasage proportionnel à sa permittivité diélectrique[7] (Gaudu *et al.*, 1993). L'eau ayant une permittivité diélectrique bien plus élevée (~80) que celle de l'air (1) et de la roche (4 à 5), le temps de charge peut alors être corrélé à la teneur en eau du sol (*Decagon Devices®, 2016*). Les différents modèles de sonde choisis ont permis d'acquérir des données :

- Très proche de la surface (entre 0 cm et 10 cm)
- En continu (entre 10 cm et 20 cm de profondeur)
- Le long de profils verticaux (entre 10 cm à 40 cm de profondeur)

Le premier type de sonde est représenté par le modèle 10HS (*Decagon Devices®*). Elle se compose de deux électrodes plates de 10 cm de longueur. Chaque sonde a été installée verticalement de façon à obtenir une valeur de teneur en eau moyennée entre 10 cm et 20 cm de profondeur (Figure 2.25). L'installation verticale permet de réduire la possibilité que l'eau stagne le long des électrodes. Avant enfouissement des sondes dans le sol, une pré-insertion était effectuée à l'aide d'un guide dont la forme et les dimensions étaient similaires aux électrodes. Cette démarche a permis de vérifier l'absence de racines et/ou cailloux avant insertion des sondes. La sonde est connectée à un câble la reliant à un *data logger* (boîtier d'acquisition des données) de type EM5b (*Decagon Devices®*) sur lequel peuvent être branchées jusqu'à 4 sondes (de la marque *Decagon Devices®*). L'EM5b, alimenté par piles, a une capacité de stockage des données de 36 jours pour une acquisition continue au pas de temps de 15 min. En période "humide" (avril à juin et de septembre à

[7]**Permittivité diélectrique :** La permittivité décrit la réponse d'un milieu donné à un champ électrique appliqué. Les variations de la permittivité diélectrique dans un sol sont fortement liées aux variations de teneur en eau.

décembre), le pas de temps d'acquisition est de 15 minutes tandis qu'en période "sèche" (janvier à mars, juillet et août), il est de 60 minutes pour permettre de stocker les données sur une durée d'environ 4 mois.

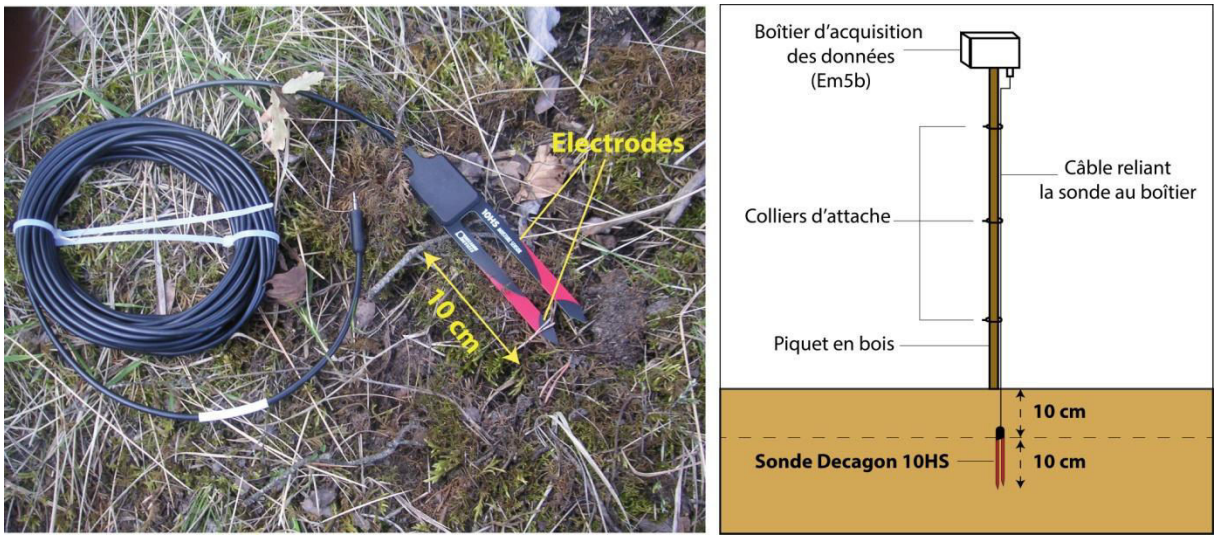


Figure 2.25 : Présentation de la sonde capacitive 10HS.

Une première campagne d'installation menée en mai 2015 a permis d'installer 10 sondes sur des versants à occupation des sols, type de sol et orientation variés (Tableau 2.7). En 2016, deux versants à occupation des sols contrastée (Tableau 2.9) ont été équipés en complément, de façon à suivre les variations de teneur en eau d'amont en aval, sur une plus petite surface (de 46 m² à 63 m²). Au total, la teneur en eau des sols a été mesurée par des sondes 10HS au niveau de 18 points dont 6 en zone dénudée, 5 en zone de pelouse et 7 en zone forestière (Figure 2.26).

Tableau 2.7 : Présentation des points de mesure de teneur en eau par les sondes capacitives 10HS de mai 2015 à novembre 2016.

ID	Sous-bassins	Date d'installation	Sol / occupation du sol	Orientation	Position sur le versant
34.1	34	01/05/2015	Fal 2 / Forestier pionnier	Sud/Sud-Est	Bas
34.2	34	01/05/2015	Fal 2 / Pelouse	Sud/Sud-Est	Haut
37.1	34	05/05/2016	Fal 2 / Pelouse	Sud/Sud-Ouest	Haut
37.2	34	05/05/2016	Fal 2 / Pelouse	Sud/Sud-Ouest	Milieu
37.3	34	05/05/2016	Fal 2 / Pelouse	Sud/Sud-Ouest	Bas
37.4	exutoire Laval	05/05/2016	Fal 2 / Pelouse	Sud/Sud-Ouest	Bas
39.1	39	01/05/2015	Fau 1 / Marne	Nord / Nord-Est	Haut
39.2.1	39	08/04/2015	Fau 1 / Marne	Nord / Nord-Est	Haut
39.2.2	39	11/05/2016	Fau 1 / Marne	Nord / Nord-Est	Milieu
39.2.3	51	08/04/2016	Fau 1 / Marne	Nord / Nord-Est	Bas
51.1	51	27/05/2015	Fau1 / Stade Pionnier	Sud/Sud-Est	Haut
51.2	51	27/05/2015	Fau 1 / Marne	Sud/Sud-Est	Bas
51.3	51	27/05/2015	Fau 1 / Marne	Nord / Nord-Ouest	Bas
52.1	52	27/05/2015	Fal 4 / Forestier pionnier	Sud/Sud-Est	Haut
52.2.1	52	08/04/2016	Fal 5 / Forestier pionnier	Nord	Haut
52.2.2	52	27/05/2015	Fal 5 / Forestier pionnier	Nord	Milieu
52.2.3	52	08/04/2016	Fal 5 / Forestier pionnier	Nord	Bas
52.3	52	27/05/2015	Fau2 / Forestier pionnier	Nord / Nord-Ouest	Haut

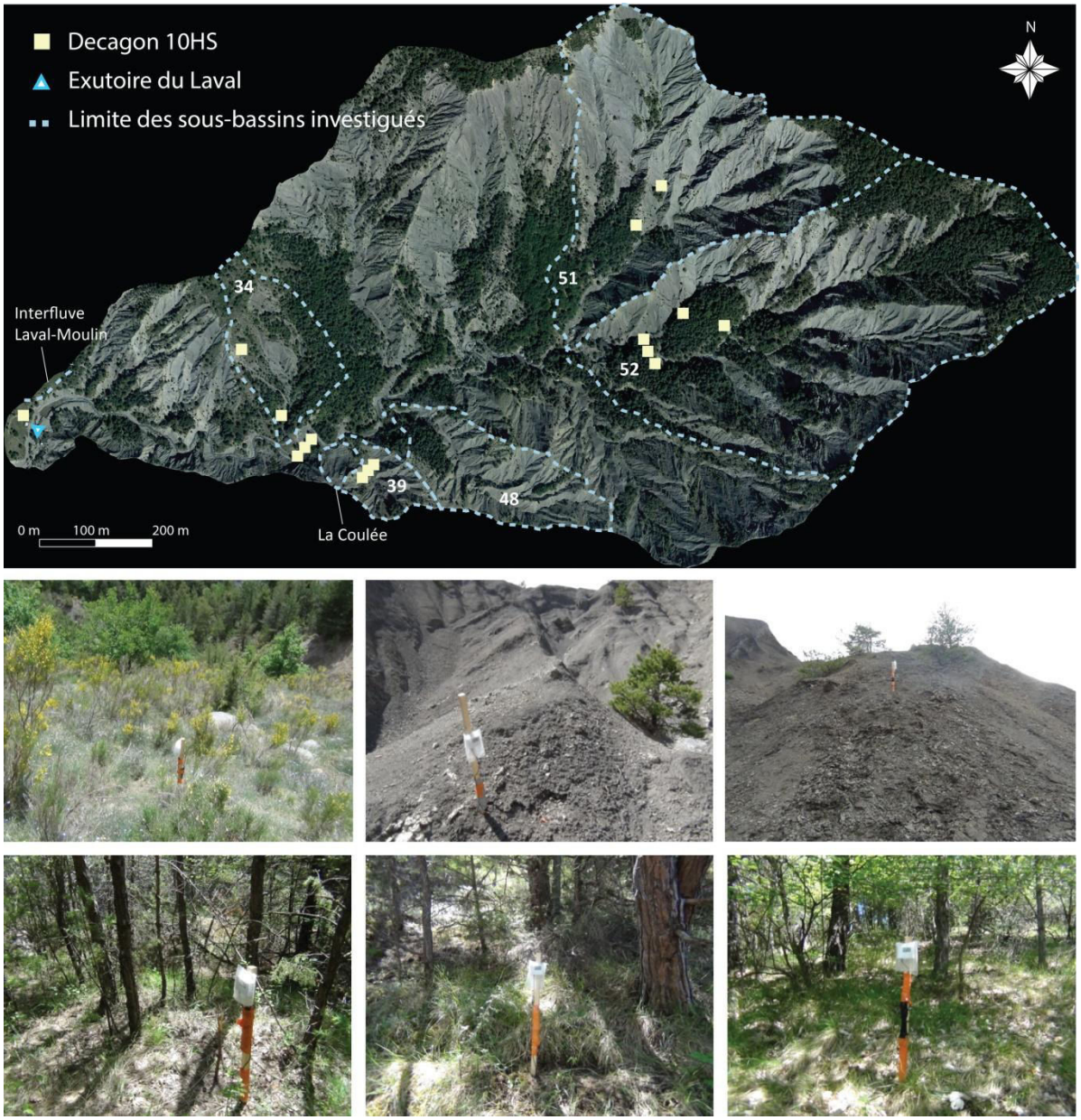


Figure 2.26 : Localisation des sondes capacitives 10HS au sein du bassin versant du Laval. Les photos ci-dessus illustrent la diversité des environnements étudiés.

On dispose d'une première partie de la chronique sans lacunes (de mai 2015 à avril 2016) avec 10 sondes, et d'une seconde plus complète jusqu'en novembre 2016, avec deux sondes présentant des lacunes (Figure 2.27). La sonde 39.1, présentant des valeurs aberrantes, a été enlevée à partir d'avril 2016 pour être installée à l'exutoire du Laval et devenir la sonde 37.4. La sonde 37.1, installée en mai 2016 a présentée une forte chute des valeurs enregistrées à partir d'août 2016. Dès lors, la sonde a enregistré des variations avec des valeurs proches de 0 indiquant la possible présence de poches d'air autour des électrodes faussant la mesure de permittivité. Ces poches d'air peuvent être créées par des trous d'animaux ou par des variations de la structure du substrat en subsurface. Enfin, la sonde 52.2.3 présente une courte absence de données début mai 2016 en raison d'un souci de récupération des données ayant entrainé l'écrasement des données passées sur une dizaine de jours. La chronique finalement obtenue est relativement complète, indiquant la robustesse de la sonde capacitive 10HS grâce notamment à son autonomie.

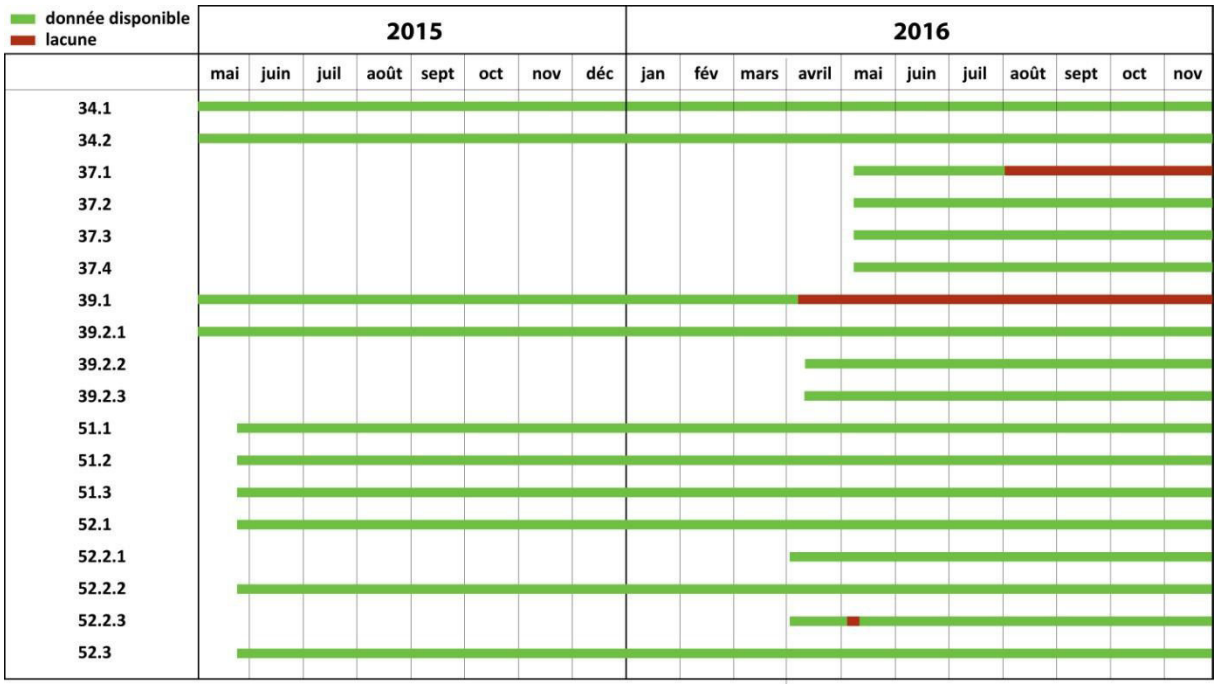


Figure 2.27 : Chronique et lacunes des données de teneur en eau enregistrées entre 10 et 20 cm de profondeur par les sondes 10HS de mai 2015 à novembre 2016.

Parallèlement au réseau de capteurs 10HS, des tubes d'accueil d'une sonde de profil de type PR2 (*Delta-T* ®) ont été installés pour estimer la teneur en eau plus en profondeur. Cette sonde, prenant la forme d'une électrode à insérer dans un tube, mesure la teneur en eau des sols verticalement depuis la surface jusqu'à 40 cm de profondeur. La méthode de mesure est la même que celle des sondes 10HS, à savoir la méthode FDR (Frequency Domain Reflectometry), à part que les électrodes sont des anneaux superposés les uns aux autres permettant une mesure de teneur en eau tous les 10 cm depuis la surface.

Avant insertion des tubes, un trou a été réalisé en utilisant une gouge spécialement conçue pour l'installation des tubes d'accueil des PR2 (Figure 2.28). Les tubes ont ensuite été introduits progressivement à l'aide d'un maillet. La sonde PR2 était utilisée lors de campagnes de mesures itinérantes. Cette sonde peut également être utilisée pour mesurer la teneur en eau en continu en laissant la sonde en permanence dans le tube si elle est reliée à un système d'enregistrement autonome des données. Dans notre cas, les mesures s'effectuaient à l'aide d'un boîtier d'acquisition des données (data loggerHH2 par *Delta-T* ®) relié par un câble à la sonde et sur lequel étaient lues les valeurs de teneur en eau en fonction de la profondeur choisie par l'utilisateur. L'entrée du tube d'accueil enfoui dans le sol était protégée par un bouchon pour empêcher l'eau d'y pénétrer entre les campagnes de mesure.

Figure 2.28 : Présentation de l'installation et de la mesure d'une sonde capacitive PR2 (Delta-T ®). 1/ Réalisation d'un trou à l'aide d'une tarière spécialement conçue pour les tubes PR2. 2/ Insertion du tube d'accueil qui restera enfoui. 3/ Branchement de la sonde PR2 au boîtier de lecture des mesures HH2. 4/ Insertion de la sonde PR2 dans le tube d'accueil après avoir au préalablement enlevé la sonde du tube protecteur. 5/ Lecture de la mesure sur le boîtier d'acquisition des données.

Dans un premier temps, 7 tubes ont été installés près des sondes 10HS (entre fin août et fin octobre 2015), en forêt, en pelouse, et sur des surfaces dénudées (au niveau des sous-bassins 34, 48, 51 et 52) (Tableau 2.8). La présence d'un sol épais et développé a rendu l'installation plus facile en forêt qu'en pelouse (sol moins épais et composé de calcaire) et en zone dénudée (régolithe marneux peu cohésif). Toutes les tubes ont été installés jusqu'à 40 cm de profondeur, hormis au niveau du point 51.5 (situé en zone dénudée) où la marne saine a été atteinte dès 30 cm de profondeur. En 2016, la caractérisation entre mai et juin des variations de teneur en eau en subsurface de 3 versants a permis de compléter le réseau existant avec l'installation de 6 tubes supplémentaires. Au total, 13 profils verticaux ont été sondés entre mai 2015 et novembre 2016 (Figure 2.29).

Tableau 2.8 : Présentation des points de mesure de teneur en eau par les sondes capacitives PR2 de mai 2015 à novembre 2016.

ID	Sous-bassin	Date d'installation	Sol / occupation du sol	Orientation	Position sur le versant
34.1	34	28/08/2015	Fal 2 / Forestier pionnier	Sud/Sud-Est	Bas
34.2	34	28/08/2015	Fal 2 / Pelouse	Sud/Sud-Est	Haut
37.1	34	04/05/2016	Fal 2 / Pelouse	Sud/Sud-Ouest	Haut
37.2	34	04/05/2016	Fal 2 / Pelouse	Sud/Sud-Ouest	Milieu
37.3	34	04/05/2016	Fal 2 / Pelouse	Sud/Sud-Ouest	Bas
48.1	48	26/10/2015	Fau 1 / Stade Pionnier	Nord / Nord-Ouest	Bas
51.1	51	14/06/2016	Fau1b / Stade Pionnier	Sud/Sud-Est	Haut
51.3	51	26/10/2015	Fau 1b / Marne	Nord / Nord-Ouest	Bas
51.5	51	26/10/2015	Fau 1b / Marne	Sud / Sud-Est	Bas
52.2.1	52	04/05/2016	Fal 5 / Forestier pionnier	Nord	Haut
52.2.2	52	26/10/2015	Fal 5 / Forestier pionnier	Nord	Milieu
52.2.3	52	04/05/2016	Fal 5 / Forestier pionnier	Nord	Bas

52.3	52	28/08/2015	Fau2 / Forestier pionnier	Nord / Nord-Ouest	Haut

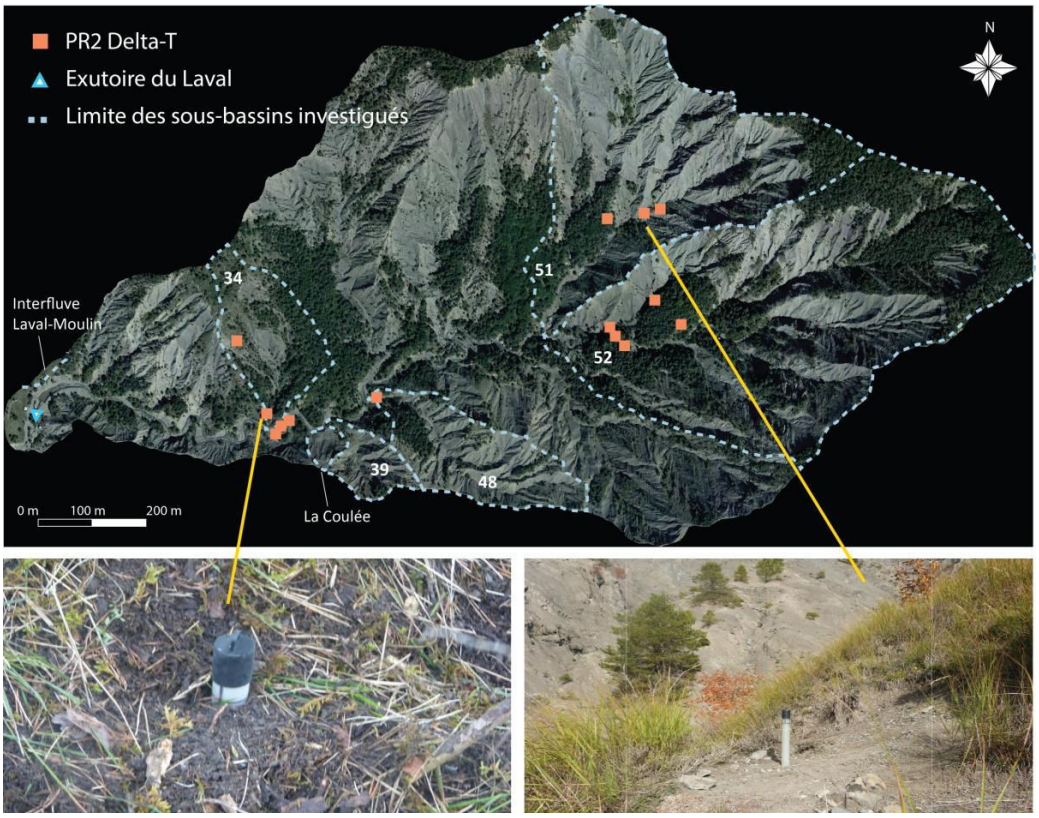


Figure 2.29 : Localisation des sondes PR2 au sein du bassin versant du Laval.

Lors des 14 campagnes de mesure durant lesquelles la sonde PR2 a été utilisée, tous les points n'ont pas été systématiquement visités (Figure 2.30). En 2015, 8 points de mesure ont été suivis de façon discontinue dans le temps. En 2016, 13 points de mesure au total ont été suivis, dont 6 de façon régulière en mai et juin. Cette période correspond à la période de caractérisation des variations de teneur en eau en subsurface sur 3 versants. Les lacunes observées sont liées à la présence d'eau dans les tubes, provoquée lorsque les bouchons de protection étaient enlevés par les animaux. Il était alors impossible de réaliser des mesures tant que le tube n'avait pas été séché, ce qui demandait de les extraire du sol pour les réinstaller (au sein d'un nouveau trou) après séchage. L'eau a impacté au total 5 tubes sur 13.

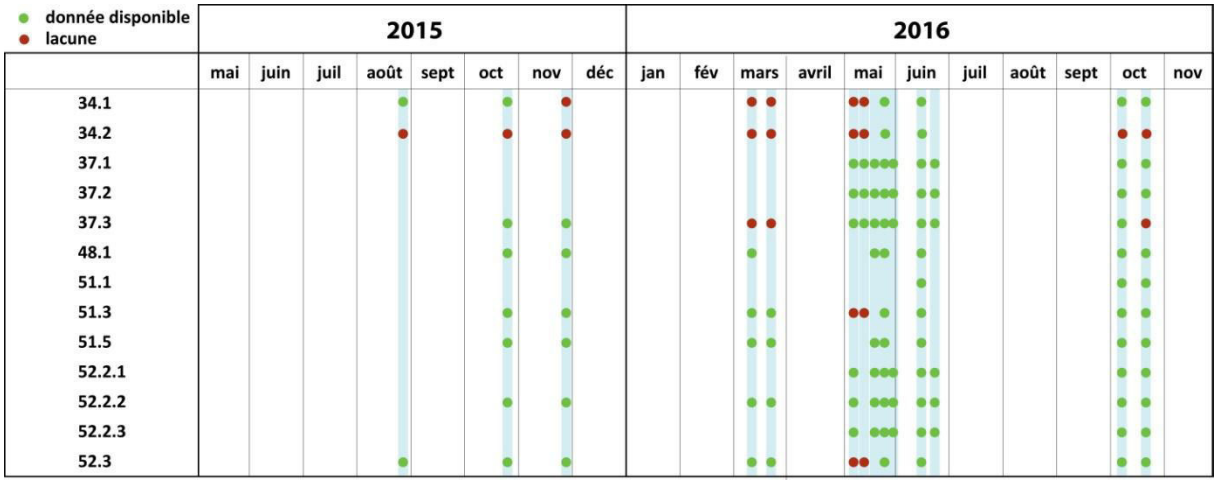


Figure 2.30 : Chronique et lacunes des données de teneur en eau enregistrées entre 10 cm et 40 cm de profondeur par les sondes PR2 de mai 2015 à novembre 2016.

Enfin, un troisième type de sonde capacitive, la sonde ML3 (*Delta-T* ®), a été utilisée pour mesurer la teneur en eau en subsurface au sein de 3 versants à occupation des sols diverses (Figure 2.31). La sonde ML3 fonctionne sur le même principe de mesure que les sondes 10HS et PR2 (Frequency Domain Reflectometry). Tout comme la sonde PR2, la mesure se fait manuellement à l'aide du data logger HH2 (*Delta-T* ®) et de façon ponctuelle. Composée de quatre électrodes de 8 cm chacune, elle permet de réaliser un grand nombre de mesures de façon itinérante, sans avoir à réaliser de pré-trou ou à installer de tube d'accès.

Figure 2.31 : Présentation de la sonde capacitive ML3.

La sonde ML3 a donc été utilisée pour caractériser l'évolution de l'état hydrique d'un versant forestier, d'un versant recouvert de pelouse, et d'un versant mixte (interfluve Laval-Moulin) composé (de l'amont vers l'aval) d'une partie forestière, puis de pelouse en enfin de marne dénudée (Figure 2.32). Au-delà de l'occupation des sols, ces versants ont été choisis en raison de leur accès et de l'instrumentation déjà existante. Les versants "pelouse" et "forêt", déjà équipés d'une sonde 10HS doublée d'une sonde de profil PR2, ont été complétés chacun par deux sondes 10HS et deux sondes PR2 supplémentaires de façon à obtenir un suivi le long d'un transect amont-aval sur les versants. Quant à l'interfluve Laval-Moulin, il était équipé de deux fibres optiques (mesure de la température de l'air et du sol à différentes profondeurs) associées à un réseau de sondes de mesure de la teneur en eau (projet CRITEX).

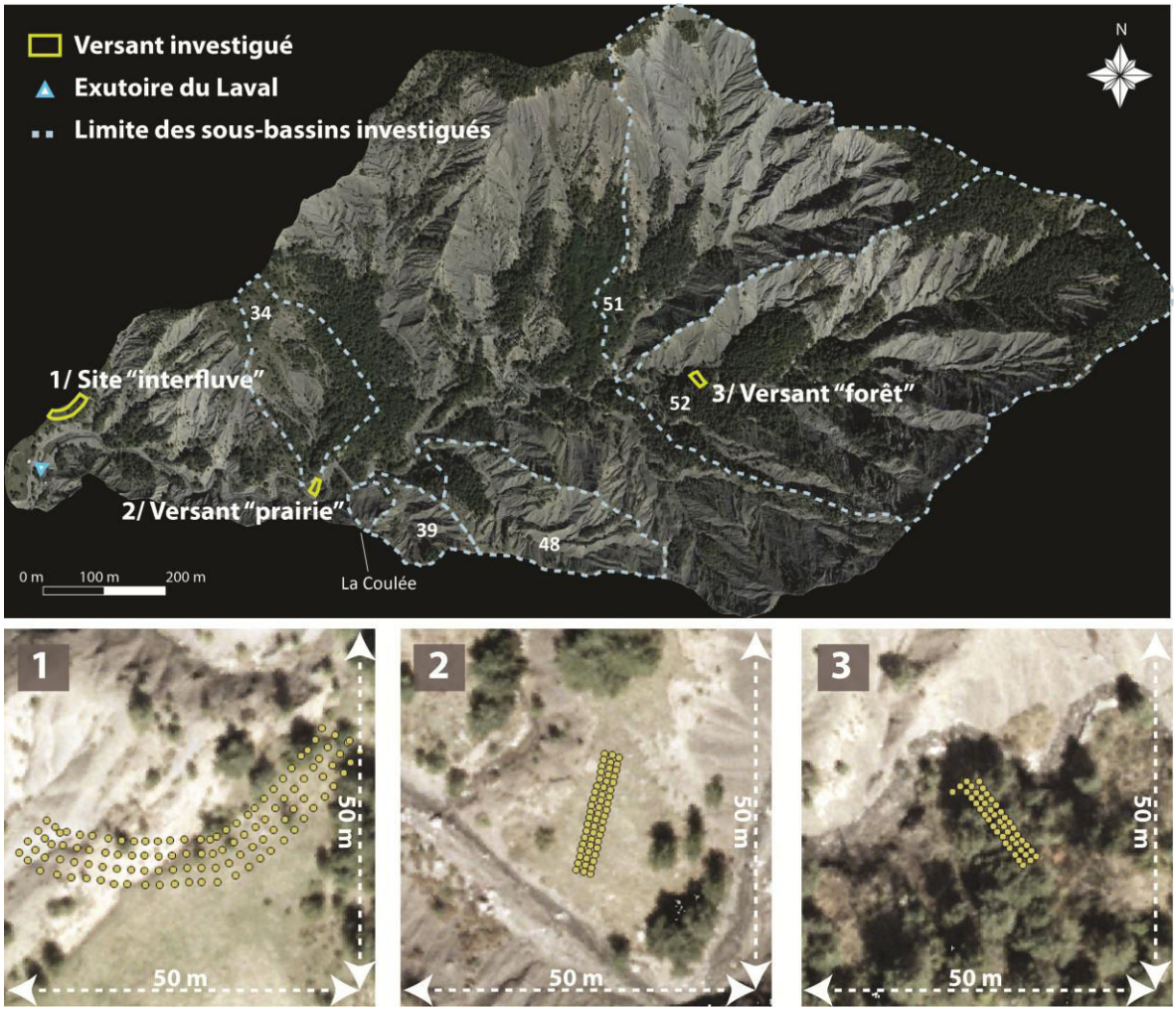


Figure 2.32 : Localisation des versants investigués par les sondes ML3.

Quatre campagnes de mesure ont été menées entre mai et juin 2016. Chaque versant a été préalablement quadrillé par des mailles d'un mètre de côté, puis chaque nœud a été géo référencé (à l'aide d'un GPS différentiel) et caractérisé par un drapeau marqué d'un identifiant. Au total, 112 points ont été suivis sur l'interfluve, 63 points sur le versant "pelouse" et 45 sur le versant "forêt" (Tableau 2.9). La mesure de la teneur en eau a été répétée trois fois par point de façon à estimer la variabilité des valeurs localement et d'estimer l'erreur de mesure de la sonde. La moyenne par point a été ensuite calculée pour la spatialisation des données à l'échelle des versants. En raison d'un problème de connexion entre la sonde et le câble la reliant au data logger, une sonde de type ML2 (version antérieure à la ML3) a été utilisée en remplacement lors des deux dernières campagnes.

Tableau 2.9 : Présentation des mesures de teneur en eau par les sondes capacitives ML3 en mai et juin 2016.

ID	Bassin	Sol / occupation du sol	Surface (m²)	Nombre de point de mesure
Versant forêt	52	Fal 5 / Forestier pionnier	28	45
Versant pelouse	34	Fal 2 / Pelouse	40	63
Interfluve	Laval/Moulin	Fal 2 / Forestier pionnier Fal 4 / Pelouse Fau 1 / Sol nu	81	112

3.2.3 Mesure des flux d'eau libre dans le sol

Des mini lysimètres (prototype INRA) ont permis de caractériser les flux d'eau dans le sol de façon très localisée à l'échelle événementielle (Figure 2.33). L'eau récoltée est stockée dans un réservoir. La vitesse de remplissage est mesurée, et la mesure est datée. Lorsque le réservoir est plein, il est vidé et la mesure est stockée sur un support amovible (carte SD).

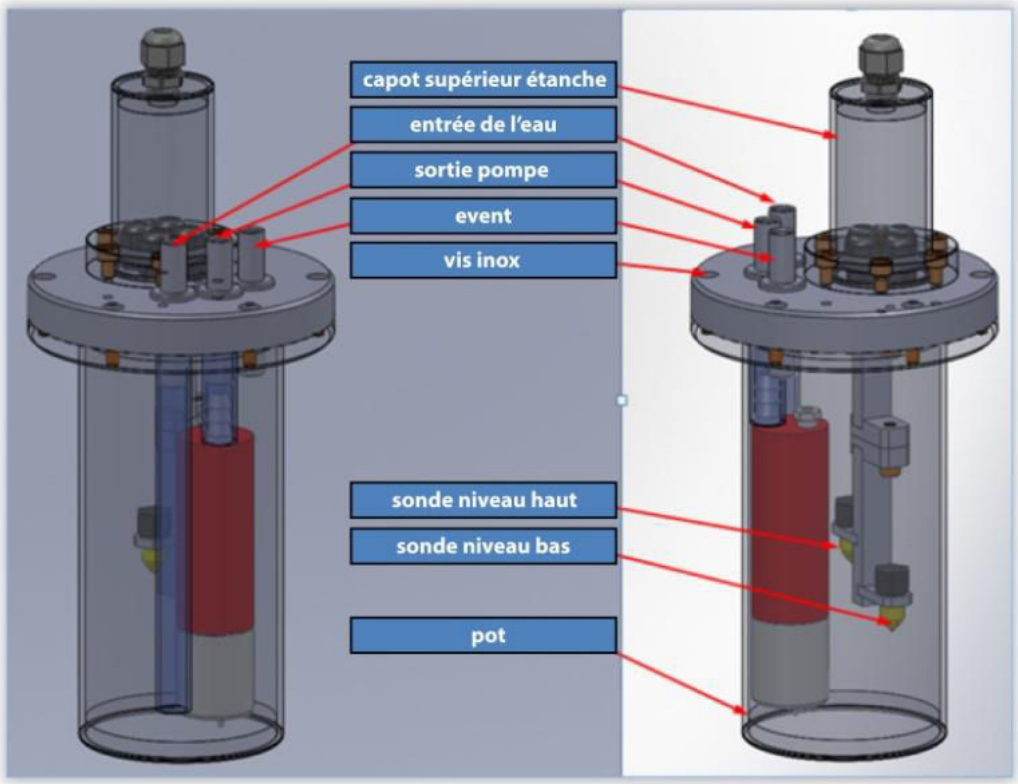


Figure 2.33 : Caractéristiques du pot de récupération des eaux (d'après Franck Tison, 2017).

Deux mini lysimètres ont été installés sous couvert forestier (juillet 2015) et sur un versant recouvert de pelouse (mai 2016). L'installation s'est effectuée en 6 étapes:

1/ Prélèvement d'une tranche de sol d'une quinzaine de centimètres d'épaisseur, et de largeur et longueur similaires aux dimensions du mini lysimètres;
2/ Mise à niveau du sol et installation du mini lysimètre au sein de l'excavation;
3/ Remplissage du mini lysimètre avec des galets pour filtrer les sédiments et matériaux grossiers contenus dans les écoulements;
4/ Recouvrement de l'instrument par la tranche de sol prélevée;
5/ Installation du compteur récupérant les eaux écoulées;
6/ Mise en place d'une liaison vers le compteur (intégré dans le pot de récupération des eaux), puis branchement sur la centrale d'acquisition alimentée par une batterie reliée à un panneau solaire.

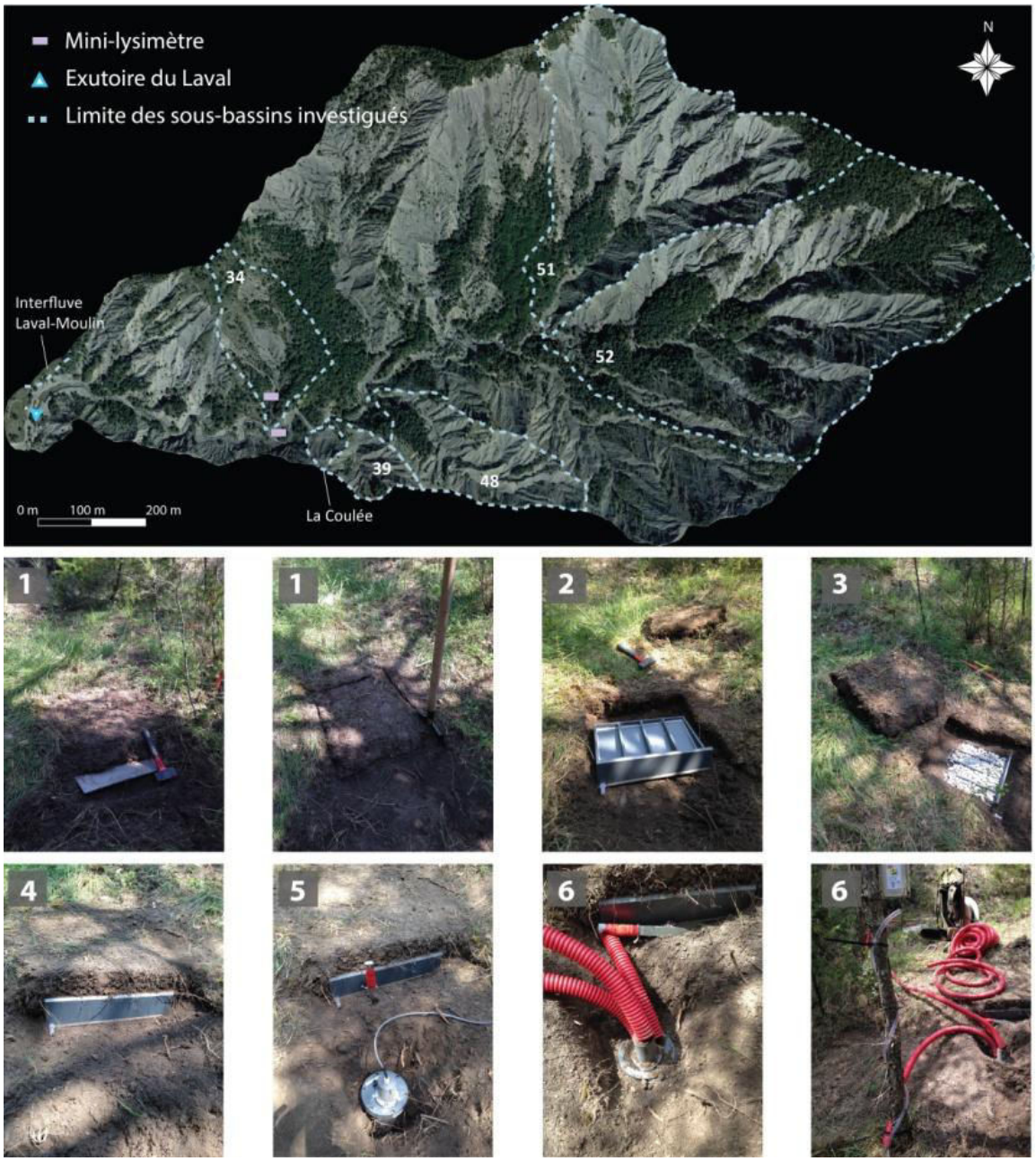


Figure 2.34 : Localisation des mini lysimètres et installation au sein de la station de bilan hydrique sous végétation du sous-bassin 34.

Des soucis de batterie ont impacté les données acquises par le mini lysimètre installé au niveau de la station de bilan hydrique sous végétation du sous-bassin 34. Le câble reliant la station d'acquisition des données au panneau solaire s'est arraché sous le poids de la gaine durant l'hiver 2016. Pensant à un défaut lié à l'instrument lui-même, ce n'est que fin 2016 que le problème lié à la batterie a été identifié. En effet, le panneau solaire est situé à une cinquantaine de mètres de la station de bilan hydrique au sein d'un versant non visité sur l'itinéraire de récupération des données routinières.

3.3 Suivi chimique et isotopique des eaux du Laval

Des campagnes de suivi chimique et isotopique des eaux du Laval ont été menées à l'automne 2015 et 2016. L'utilisation de traceurs chimiques et isotopiques permet d'appréhender la participation des différentes

masses d'eau et de mieux comprendre les processus hydrologiques associés. La séparation de l'hydrogramme de crue basée sur les équations de conservation de la masse d'eau et de traceurs permet de différencier les différents réservoirs contributifs (Blavoux, 1978 ; McDonnell et Beven, 2014). La contribution potentielle des différents réservoirs hydrologiques en période de crue a été étudiée à l'aide du prélèvement des eaux de pluie, des eaux de ruissellement de surface, et des eaux du sol, destinés à des analyses isotopiques (^{18}O, ^{2}H), chimiques (cations et anions majeurs) et physico-chimiques (conductivité électrique) qui ont été réalisées en laboratoire (Equipe Hydro, EMMAH, Université d'Avignon).

L'eau transitant dans le sol a été prélevée à l'aide de trois bougies poreuses installées en secteur forestier, au niveau de la station de bilan hydrique sous végétation du sous-bassin 34. Une bougie poreuse est constituée d'une céramique poreuse, collée sur une canne d'accès introduite dans le sol pour prélever de l'eau disponible (Figure 2.35). Cette extraction est rendue possible grâce à une dépression créée à l'intérieur de la canne d'accès par une pompe à vide. Une fois la solution transférée à l'intérieur de la canne, celle-ci peut être alors recueillie pour des analyses en laboratoire (Cras, 2005). Après extraction, il suffit de refaire le vide à l'intérieur de la bougie afin qu'elle concentre de nouveau l'eau du sol qui l'entoure. L'eau contenue dans les bougies a été récupérée lors de chaque campagne de collecte des données. Un échantillon était prélevé avant et après les précipitations, de façon à caractériser la part d'eau pré-événementielle et événementielle s'infiltrant dans le sol.

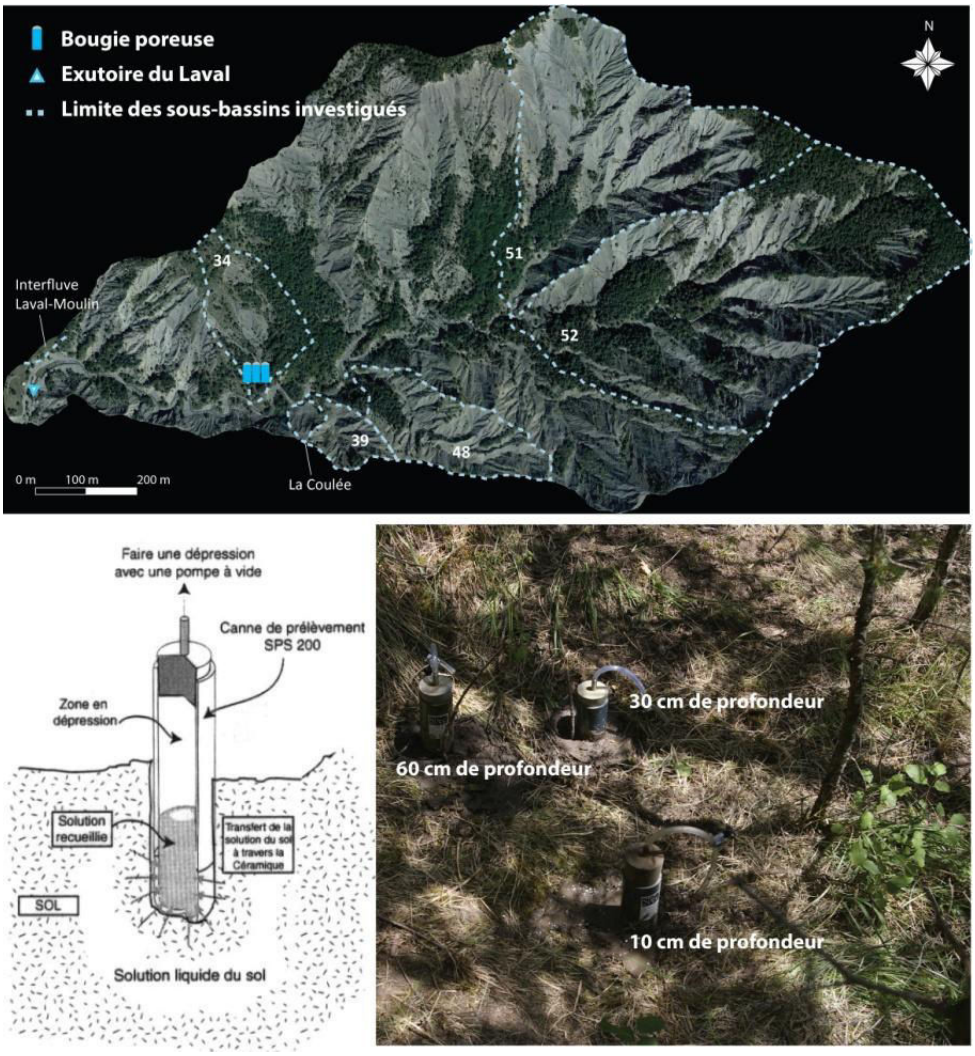


Figure 2.35 : Fonctionnement et localisation des bougies poreuses installées au niveau de la station de bilan hydrique du sous-bassin 34.

Les trois bougies poreuses ont été installées en juillet 2015 à trois profondeurs différentes (Tableau 2.10) de façon à caractériser le temps de transit de l'eau depuis la surface, l'infiltration dans le sol à l'échelle événementielle, ainsi que le stockage de l'eau dans le sol. La présence ou l'absence d'eau selon la profondeur est un bon indicateur de stockage. D'ailleurs, la quantité d'eau extraite était généralement décroissante avec la profondeur, indiquant un stockage plus important de l'eau entre 0 et environ 15 cm de profondeur. Les premiers échantillons ont été récupérés à partir de l'automne 2015. Au total, 38 échantillons ont été analysés dont 20 en 2015 et 18 en 2016.

Tableau 2.10 : Présentation des points de prélèvements de l'eau du sol à 3 profondeurs par des bougies poreuses de juillet 2015 à novembre 2016.

ID	Date d'installation	Sol / occupation du sol	Profondeur (cm)	Position sur le versant
Bougie 1	04/07/2015	Fal 2 / Forestier pionnier	10	Bas
Bougie 2	04/07/2015	Fal 2 / Forestier pionnier	30	Bas
Bougie 3	04/07/2015	Fal 2 / Forestier pionnier	60	Bas

L'eau de crue au sein du Laval (sous-bassins 34 et 48) a été prélevée par des préleveurs automatiques de type *ISCO*® permettant d'obtenir jusqu'à 24 échantillons de 500 ml ou 1000 ml à pas de temps régulier (Figure 2.36). Les préleveurs étaient programmés et déclenchés sur place, avant l'épisode pluvieux, permettant d'horodater les échantillons. Le pas de temps d'échantillonnage a été choisi arbitrairement, en fonction de la durée des épisodes pluvieux prévus, et de la réponse hydrologique potentiellement attendue (tout en tenant compte de la saison, des antécédents pluviométriques et de l'état de saturation en eau). Le pas de temps de prélèvement a varié ainsi de 5 à 15 minutes pour les épisodes courts (1h à 6h) et était de 30 minutes pour les épisodes plus longs (> 6h). L'eau de crue du sous-bassin de la Roubine, et des bassins du Laval et du Brusquet ont été prélevées par les préleveurs de l'ORE Draix de type ISCO 3700.En complément, des échantillons d'eau pré-événementielle et post-événementielle étaient prélevés manuellement aux exutoires des sous-bassins 34, 39, 48, 51, 52 et de celui du Laval.

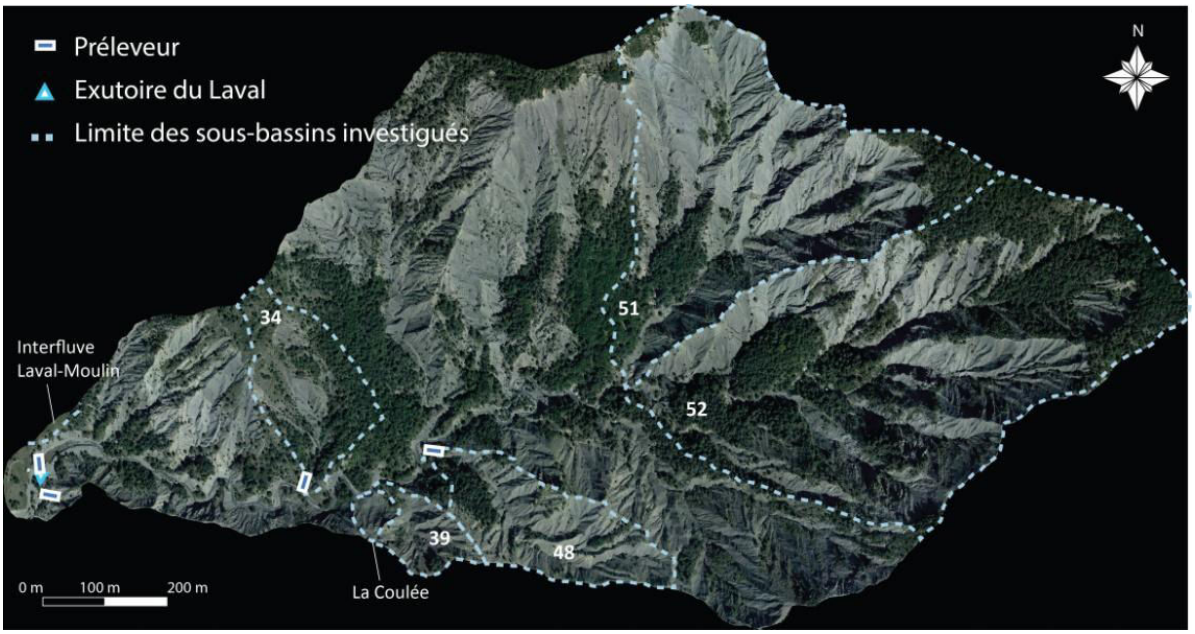


Figure 2.36 : Localisation des préleveurs automatiques échantillonnant les eaux du Laval. Un cinquième préleveur est localisé à l'exutoire du bassin versant boisé du Brusquet.

Le préleveur du sous-bassin 34 a été installé en septembre 2015, et celui du sous-bassin 48 en octobre 2015 (Tableau 2.11). Les sous-bassins 51 et 52 n'ont pu être équipés en raison de la distance les séparant de l'exutoire. Leur déclenchement manuel lors des épisodes pluvieux aurait engendré un risque élevé pour l'opérateur au regard du temps de réponse parfois très court du Laval (moins de 10 minutes). Quant au sous-bassin 39, il n'a pas été équipé d'un préleveur car la Roubine permet déjà de caractériser la signature chimique et isotopique d'un petit sous-bassin majoritairement dénudé. Les préleveurs de la Roubine, du Laval et du Brusquet étaient déjà installés et suivis par Sébastien Klotz (IRSTEA).

Tableau 2.11 : Présentation des points de prélèvement de l'eau de surface aux exutoires des sous-bassins 34 et 48, du sous-bassin de la Roubine et des bassins du Laval et du Brusquet.

ID	Date d'installation	Part de sol nu du BV (%)	Surface du bassin (ha)
ISCO BV34	Septembre 2015	17.9	3.2
ISCO BV48	Octobre 2015	77.7	3.8
Roubine	-	79	0.1
Laval	-	65	86
Brusquet	-	13	108

En parallèle, le marquage isotopique de la pluie à l'échelle événementielle a été étudié à l'aide de deux collecteurs séquentiels installés à l'exutoire du Laval (Figure 2.37). Les deux systèmes sont des adaptations du système conçu par Bourrié en 1976. Ils consistent en une succession de flacons se remplissant les uns après les autres à l'aide de capillaires connectés entre eux par des raccords trois voies (Marc, 1994). Le premier dispositif permet un séquençage très fin de la pluie à pas de 3 mm, avec un total de 35 échantillons permettant de collecter l'eau d'un épisode dont le cumul peut aller jusqu'à 105mm. Le second est un pluviorécepteur de 962 cm² permet un séquençage plus grossier compte tenu du volume des flacons (3 de 150 ml, 3 de 500 ml et 2 de 1000 ml), permettant de fractionner une pluie de 51 mm maximum(Celle, 2000).La présence de capillaires rigides permet de limiter les mélanges (inférieurs à 5% ; Lastennet, 1994) et les flacons sont protégés de la lumière par le contenant en plastique.

Figure 2.37 : Caractéristiques des deux collecteurs séquentiels de pluie utilisés.

Au total, les signatures chimiques et isotopiques des eaux de 11 crues automnales ont été étudiées en 2015 et en 2016 (Tableau 2.12). Des soucis provoqués par le manque d'étanchéité du collecteur séquentiel n°1 n'ont pas permis d'obtenir un échantillonnage fiable de la pluie événementielle pour les épisodes de l'année 2015. Après la campagne de 2015, le système a été entièrement démonté, tous les joints entre la planche, les flacons et les capillaires ont été changés, et le collecteur n°2 a permis d'échantillonner la pluie lors de 4 épisodes de crue. L'eau du sol a été prélevée entre chaque épisode jusqu'en novembre 2016. Concernant l'eau

du réseau, de nombreuses lacunes apparaissent au niveau des sous-bassins 34 et 48 car d'une part, il n'a pas été possible d'être systématiquement présent sur le site, d'autre part, les épisodes pluvieux durant lesquels les préleveurs ont été déclenchés n'ont pas systématiquement produits d'écoulements de crue. Enfin, les lacunes apparaissant au niveau des autres bassins sont principalement liées à des soucis de fonctionnement (Laval et Roubine) ou à l'absence d'écoulement dans le réseau (Brusquet).

Tableau 2.12 : Récapitulatif des campagnes de suivi chimique et isotopiques de 2015 et 2016.

Episode	Pluie séquencée	Eau du sol	Exutoire Laval	Exutoire Brusquet	Exutoire Roubine	Exutoire BV 34	Exutoire BV 48
14.09.2015		✓	✓		✓		
17.09.2015		✓	✓	✓	✓	✓	
28.09.2015		✓	✓	✓	✓	✓	
02.10.2015		✓				✓	✓
03.10.2015		✓	✓	✓	✓		
28.10.2015	✓	✓	✓			✓	
13.09.2016	✓	✓	✓		✓		
14.10.2016	✓	✓	✓		✓		
05.11.2016	✓	✓		✓	✓	✓	✓
21.11.2016			✓	✓	✓		
25.11.2016			✓		✓		

4 Analyse critique des données collectées

4.1 Divers dysfonctionnements techniques liés à des contraintes environnementales

L'investigation menée à l'échelle des différents sous-bassins a été contrainte par différents éléments liés aux conditions locales (pente, érosion, crue). L'occurrence de crues à aussi impacté la morphologie du réseau de thalweg par le déplacement de roches, l'extraction de matériaux aux berges ainsi que par le charriage incisant le lit du thalweg principal. L'instabilité des versants liée au caractère érosif des formations marneuses entraine des changements de topographie (glissement de terrain) rapides et brutaux qui ont perturbé le suivi des mesures voire même plus directement les instruments de mesures (Figure 2.38). De plus, les fortes pentes et les zones de végétation ont rendu compliqué l'accès à certaines zones. La possibilité d'observer la réaction interne du Laval à l'échelle événementielle est quasi impossible au regard de la réponse hydrologique très courte du bassin. Malheureusement, très peu de photos et de vidéos ont pu être prises à l'intérieur du bassin lors des pluies. Les tentatives de prises de vue en hauteur, sur les crêtes, se sont avérées plutôt dangereuses en raison de l'instabilité des sols provoquée par le ruissellement sur les interfluves dénudés. Lorsque des clichés existent, ils n'ont pu être réalisés de façon itinérante. Par souci de sécurité, les campagnes de terrain étaient stoppées en période orageuse, d'autant plus lorsque les zones à investiguer étaient trop éloignées de l'exutoire du Laval.

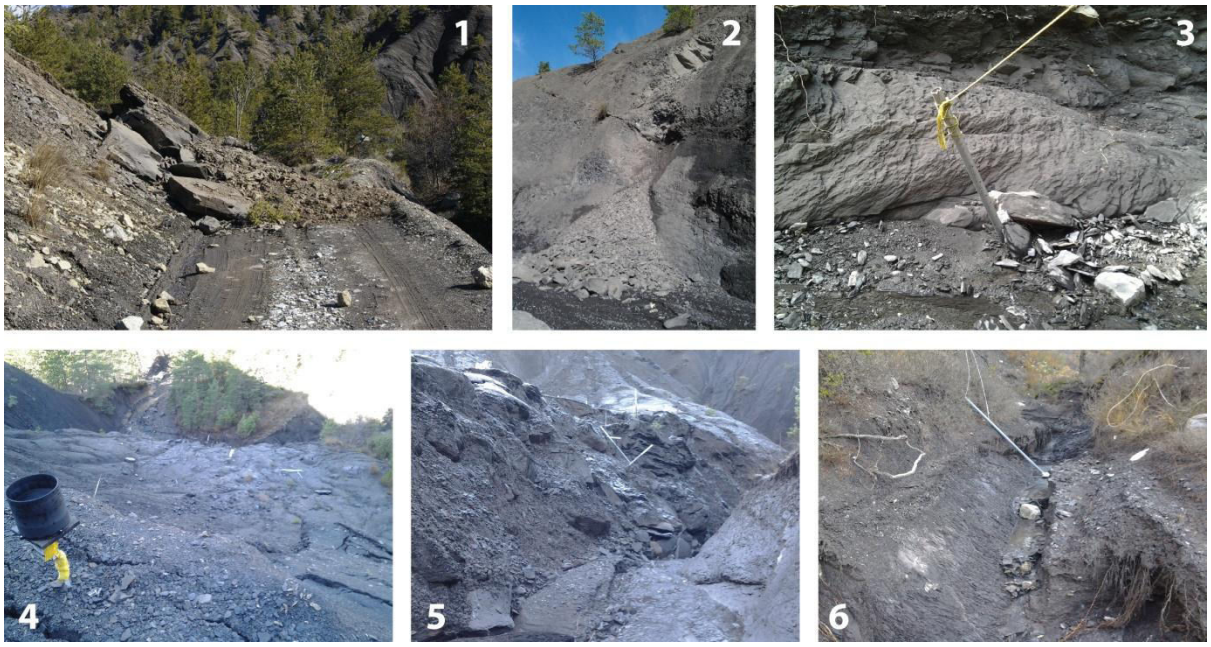


Figure 2.38 : Contraintes liées au terrain : 1/ Glissement de terrain barrant l'accès au site par la piste. 2/ Petit glissement dans le Laval. 3/ Station limnigraphique pliée suite à la crue du 5 novembre 2016. 4/ Un pluviographe (P5) menacé par l'avancée de la Coulée (zone de cisaillement). 5/ Instrumentation déplacée par l'avancée de la Coulée. 6/ Station limnigraphique déchaussée par l'érosion suite à la crue du 5 novembre 2016.

4.2 Critique des données hydrométéorologiques

4.2.1 Une faible variabilité spatiale des pluies à l'échelle événementielle

La vérification de la calibration des pluviographes (diamètre : 20.3 cm) installés au sein du Laval a mis en évidence une sous-estimation de 2 % de la pluie à chaque basculement d'augets. Après correction des valeurs enregistrées, l'analyse des cumuls à l'échelle événementielle en 2015 et 2016 a montré une faible variabilité de la pluviométrie au sein du Laval (Tableau 2.13). Les épisodes choisis présentent un cumul supérieur à la pluie limite de 20 mm (Mathys, 2006) et/ou ont provoqué un débit de pointe supérieur à 500 l/s. Sur 20 épisodes étudiés de juillet 2015 à novembre 2016, on trouve un très faible écart entre les pluviographes internes (de 0.3 % à 3.4 % de la pluie événementielle) et un faible écart moyen (3 % de la pluie événementielle)entre les pluviographes internes et P0 (exutoire du Laval). L'écart entre tous les pluviographes hors végétation (P1, P4, P5 et P6) n'est ni corrélé au cumul pluviométrique, ni à l'intensité de la pluie, ni à l'altitude. En revanche, l'écart entre P0 et les pluviographes sous végétation (P2 et P3) montre une relation linéaire ($R^2 = 0.74$).

Les très faibles variations entre les pluviographes internes installés hors végétation et P0 montrent une certaine homogénéité des totaux pluviométriques au sein du bassin à l'échelle événementielle durant la période étudiée. Ces observations permettent de considérer qu'un seul pluviographe hors végétation peut être représentatif de la pluviométrie à l'échelle du bassin pour étudier les crues observées. Ne présentant presque aucune lacune dans sa chronique (Figure 2.16), le pluviographe du Laval (P0) a été pris comme référence pour analyser la réponse hydrologique du bassin. Ceci a permis d'alléger la quantité de données à incrémenter dans les modèles hydrologiques (RuiCells, DHSVM).

Tableau 2.13 : Analyse de la variabilité spatio-temporelle de la pluie événementielle au sein du Laval

	Cumul (mm)						Durée (min)	Intensité max (mm/h sur 15min)						Intensité moyenne (mm/h)						ecart moyen	ecart moyen
	P0	P1	P2	P3	P4	P6	Laval	P0	P1	P2	P3	P4	P6	P0	P1	P2	P3	P4	P6	P0, P1, P4, P6	P0, P2 et P3
24/07/2015	46.2		41.9		46.7		330	38.4		43.7		46.7		8.3		7.6		8.5		0.3	2.2
23/08/2015	22.0		19.8		23.1		570	8		7.1		7.1		2.3		2.1		2.4		0.6	1.1
24/08/2015	38.8		36.1		38.6		420	47.2		54.8		40.6		5.5		5.2		5.5		0.1	1.4
13/09/2015 am	30.2		26.4	18.6	29.9		330	18.4		18.3	18.2	22.4		5.5		4.8	3.4	5.5		0.2	4.3
13/09/2015 pm	14.6		13.2	7.8	15.7		330	17.6		19.3	11.1	16.3		2.7		2.4	1.4	2.9		0.6	2.7
28/09/2015	50.4		31.5	29.6	39.1		705	34.4		16.3	15.2	17.3		4.3		2.7	2.5	3.3		5.7	8.8
02/10/2015	25.4		21.6	18.7	26.4		1050	7.2		6.1	6	7.1		1.5		1.2	1.1	1.5		0.5	2.3
03/10/2015	52.0		42.9	27.8	49.8		570	35.2		25.4	19.2	30.5		5.5		4.5	2.9	5.2		1.1	8.7
28/10/2015	28.2	25.6	21.6	15.3	26.7		345	18.4	18.3	15.2	10	15.2		4.9	4.5	3.8	2.7	4.6		0.9	4.3
07/02/2016	26.2	26.1				25.6	585	10.4	8.1				9.1	2.7	2.7				2.6	0.2	
05/03/2016	37.8	35.8				36.1	1590	10.4	11.2				11.2	1.5	1.4				1.4	0.8	
22/04/2016	28.8	24.4			24.4	22.1	570	13.6	9.1			10.1	9.1	3.0	2.6			2.6	2.3	1.9	
29/05/2016	20.2	18.8	17	13	17.8	18.5	660	14.4	11.2	10	8.08	10.2	11.2	1.8	1.7	1.5	1.2	1.6	1.7	0.7	2.5
16/06/2016	31.2	25.4	22.9	19.8	24.1	24.1	345	24	22.4	20.4	20.4	22.4	19.3	5.4	4.4	4.0	3.4	4.2	4.2	2.5	4.4
18/06/2016	36.8	36.1	32.5	28.2	36.1	37.3	255	31.2	29.5	30.5	26.5	31.5	31.5	8.7	8.5	7.7	6.6	8.5	8.8	0.5	2.9
12/09/2016	17.6		11.7	4.25			195	28		15.3	5			0.1		0.1	0.0			0.0	4.6
14/10/2016	54.2	50.5	41.9	32.3	50	53.3	1140	40	44.7	40.7	28.5	38.6	48.8	2.9	2.7	2.2	1.7	2.6	2.8	1.7	7.6
04.05/11/2016	46.8	39.6	36.1	25.4	42.9	42.2	1695	12	8.13	7.12	6.1	10.2	8.13	1.7	1.4	1.3	0.9	1.5	1.5	2.0	7.1
21.22/11/2015	88.6	78.2	57.2	39.1	77	77	1635	9.6	7.11	7.11	4.06	8.13	7.11	3.3	2.9	2.1	1.4	2.8	2.8	4.2	18.0
24.25/11/2016	97.8	96.5	78	60.7	91.9	94.5	1800	12.8	12.2	11.2	9.14	13.2	13.2	3.3	3.2	2.6	2.0	3.1	3.1	2.0	12.6

4.2.2 Des mesures de hauteur d'eau à l'exutoire des sous bassins contraintes par l'érosion

Le premier orage de l'été 2015 (08.06.2015, Qmax : 11.5 m^3/s) a provoqué une crue torrentielle très chargée qui a fortement impacté le réseau de mesure : deux stations (BV 39 et BV 52) ont été emportées dans le réseau et les sondes de pression ont été perdues, tandis que les dépôts observés au niveau de la station du BV 41 ont submergé la crépine (Figure 2.39). La nature des écoulements et le changement de forme des sections au niveau des exutoires nous ont contraints à nous focaliser sur les sections les plus stables et les moins impactées par les dépôts. Au final, cette crue particulièrement violente (orage de grêle) marquant la reprise des écoulements après presque deux mois sans précipitation a servi de test pour le suivi hydrologique des sous-bassins.

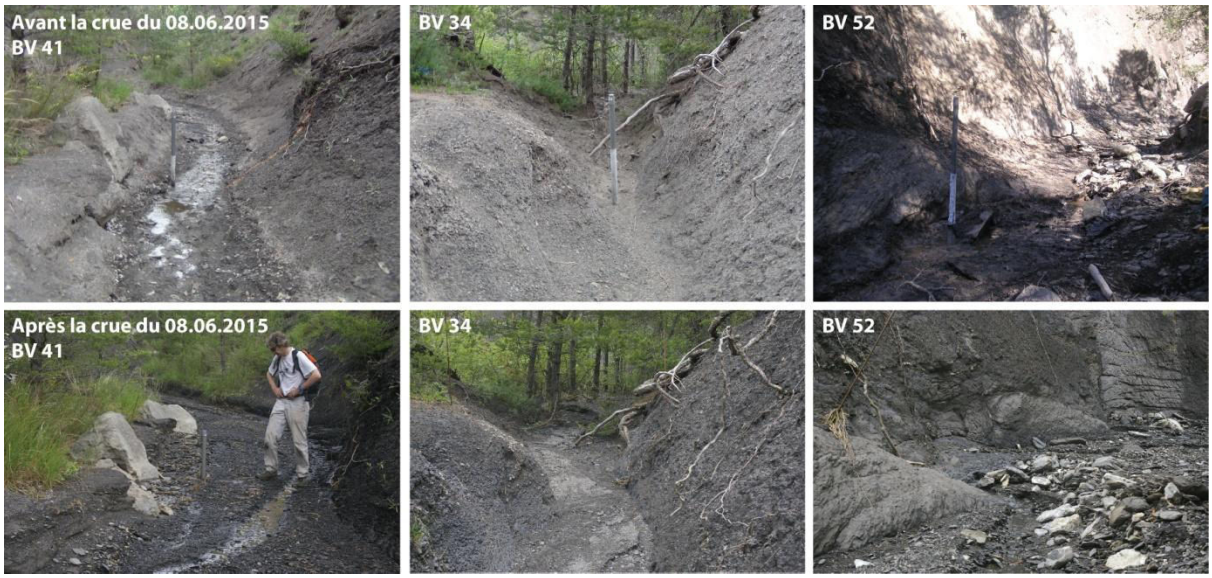


Figure 2.39 : Impacts de la crue du 08.06.2015 sur les stations limnigraphiques à l'exutoire des sous-bassins 41, 34 et 52

Les données obtenues sont contraintes par plusieurs facteurs :

1/ la forme de la section mouillée qui varie durant un évènement, entraînant des chemins d'écoulements qui peuvent être décalés par rapport au limnigraphe (Figure 2.40);
2/ la formation de petites embâcles obstruant l'écoulement de l'eau au sein de la crépine;
3/ Le remplissage du tube au cours d'un événement par les matières en suspension qui couvrent le capteur d'une couche boueuse.

Au final, ces données ont été interprétées lorsque les hauteurs d'eau enregistrées dépassaient l'erreur de mesure du capteur de (+/- 0.5 cm pour les modèles 11.11.59.01 et 11.11.59.03, et +/- 2.5 cm pour le modèle 11.11.59.02). Ces données servent à connaitre le passage du pic de crue au niveau de l'exutoire des sous-bassins en considérant qu'il est représenté par le moment où la hauteur d'eau maximale est enregistrée. En raison des incertitudes liées à la mesure, il est préférable d'interpréter la dynamique plutôt que les valeurs absolues mesurées au niveau des capteurs.

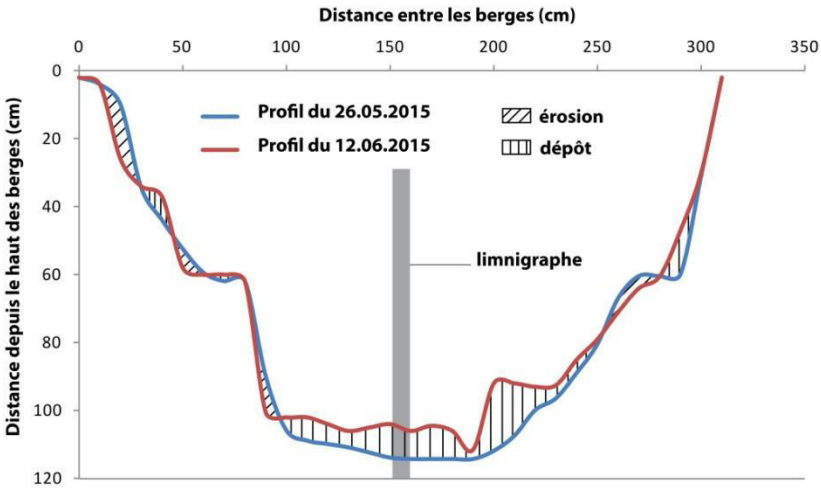


Figure 2.40 : Exemple de mesure du profil en travers de la section exutoire du sous bassin 48 avant et après la crue du 08.06.2016

4.2.3 Tentative de jaugeage hydrologique

En raison de l'impossibilité d'effectuer des jaugeages manuels dans le bassin du Laval en période de crue, des tentatives de séquençage d'une crue (par des images horodatées à haute résolution temporelle) pour estimer des vitesses de l'eau en surface par la méthode LSPIV (*Large Scale Particle Image Velocimetry* - développée par IRSTEA - Hauet *et al.*, 2014) ont été effectuées à l'automne 2016. Bien qu'adaptée aux cours d'eau de plus grande taille, cette méthode permet d'estimer des vitesses de surface à partir du suivi de traceurs visibles (débris végétaux, petits flottants) ou de motifs de turbulence. Des caméras diurne de type *BEECAM*® ont ainsi été installées aux exutoires des sous-bassins 34 et 51, en raison de la stabilité des sections (bedrock visible, peu de dépôts) et de leur caractère relativement longiligne. Les caméras étaient installées en amont des exutoires, avec une prise de vue horizontale. En parallèle, des repères orangés ont été tracés perpendiculairement au chenal, tous les mètres, depuis la caméra jusqu'à la station limnigraphique (Figure 2.41). Ces repères sont utilisés pour l'analyse de séquences d'images. Les caméras étaient paramétrées et déclenchées sur place quelques heures avant les épisodes pluvieux prévus. Des vidéos, dont la résolution est de 90 images/seconde (640 * 480), ont été acquises lors de quatre épisodes pluvieux.

Les vitesses de surfaces, associées aux variations de hauteur d'eau mesurées par les limnigraphes, et aux dimensions de la section jaugée, devaient nous permettre d'estimer des débits en condition de crue. Seuls deux épisodes sur quatre se sont produits en plein jour, permettant l'acquisition de vidéos exploitables (pas de

vision nocturne). Malheureusement, le très faible cumul pluviométrique (3 mm) de l'épisode du 23.10.2016 n'a pas produit de variation marquée du débit enregistré au Laval. En revanche, l'impact de l'épisode du 05.11.2016 (25.8 mm entre 18h46 le 04.11 et 9h21 le 05.11) a pu être filmé en matinée, avec une variation des écoulements visibles dans le bassin 51. Toutefois, l'absence de traceurs en surface (bassin majoritairement dénudé), la bathymétrie créant des remous localisés, ainsi qu'une trop faible variation de la hauteur d'eau enregistrée ont rendu impossible l'exploitation des images *via* la méthode LSPIV. Au final, cette campagne de mesure a confirmé la difficulté de jaugeage des débits en milieu torrentiel en l'absence d'une section dédiée et dimensionnée à cet effet.

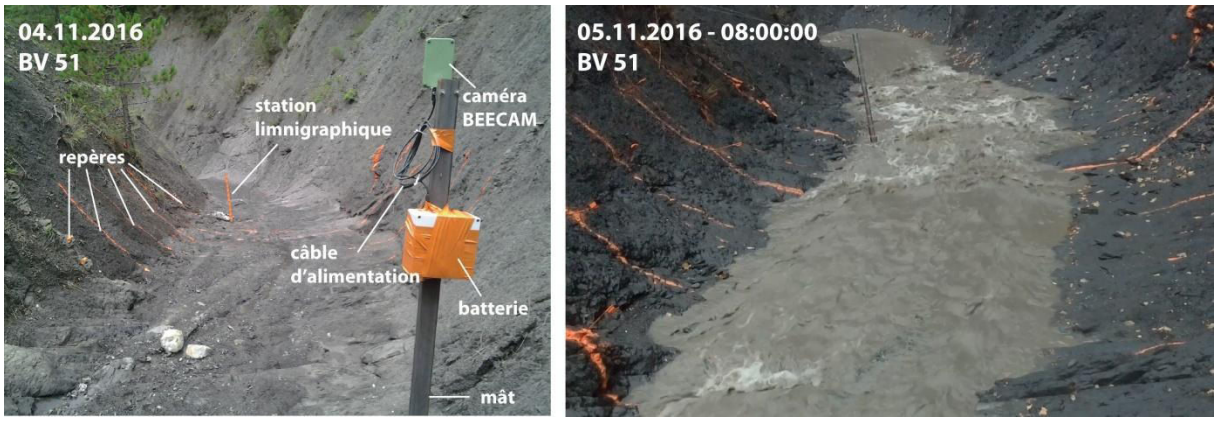


Figure 2.41 : Système de suivi vidéo d'une crue. Exemple d'image lors de la crue du 05.11.2016

4.3 Analyse critiques des données liées au sol

4.3.1 Mesure d'infiltrométrie in situ

La campagne réalisée en juillet 2015 après une longue période sèche a montré des résultats très variés et plus ou moins exploitables. Les courbes obtenues sont concordantes avec la littérature (JP. Vandervaere, 2000 ; Estèves, 2005) au niveau des marnes du glissement de la Coulée mais moins au niveau de la station de bilan hydrique sous végétation (BV34). Dans ce secteur, des phénomènes d'hydrophobicité ont été observés, empêchant l'exploitation correcte des données d'infiltrométrie. Outre ces problèmes métrologiques, cette hydrophobicité pourrait avoir un impact sur les processus hydrologiques lors des événements survenant après une longue période sans écoulements.

4.3.2 Critique de la mesure de teneur en eau et calibration des sondes capacitives

La teneur en eau des sols est fortement variable spatialement et temporellement en raison 1/ de facteurs indépendants de la sonde de mesure tels que l'interception par la couverture végétale, la structure du sol (porosité, granulométrie, racine, conduit creusé par la faune) ou encore le phénomène l'hydrophobie avec de longues périodes sans précipitations, 2/ de facteurs dépendants de la sonde de mesure tels que la sensibilité à la température du sol, la salinité, la teneur en argile ainsi que la calibration du constructeur. Afin de quantifier la précision de la mesure de teneur en eau par les sondes 10HS, des échantillons de sol ont été prélevés dans des conditions hydriques variées (de mars 2016 à mai 2017) sur des versants avec différentes occupations des sols (praire, forêt, sol nu) comportant des sondes 10HS.

Dans un premier temps, 94 échantillons de sol (37 en forêt, 36 en pelouse, 21 en sol nu) ont été comparés par type d'environnement (Tableau 2.14). On observe une forte dispersion des teneurs en eau

échantillonnées en forêt (amplitude > 20 % le 26.05.2016 et le 14.06.2016) avec un écart-type élevé compris entre 4.15 % (le 22.06.2016) et 7.85 % (le 26.05.2016). En secteur de pelouse, la dispersion des valeurs est bien plus faible avec un écart-type compris entre 1.74 % et 2.34 % malgré une amplitude des valeurs croissantes de la première mission (2.3 % le 24.03.2016) à la quatrième mission (13.5 % le 22.06.2016). En marne, la dispersion des teneurs en eau est également assez faible et relativement constante (écart-type compris entre 3.28 % et 4.32 %) malgré les variations de l'état hydrique du régolithe entre les missions. L'amplitude des valeurs mesurées y est également croissante de la première mission (5 % le 24.03.2016) à la quatrième mission (11.6 % le 22.06.2016). Cette variabilité de la teneur en eau selon l'environnement à l'échelle du versant reflète l'hétérogénéité des sols investigués avec notamment une porosité moyenne élevée (0.5) et un sol développé en forêt entraînant une amplitude des variations plus grande qu'en prairie et en marne.

Tableau 2.14 : Analyse de la dispersion des teneurs en eau (%) échantillonnées.

Date		Forêt : θ (%)	Pelouse : θ (%)	Sol nu : θ (%)
24.03.2016	Ecart-type	4.55	2.34	3.54
	Min	26.56	24.97	17.00
	Max	37.26	27.30	22.00
26.05.2016	Ecart-type	7.85	1.74	3.28
	Min	18.99	14.35	37.37
	Max	43.28	21.92	44.39
14.06.2016	Ecart-type	6.31	2.07	3.92
	Min	17.07	10.94	27.97
	Max	40.58	23.71	37.43
22.06.2016	Ecart-type	4.15	2.31	4.32
	Min	28.46	18.51	20.00
	Max	42.18	32.02	31.60

Dans un second temps, les échantillons prélevés au niveau des sondes 10HS ont été comparés aux mesures effectuées par les sondes 10HS (Tableau 2.15). L'absence de sondes 10HS au niveau de l'interfluve Laval-Moulin, où ont été prélevés les échantillons de sol en zone dénudée en mai et juin 2016, a demandé de réaliser une cinquième campagne de prélèvement sur un versant dénudé (BV39) le 27.05.2017. Au final, les teneurs en eau échantillonnées au sein du versant forestier sont plus proches des teneurs en eau mesurées par les 10HS (malgré une dispersion plus importante des valeurs échantillonnées) que celles échantillonnées en prairie et en secteur dénudé (malgré une faible dispersion des valeurs échantillonnées).

La mesure de la teneur en eau par la sonde 10HS basée sur la calibration du constructeur donne une erreur de mesure ± 3 % en forêt et de ± 11 % en prairie et zone dénudée. Les écarts observés en forêt sont concordants avec l'erreur type de ± 3 % annoncée par le constructeur, mais ceux très élevés observés en prairie et en marne mènent à penser que la calibration du constructeur n'est pas adapté aux types de sol investigués.

Calibration du constructeur (Manuel 10HS, 6.2 Mineral soil calibration, *Decagon Devices*, 2016) :

$$\mathbf{VWC\ (m^3/m^3) = 1.17 \times 10^{-9} * \text{donnée brute capteur}^3 - 3.95 \times 10^{-6} * \text{donnée brute capteur}^2 + 4.90 \times 10^{-3} * \text{donnée brute capteur} - 1.9}$$

avec données brutes capteur correspondant aux "raw counts".

Tableau 2.15 : Analyse des écarts des teneurs en eau échantillonnées par rapport à celles mesurées par les 10HS

Date		Forêt : θ (%)	Pelouse : θ (%)	Sol nu : θ (%)
24.03.2016	Ecart-type	4	9	13

	Min	-1	9	11
	Max	11	9	14
26.05.2016	Ecart-type	-3	15	x
	Min	1	10	x
	Max	-14	21	x
14.06.2016	Ecart-type	1	14	x
	Min	1	9	x
	Max	12	19	x
22.06.2016	Ecart-type	-3	5	x
	Min	0	2	x
	Max	-6	18	x
27.05.2017	Ecart-type	x	x	9
	Min	x	x	3
	Max	x	x	12

x : no data

Dans le but d'améliorer la qualité des mesures de teneurs en eau à l'échelle du bassin versant, une nouvelle calibration des sondes 10HS était indispensable. Pour cela, trois étapes ont été suivies :

Etape 1 : La calibration constructeur (polynôme du 3ème degré similaire à celle pour le calcul des milliVolts) a été utilisée pour calculer les données brutes du capteur à partir des teneur en eau mesurées par la sonde 10HS. Les "raw counts" représentent le signal brut mesuré par la sonde à partir duquel est ensuite extrapolée la teneur en eau. En inversant l'équation, ils se calculent de la manière suivante :

$$\textbf{Donnée brute capteur} = (-11999.58656 * \theta^3 + 10096.47186 * \theta^2 - 710.18511 * \theta + 797.2504)$$

Etape 2 : La corrélation entre les données brutes des capteurs et les teneurs en eau mesurées avec les prélèvements de sols a ensuite été calculée. Deux corrélations principales on été mise en évidence (Figure 2.42): une en forêt (très proche de celle du constructeur) et une commune à la pelouse et aux zones dénudées (différente de celle du constructeur) :

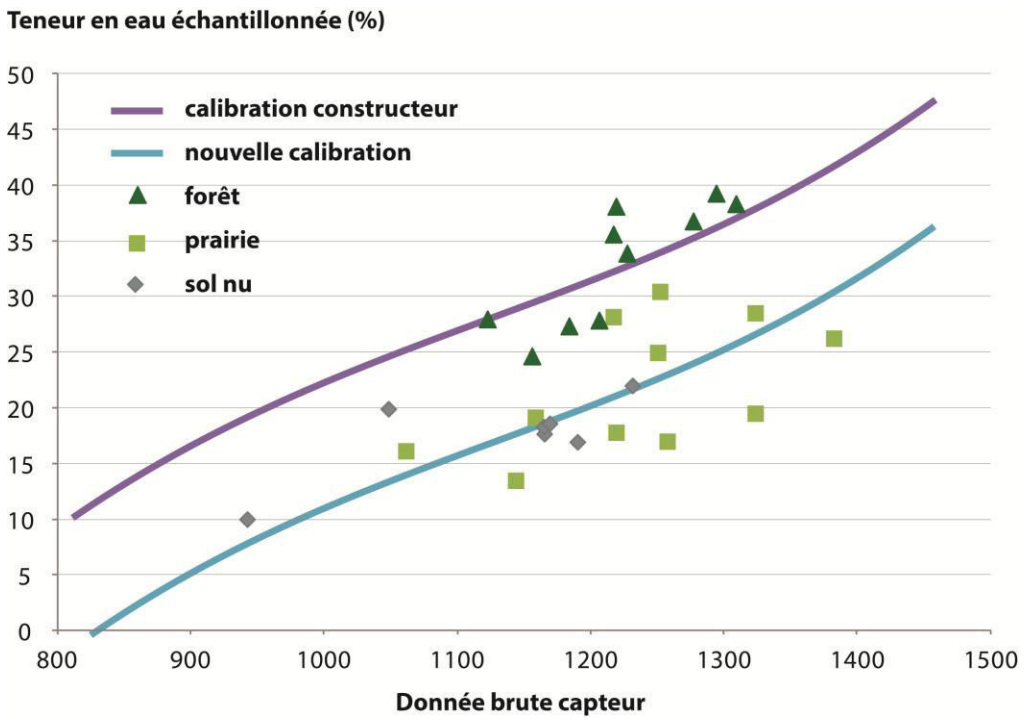


Figure 2.42 : Corrélation entre les teneurs en eau échantillonnées et les données brutes mesurées par les sondes 10HS

Etape 3 :Les valeurs de teneur en eau mesurées par les 10HS en pelouse et en marne ont été corrigées à partir de la corrélation (entre les données brutes des capteurs et les teneurs en eau échantillonnées) obtenue lors de l'étape précédente. L'équation de correction est également un polynôme du 3ème degré avec modification du coefficient de départ de la droite (paramètre le plus sensible) :

$$\theta corrigée = (1.2 \times 10^{-10} * \text{donnée brute capteur}^{3} - 3.95 \times 10^{-6} * \text{donnée brute capteur}^{2} + 4.9 \times 10^{-3} * \text{donnée brute capteur} - 2.01)$$

Une fois la teneur en eau (mesurée par les sondes 10HS) corrigée et comparée avec les teneurs en eau échantillonnées, l'erreur de mesure type est de ± 0.04 cm^3/cm^3 en pelouse et en secteur dénudé (Figure 2.43). Cette nouvelle calibration montre une certaine dispersion liée au fait qu'elle est basée sur un échantillonnage réalisé *in situ*, plus proche de la réalité terrain et représentative de l'hétérogénéité du milieu.

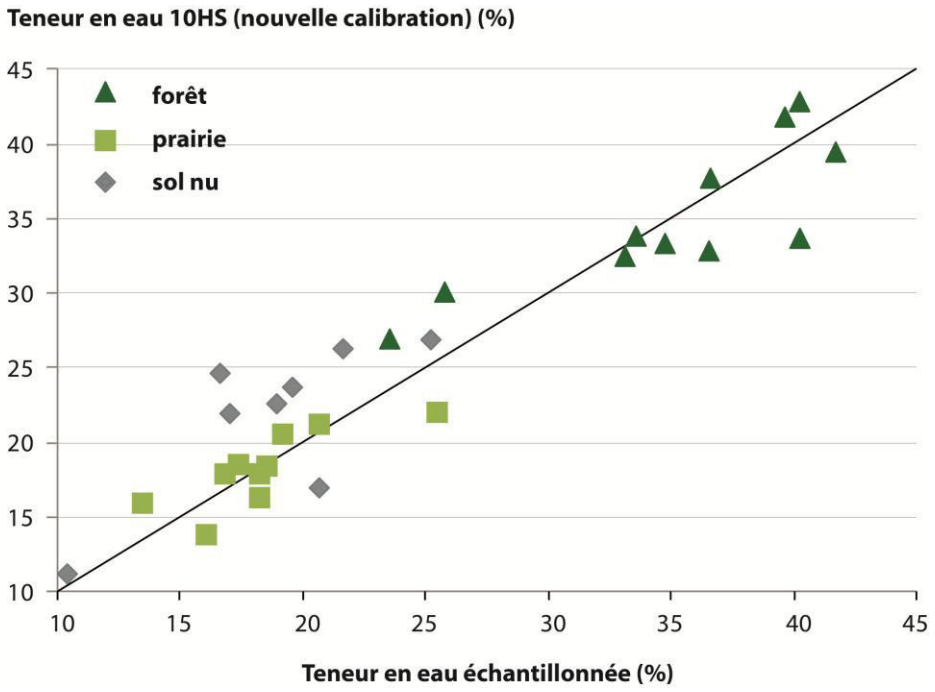


Figure 2.43 : Ecarts entre les teneurs en eau échantillonnées et celles mesurées par les sondes 10HS avec la nouvelle calibration en pelouse et en zone dénudée.

4.3.3 Critique du suivi le long de profils verticaux

Ces installations présentent l'avantage de ne pas avoir à creuser de fosse pour les installer, mais l'éventualité d'un contact médiocre avec le sol (présence d'air autour du tube) et donc de mesure erronée n'est vérifiable que lors de la lecture et de l'interprétation des données. En effet, le capteur n'est pas en contact direct avec le sol mais avec le plastique du tube d'accès créant une perte de sensibilité de la mesure. Ces erreurs de mesure se traduisent par des variations de teneur en eau erratiques avec la profondeur et des amplitudes de variations aberrantes le long du profil vertical. L'autre problème évoqué dans la partie 3 est la présence d'eau dans les tubes d'accès de la sonde. L'erreur de mesure se traduit alors par des valeurs très élevées dépassant largement la porosité du milieu.

Conclusion du chapitre 2

Le bassin versant du Laval présente des facteurs de prédisposition le rendant particulièrement sensible au phénomène d'écoulement de surface : les têtes du bassin forment un réseau de talwegs dense et structurellement homogène ; la majorité des versants est dénudée et très sensible à l'érosion des marnes noires ce qui favorise le maintien d'un réseau hydrographique intermittent très dense depuis l'amont vers l'aval ; la connexion versant-talweg se fait de manière quasi instantanée sur ces secteurs. Le caractère imperméable du *bedrock* favorise par ailleurs des écoulements latéraux (surface et subsurface) au détriment des écoulements verticaux à l'échelle du bassin versant. L'état hydrique des sols varie entre les deux principales formations superficielles : les formations autochtones (surfaces dénudées) présentent des valeurs de conductivités hydrauliques à saturation très élevées (jusqu'à 1.10^{-3} m/s) et une porosité totale (< 40 %) favorisant une saturation rapide de cet horizon peu épais (< 50 cm avant le bedrock), tandis que les formations allochtones végétalisées, où les conductivités hydrauliques à saturation sont plus faibles, ont une porosité plus élevée (jusqu'à 55 %) qui va favoriser le stockage de l'eau sans pour autant empêcher l'apparition d'écoulement (Cosandey *et al.*, 2005).

L'instrumentation déployée à l'échelle de certains sous-bassins a ensuite pour objectif de décomposer la réponse hydrologique globale du bassin versant du Laval, où des mesures sont réalisées depuis 1983 (Figure 2.44). Elle vient aussi répondre aux défis modernes des observatoires en appréhendant mieux l'organisation spatiale de la réponse du bassin en croisant des mesures diversifiées. La cartographie des unités hydro-physio-topographiques récurrentes au sein du Laval a permis de cibler l'instrumentation sur 5 sous-bassins divers (morphologie, topographie, types de sol et de végétation). Les activités de terrain se sont essentiellement concentrées sur les périodes hydrologiques les plus actives : du mois de mai jusqu'à fin juillet, et de septembre à fin novembre. Les données acquises entre mai 2015 et novembre 2016 ont permis d'analyser 18 épisodes de crues dont le débit maximum a dépassé 0.5 m^3/s. Les chroniques sont relativement complètes et les lacunes observées ont généralement pu être comblées (Figure 2.45). La base de données finalement constituée a servi de base à trois publications scientifiques (dont deux ont été soumises à des journaux internationaux) qui seront présentées dans les chapitres 3 et 4.

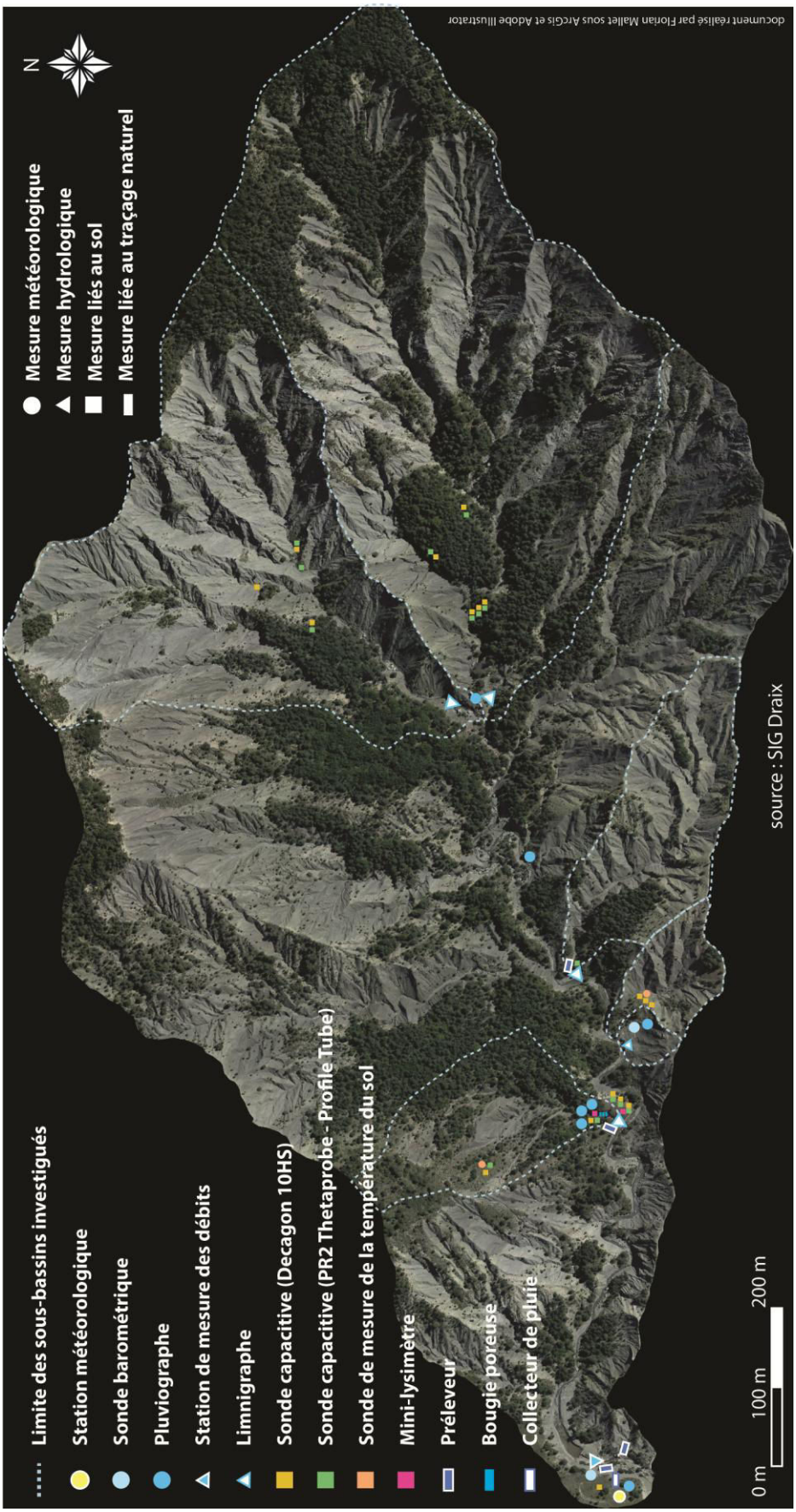


Figure 2.44 : Installation finale au sein du bassin versant du Laval (les formes utilisées renvoient à un type de mesure et la couleur a été choisie de manière arbitraire)

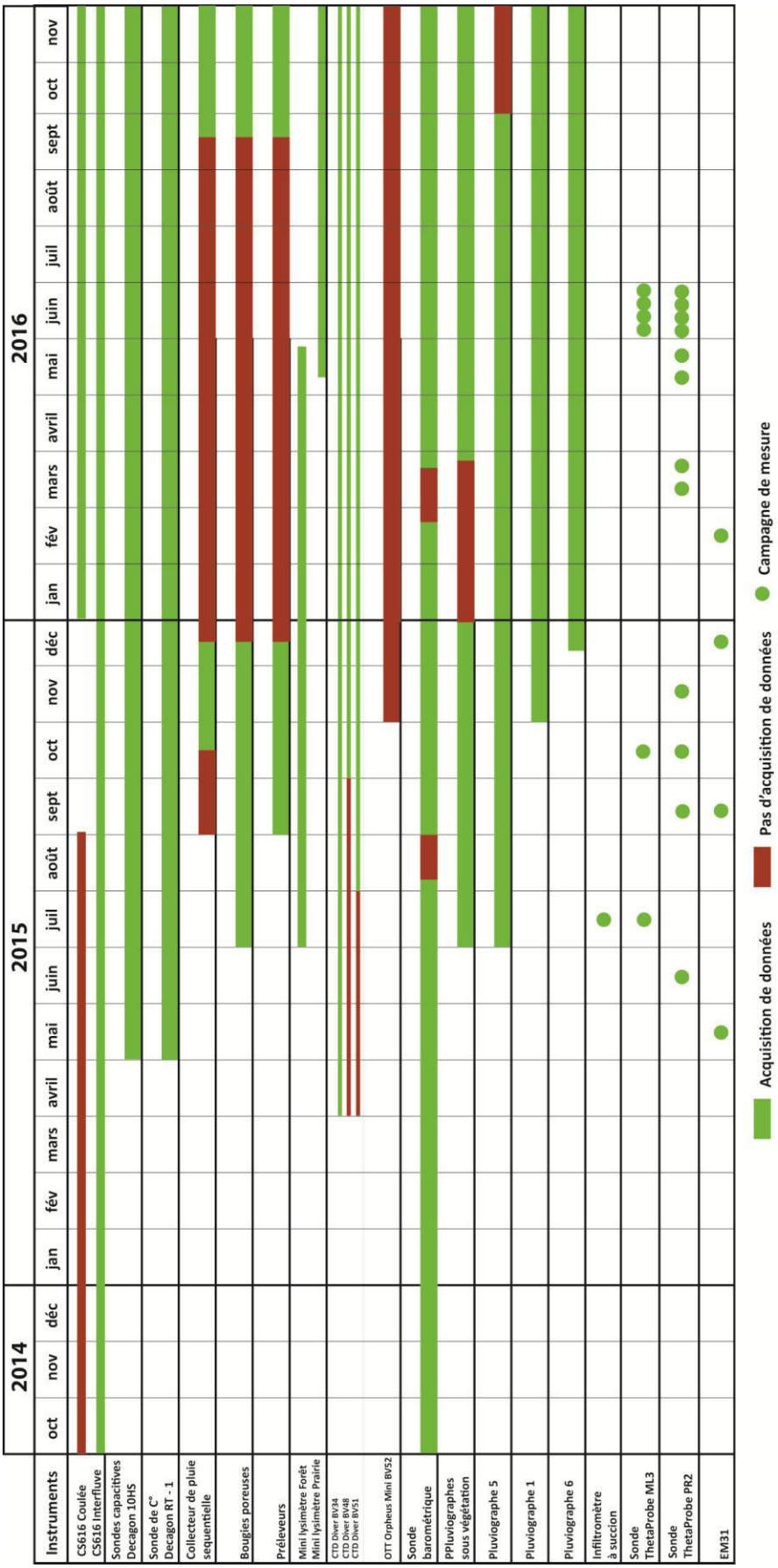


Figure 2.45 : Chroniques et lacunes enregistrées entre octobre 2014 et novembre 2016 au sein du réseau de mesure du Laval

CHAPITRE 3

SPATIALISATION ET ÉVALUATION DE LA VARIABILITÉ DE LA TENEUR EN EAU DES SOLS : APPROCHES MULTI MÉTHODES ET MULTI ÉCHELLES

Exemple d'un talweg à sec et rempli de blocs rocheux au sein d'un versant dénudé fortement incisé dans le bassin versant du Laval (source : Florian Mallet)

Assessing soil water content spatio-temporal variability at the hillslope scale in a headwater catchment using a multi variable interpolation model based on EMI surveys (Draix, South Alps, France) p. 105

Mapping soil water saturation using a geostatistical model: results obtained in a small catchment in the Southern Alps (France) p. 129

Synthèse de l'article : Assessing soil water content spatio-temporal variability at the hillslope scale in a headwater catchment using a multi variable interpolation model based on EMI surveys (Draix, South Alps, France)

La cartographie de l'état hydrique des sols est difficile à acquérir en milieu torrentiel, notamment à cause de la topographie accidentée, de la couverture végétale et de l'hétérogénéité des propriétés des sols (Fig. 3.1.2). Les méthodes issues de l'hydrogéophysique (en particulier l'induction électromagnétique) permettent toutefois de lever un tel verrou, en permettant par exemple une cartographie en temps réel de la conductivité électrique des sols (EC_a) à haute résolution spatio-temporelle (Doolittle *et al.*, 2012). Il est difficile d'établir une relation directe entre la teneur en eau des sols et les mesures d'EC_a car elles dépendent des propriétés du sols telles que la teneur en eau, la salinité, la teneur en argile ainsi que la température, et doivent en conséquence être interprétées avec précaution (Brevik *et al.*, 2006). En revanche, une fonction de pédotransfert (souvent spécifique au site investigué) peut être établi en associant ces mesures à des mesures de teneur en eau (Lin *et al.*, 1998 ; Cornelis *et al.*, 2000). Mesurer les différences d'EC_a entre les campagnes de mesures est également un moyen d'acquérir une meilleure connaissance des variations potentielles de l'état hydrique des sols (Jardani *et al.*, 2007).

Cet article montre les résultats obtenus par cette méthode sur le bassin du Laval. La cartographie des variations saisonnières de l'état hydrique des versants vise à répondre à quatre objectifs :

1/ Mesurer l'EC_a à l'échelle des versants et dans les principaux types d'occupation de surface du Laval,
2/ Etablir une relation entre la teneur en eau des sols et l'EC_a pas type d'occupation de surface,
3/ Spatialiser l'EC_a à partir d'un modèle géostatistique basé sur la topographie du milieu,
4/ Identifier, à partir des différences entre les cartographies obtenues lors des quatre campagnes d'EM31, des zones potentielles de stockage ou de déstockage des eaux.

Entre l'été 2015 et l'hiver 2016, quatre campagnes de mesures suivant le même protocole ont été réalisées dans des conditions d'humidité diverses, en utilisant la technique d'induction électromagnétique Slingram (EM31) en dipôle horizontal pour identifier les changements des propriétés du sol à une profondeur de 3 mètres (Fig. 3.1.3). Ces résultats ont été analysés pour déterminer les variations de l'état hydrique moyen à l'échelle des versants et de deux sous-bassins versants. Les mesures réalisées ont été combinées à des données de teneur en eau des sols mesurées ponctuellement par des sondes capacitives (mesure verticale entre 10 et 20 cm de profondeur) (Fig. 3.1.5).

Pour limiter l'impact d'autres facteurs que la teneur en eau des sols sur le signal émis par l'EM31, et afin de comparer les résultats obtenus lors de chaque campagne de mesure, les mesures d'EC_a ont été normalisées à 18°C (température moyenne lors de première campagne de mesure) par l'équation de Keller et Frischknecht (1996). L'impact des variations de la salinité du sol sur l'EC_a a également été estimé grâce à des mesures de conductivité électrique de l'eau contenue dans des bougies poreuses (situées entre 10 cm et 60 cm de profondeur). Les variations observées de la conductivité de l'eau résiduelle entre les campagnes (de 30 µS/cm à 170 µS/cm) induisent des variations d'EC_a de 1 mS/m à 2 mS/m, selon la formule théorique de Waxman et Smith (1968), alors que les variations moyennes observées sont de l'ordre de ±9 mS/m.

Une relation positive entre l'EC_a (interpolées et spatialisées) et la teneur en eau des sols en secteur végétalisé (forêt et prairie) a été mise en évidence (Fig. 3.1.6). L'absence de corrélation entre ces deux variables en secteur dénudé peut être expliquée par la difficulté de mesure par des sondes capacitives notamment en raison du manque de cohésion du substrat marneux (causé par la nature du régolithe et les micros glissements interne).

L'analyse géostatistique effectuée *via* le modèle d'interpolation LISDQS, basée sur des paramètres liés à la topographie du milieu (orientation des versants, rayonnement solaire, pente...), a permis de spatialiser les mesures d'EC_a au sein des principaux types d'occupation de surface investigués (Fig. 3.1.7). Les corrélations significatives entre la topographie et l'EC_a permettent de mieux appréhender les variations spatiales de l'EC_a dans les badlands, quel que soit le type d'occupation de surface (Fig. 3.1.8). Un focus spécifique mené sur les variations saisonnières de l'EC_a près du réseau de talweg a mis à jour des zones où les variations marquées de l'EC_a pourraient être potentiellement associées à une dynamique de stockage et de déstockage de l'eau contenue dans le sol plus importante qu'ailleurs (Fig. 3.1.9). Particulièrement marquées au niveau des versants dénudés, ces zones "actives" sont également visibles en forêt et en prairie le long du réseau principal. Les variations d'EC_a entre les missions sont plus fortes près des talwegs et diminue sur les versants. Bien que qualitative, la caractérisation de ces zones "actives" permet de mieux appréhender la dynamique spatiale des variations de l'état hydrique des sols, en supposant que les variations du signal émis par l'EM31 soient majoritairement attribuées aux variations de la teneur en eau des sols.

Cet article, à visée plutôt méthodologique, a mis en avant le potentiel d'une méthode issue de l'hydrogéophysique pour mieux appréhender les variations spatio-temporelle de l'état hydrique des sols à l'échelle saisonnière, même en milieu torrentiel et accidenté.

Assessing soil water content spatio-temporal variability at the hillslope scale in a headwater catchment using a multi variable interpolation model based on EMI surveys (Draix, South Alps, France)

Mallet Florian[1], Carrière Simon D[2], Chalikakis Konstantinos[1], Marc Vincent[1]

1. UMR 1114 EMMAH, UAPV, 301 rue Baruch de Spinoza BP 21239, 84916 Avignon, France

2. UMR 1114 EMMAH, INRA, Domaine Saint Paul, Site Agroparc, 84914 Avignon, France

Note au lecteur : Cet article a été soumis au journal *Environmental Earth Sciences* le 20 novembre 2017. Une révision majeure de l'article a été proposée le 8 février 2018 par l'éditeur. Une version révisée a été renvoyée le 26 février 2018. Une révision mineure avant publication de l'article a été reçue le 30 avril 2018. Cette dernière n'est pas intégrée à la version actuelle.

Abstract

To improve flood prediction in headwater catchments, hydrologists need to know initial soil moisture conditions that precede rain events. In torrential hydrology, soil moisture mapping provides a valuable tool for investigating surface runoff generation processes. In these mountainous environments, soil moisture prediction is challenging because of highly heterogeneous land cover and soil properties. This survey propose a methodology to study spatial soil moisture variations in the mountainous and torrential environment of the Draix Bléone experimental site - Laval 0.86 km². This approach associates water content measurements at the plot scale with spatialized soil bulk electrical conductivity (EC_a) measurements combined in a multivariate statistical analysis based on topographical parameters. Between the summer of 2015 and winter of 2016, four geophysical surveys were conducted under various moisture conditions and along the same pathway, using the Slingram electromagnetic induction (EMI) technique (EM31 device) in horizontal dipole to identify changes in soil properties to a depth of 3m. These results were analyzed to determine water dynamics in this mountainous catchment. Temporal variations of EC_a vary among land cover types (forest, grassland, and black marl). A significant relationship was observed between EC_a and soil water content (SWC) measured with capacitive sensors in forest and grassland. A multiple linear regression produced using the spatial interpolation code LISDQS shows a significant correlation between EC_a and landform units depicted on a high-resolution DEM. EC_a variations decrease with distance to talwegs. Riparian zones appear as potential hydrological contributing areas with patterns varying according to moisture status. This study shows that multiple linear regression analysis and EMI make it possible to fill gaps between SWC plot measurements, over wide areas that are steep and that present numerous obstacles due to vegetation cover.

Key words: Soil water content, Electromagnetic induction, Mapping, Headwater catchment, Flash flood, Draix

1 Introduction

Soil water content (SWC) is one of the key components of the water balance that limits our understanding of phenomena in numerous scientific domains (e.g. hydrology, ecology, agronomy). In hillslope hydrology, soil water content monitoring is used to determine soil hydrodynamics properties (Le Bourgeois *et al.* 2014), to characterize subsurface hillslope-stream connections (Blume *et al.* 2015), and to study the effects of antecedent SWC on rainfall-runoff dynamics (Huza *et al.* 2014). In most contexts, erosion and high water caused by flash flooding that occurs in headwater catchments are major challenges for population and dam managers. Understanding runoff generation in headwater systems is crucial to improving prediction of flooding and erosion hazards that impact large downstream areas. One of the most challenging questions is SWC monitoring and mapping, especially in badlands environments, because of their steep slopes, changing topography and land cover, slope instability, and the difficulty of accessing the catchments.

SWC measurements have improved greatly in recent decades due to new technologies and devices that make it possible to monitor at different spatial scales in almost every environment. At the plot scale, invasive methods such as Time Domain Reflectometry (TDR) (Topp *et al.* 1980), Frequency Domain Reflectometry (FDR) (Kelleners *et al.* 2005; Vereecken *et al.* 2014) and Time Domain Transmissometry (TDT) (Blonquist *et al.* 2005; Qu *et al.* 2013) offer the possibility of producing a SWC time series along a vertical and horizontal soil profile (Martini *et al.* 2017) using soil dielectric permittivity measurements. Nowadays, these probes are available at affordable prices and are easy to set up in the field. However, significant uncertainties regarding actual values may arise owing to the derivation of SWC from the permittivity measurement or the raw sensor signal *via* calibration equations that depend on temperature and soil texture.

At the hillslope scale, recent studies show that the use of fiber-optic distributed temperature sensing (Li *et al.* 2010; Sayde *et al.* 2010) can be a valuable approach for a transect observation of soil water dynamics but this innovative method requires a complex calibration procedure that depends on soil type (porosity, mineralogy, diffusion coefficient) (Krzeminska *et al.* 2012). At the same scale, the non-invasive cosmic ray sensors (CRS) provide time-lapse measurements in an area defined by a radius of 300 m around the sensor (Zreda *et al.* 2008; Bogena *et al.* 2013; Khöli *et al.* 2015). The drawback of this method is that the SWC estimation is integrated over a 30 ha area and it provides no information about variation over the measurement area.

At the catchment scale, high frequency SWC monitoring remains a methodological challenge (Tromp van Meerveld *et al.* 2009; Vanderborght 2014). Remote sensing offers the possibility of mapping SWC (Western *et al.* 2004) except in forests and mountainous areas where sharp slopes and changes in hillslope orientation remain a major obstacle for data treatment (Wagner *et al.* 2007). Upscaling plot scale information from a wireless SWC sensor network provides a way to assess high frequency soil water exchanges at the watershed scale. Several methods have been proposed to obtain a dynamic map of SWC status (Vereecken *et al.* 2008a, b), mostly based on geostatistical analysis (Western and Blöshl 1999; Brocca *et al.* 2010), temporal stability analysis (Vachaud *et al.* 1985; Vanderlinden *et al.* 2012), the use of empirical orthogonal functions (Jawson and Niemann 2007), or wavelet coherency analysis (Biswas and Si 2011).

Surface based geophysics is an alternative that can be used for improving mapping methodology – mainly at the catchment scale – and for maintaining high measurement accuracy. Advances in hydrogeophysical research have been achieved recently with the advent of autonomous geophysical monitoring. Portable and movable tools make it possible to investigate larger areas compared to early studies (Binley *et al.* 2015) where hydrogeophysics were used to obtain static geophysical data at the plot scale (Daily and Owen 1991). In recent decades, this field of research has been expanded to applications in water resources (Rubin and Hubbard 2006), aquifer characterization (Doetsch *et al.* 2010), and vulnerability and environment

studies with 2D to 3D/4D interpretation (Slater *et al.* 2010). Innovative and non-invasive hydrogeophysical tools are useful for investigating the nature of soil (texture, structure, depth) and assessing shallow water transfer processes (Wenninger *et al.* 2008). Data must be interpreted with great caution because of their sensitivity to the tool's parameterization and to the properties of the study area (land cover, soil type, geology) (Guérin 2005). Ground Penetrating Radar (GPR) (Dubreuil-Boisclar *et al.* 2011), Electrical Resistivity Tomography (ERT) (Zhou *et al.* 2001) and Electromagnetic Induction (EMI) (Sheets and Hendrickx 1995) are the most commonly used techniques in surface based hydrogeophysics for soil characterization (Busch *et al.* 2013), to monitor SWC temporal dynamics (Soulsby *et al.* 2016), or to estimate its spatial variability (Michot *et al.* 2003). ERT is quite useful as it provides information about soil structure, depth, and water content at a decametrical scale (Brunet *et al.* 2010). But ERT is not suitable for characterizing the subsurface at the catchment scale and at a daily time-step. GPR can also be used to estimate SWC but the investigation depth is quite limited in highly conductive media such as marls because electromagnetic waves are quickly attenuated (Huisman *et al.* 2003). Like GPR and ERT, EMI can be used for rapid characterization of a large area. Combined with ground-based sensor networks, EMI is a promising technology for estimating SWC at the catchment scale (Robinson *et al.* 2008).

The possibility of using EMI to infer SWC in upper layers from soil electrical conductivity (EC_a) has become widely known since the 80's (Kachanosky *et al.* 1988). As EMI measurements are influenced by *in situ* parameters (SWC, texture, salinity, mineralogy, porosity and clay content), several studies have found linear relationships between EC_a and SWC (Calamita *et al.* 2015). Moreover, the relationships established are time and site-dependent when using different EMI devices (EM31, EM38, GEM-300, Dualem-1S), when different SWC measurements (TDR, Tensiometer, Theta Probe, Aqua-pro capacitance sensor, soil samples) are involved, and also at different spatial scales (Martini *et al.* 2017). In most cases, EMI to SWC upscaling methods have been successfully applied in flat or low sloping landscapes with homogenous land cover at the plot scale (Hanson and Kaita 1997; Padhi and Misra 2011; Robinson *et al.* 2012a), at the field scale (Kachanosky *et al.* 1990; Brevik *et al.* 2002), or at the hillslope scale (Doolittle *et al.* 2012). However, upscaling SWC from EC_a at the catchment scale from hillslope monitoring in a flashy stream headwater catchment is still a challenge (Altdorff 2017a, b). Indeed, the measurements and upscaling methods of SWC rates remain quite challenging due to the high heterogeneity of these environments in terms of land cover and soil properties (Robinson *et al.* 2008).

This study propose to investigate the link between EC_a and soil-landscape hydrological response units in a flash flood environment. The objectives of this paper are to 1) upscale EC_a using topographic parameters, 2) propose a relationship between EC_a and SWC, and 3) identify potential hydrological contributing areas based on EC_a maps.

2 Survey area

The survey area is part of the Experimental and Research Hydrological Network Draix-Bléone which has been highly instrumented for outflow, rainfall, and erosion monitoring since 1983. The area is in a small experimental torrential headwater catchment located in the southern Alps ("Le Laval", 0.86 km², alt. 850m-1200m) and well known for its peculiar behavior with very high specific discharge during flood events(Fig. 3.1.1). (Mathys *et al.* 2003. Mean annual rainfall is 800 mm (STD = 170 mm; observation period from 1987 to 2015). The local sub Mediterranean climate with a continental trend (Robert 2000) is defined by high solar radiation (> 2300 hour / year) with mild winters (little snow cover) and very dry summers. The local relief and the surface material, which is extremely sensitive to erosion (black marl of Bathonian, Callovian, and lower Oxfordian ages) give rise to a dense gully network. Rainfall impact varies by season with high rainfall intensity during summer storms whereas spring and fall events are characterized by lower intensity and rainfall of longer duration. These events produce flash floods with high liquid and solid flows.

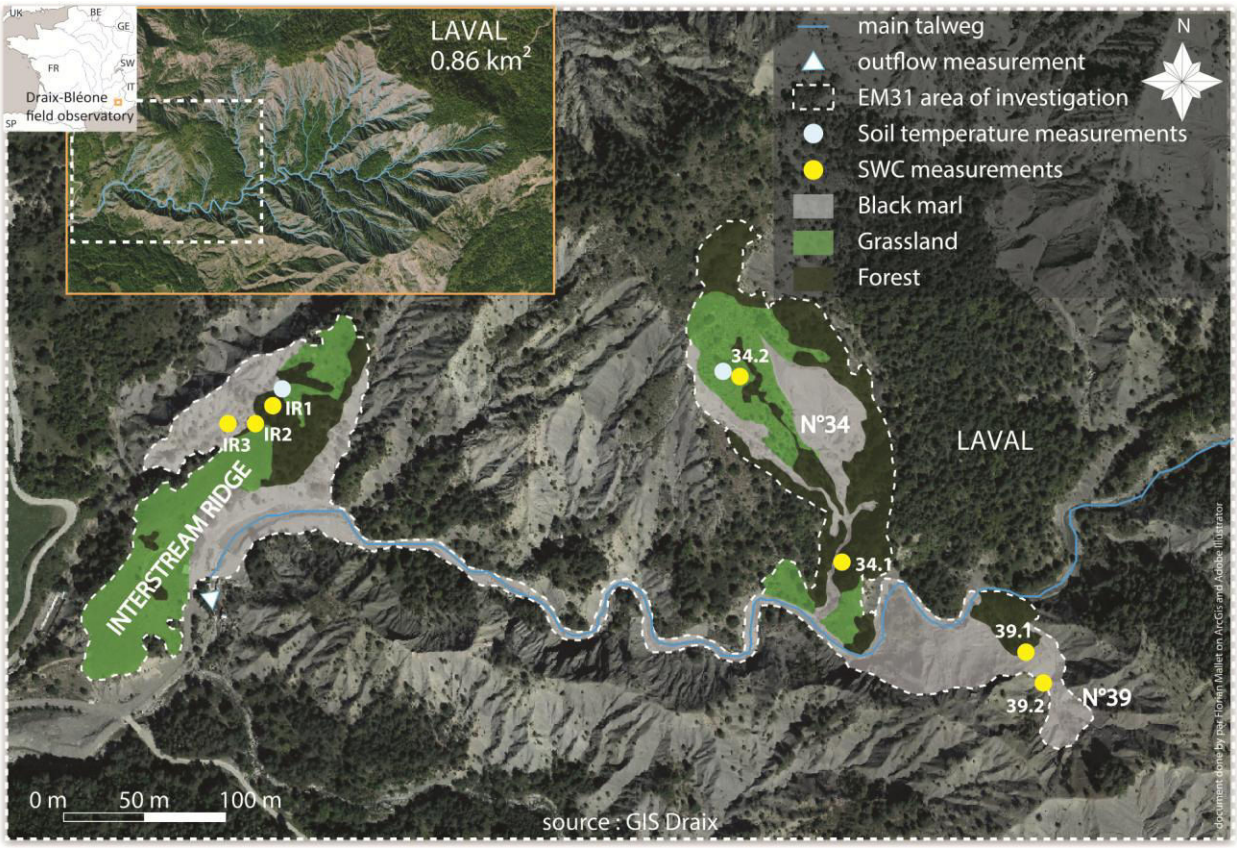


Fig. 3.1.1 : Survey area location, land cover, and monitoring.

In this general context, the investigated area in this study includes two sub-catchments (N°34 and N°39) as well as the interstream ridge between Laval and the nearby catchment (Fig. 3.1.1). This area covers 4.5 ha and has different soil types (Tab. 3.1.1) associated with three main environments: black marl (46 %), grassland (28 %), and forest (26 %). Substrates can be split into two main categories: autochthonous formations (Fau) of black marl without top soil and allochthonous formations (Fal) in grassland and forests where pedogenesis occurred. Soil depth was estimated in autochtonous formations by dynamic penetrometry with variable energy and varies between 20 cm and 50 cm in the river bed and up to 100 cm on summits (from surface to bedrock) (Maquaire *et al.* 2002). In allochtonous formations, surveys conducted near SWC sensors (34.2, 34.1, IR1 and IR2 on Fig. 3.1.1) using an auger showed values varying from 60 cm to 110 cm. Electrical resistivity soundings conducted on the interstream ridge (Fig. 3.1.1) monitored thicker soil until 400 cm (Truchet, 2000). Badlands mainly consist of one substrate type characterized by Callovo-Oxfordian black marls and an alteration layer (loose detrital cover and regolith). Grassland soil is a brown sandy loam covered by grass and shrubs (thyme, broom, juniper). Forest soil is composed of calcareous pebbles in a silty-clay matrix (Holocene age) covered by pines, oaks and shrubs. Hydraulic conductivity of the autochthonous and allochthonous formations are similar but total porosity can vary from 0.35 cm^3/cm^3 (marl regolith) to 0.62 cm^3/cm^3 (forest colluvium) (Maquaire *et al.* 2002).

Tab. 3.1.1 : Soil type and parameters at the SWC probe scale.

Plot	Soil Type	Classification (INTL)	Bulk Density (g/cm)	Total Porosity
34.1	Fal 2	Silty loam	1.32 to 1.49	43.7 to 50.2
34.2	Fal 2	Silty clay loam	1.33 to 1.33	49.6 to 49.9

39.1	Fau 2	Clay loam	1.46 to 1.56	41.1 to 44.6
39.2	Fau 1	Clay loam	1.49 to 1.64	37.9 to 43.8
IR1	Fal 4	Silty loam	1.24 to 1.58	39.3 to 52.3
IR2	Fal 4	Silty clay loam	1.23 to 1.31	49.4 to 52.6
IR3	Fal 4	Clay loam	1.61 to 1.67	36.9 to 39.2

The interior of the Laval headwater catchment was barely accessible. Its shape changes constantly due to the occurrence of flash floods moving rocks that remove riparian vegetation and alter the river morphology (Fig. 3.1.2). Hillslope instability due to erodability of the black marl results in small landslides that impact hillslope monitoring. Moreover, sloppy areas and dense vegetation can complicate the investigation depending on the instrument used (e.g. EM31). The methodological approach depended on site situation, morphology, and hydrological features.

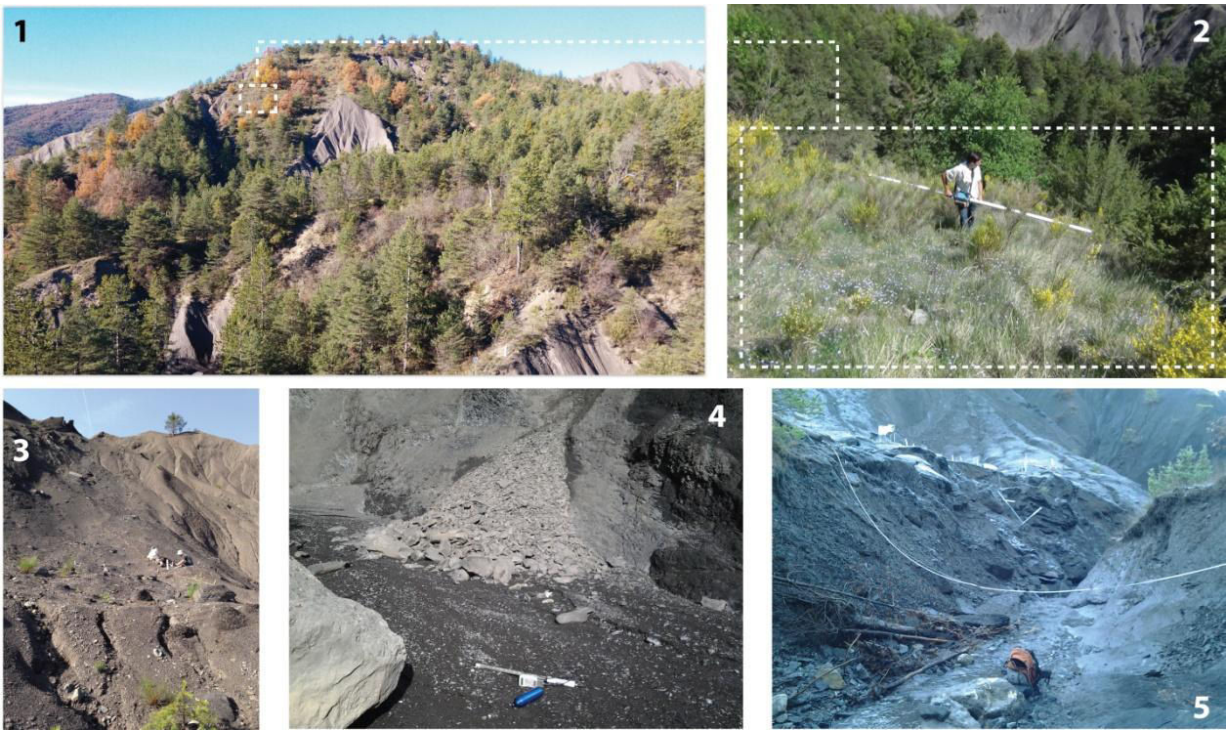


Fig. 3.1.2 : Photographs of the survey area and its constraints. 1/ A part of the survey area showing a clear distinction between bare areas and vegetation. 2/ EMI measurements with the EM31 device in grassland with shrubs. 3/ Measurements on a landslide. 4/ A micro landslide near the main talweg. 5/ Landslide after a rain event displacing instruments in the river.

3 Material and methods

The methodological approach developed to assess SWC variations consists of four steps: 1. Mapping near surface EC_a at the hillslope scale using horizontal dipole in the various environments. 2. Attempt to extract a pedo-transfer relation between EC_a and plot scale SWC measured continuously at different points in the catchment. 3. Production of a weighted interpolation of EC_a (recorded by EMI) with topographical parameters extracted from a DEM. 4. Substraction of each EC_a map (obtained in step 3) from the previous one to identify potential hydrologically contributing locations, in a qualitive sense. The goal of this methodology is to identify the relative space-time variations of SWC at the watershed scale.

To study its hydrological response, the catchment was divided into soil-landscape patterns with potentially specific hydrologic behaviors (Blyth *et al.* 2004). These landform-units are characterized by hydrological criteria (stream network and sub-catchment classification), land cover, soil type, and topography (slope, hillslope orientation). A 4-step methodology was developed to delineate landform-units. **1**/ Characterize sub-catchments using the Strahler stream network classification (Mathys 2006). Remove from consideration sub-catchments with surface areas less than 1 ha, which correspond primarily to elementary bare gullies with a well-known hydrological response. **2**/ Cluster sub-catchments based on the main average land cover, which make it possible to define four types of sub-catchments. **3**/ Identify the best represented soil-landscape patterns using a cross analysis between land cover and soil type map at the sub-catchment scale. **4**/ Set up SWC probes in these patterns, taking into account hillslope orientation and accessibility. In the end, sixteen probes were installed over the entire catchment, including seven in the EMI area of investigation.

3.1 Plot-scale measurements : Volumetric water content

Sub-catchments with various land cover and soil types have been equipped for SWC monitoring since May 2015. This investigation is based on two kinds of FDR probes (10HS and 5EC by Decagon Devices ®) measuring the soil dielectric permittivity. The 10HS probe determines SWC by measuring the dielectric constant of the soil using capacitance/frequency domain technology. The use of a 70 MHz frequency minimizes salinity and textural effects, making the 10HS accurate in most soils (Decagon Devices ®, 2016). The 10 cm long 10HS sensor has an influence volume of about 1.3 liter. The EC5 is based on the same technology but is only 5 cm long and has an influence volume of about 0.2 liter.

Seven capacitance probes were embedded in the survey area according to the different soil covers: three in the black marl, two in the forest, and two in grassland. Monitoring was carried out using a 15 min time step. The 10HS probes were vertically positioned to give an average SWC at a depth of 15 cm (bottom of electrode at a depth of 10 cm / top of electrode at depth of 20 cm). The EC5 probes were horizontally positioned at a depth of 15cm. SWC estimates were obtained from soil electrical permittivity, which was computed from the raw probe signal. SWC data (measured by sensors) obtained with the third-order polynomial calibration equation provided by the manufacturer (Decagon Devices 2016) were compared to water content values extracted from *in situ* soil samples collected at each plot using 10 cm long cores (from 10 cm to 20 cm depth) under different hydric conditions. Results show that SWC monitored in the forest fits the manufacturer theoretical law. A different calibration equation was developed from soils sampled in grassland and black marl (Annex 2). Sensor accuracy was found to be ± 3 % in forest and ± 4 % in grassland and black marl, which is a reasonable estimate of mean SWC patterns at the watershed scale. Soil temperature was monitored at a depth of 15 cm by two RT-1 probes by Decagon Devices ® (Fig. 3.1.1). SWC data measured by PR2 probes (ThetaProbe) at four depths (10 cm, 20 cm, 30 cm and 40 cm) in the study area from May to June 2016 showed that the primary SWC variations occur between 10 cm and 20 cm in grassland and forest (Annex 1).

3.2 Hillslope scale measurements: Soil electrical conductivity

The Slingram technique offers a range of tools allowing different investigation depths. The EM31 model was chosen because it provides relatively stable EC_a data since it is less affected by instrumental drift (compared to the EM38), which is unavoidable during a survey on rough terrain. The Slingram EM31 (*Geonics ltd.*, Ontario, Canada) is a geophysical tool based on the electromagnetic principle. A transmitter coil energized by an alternating current (9.8 kHz) generates an electromagnetic primary field that spreads into the ground between a depth of 0 and 3 m in horizontal dipole (HD) and between a depth of 0 and 6 m in vertical dipole. The investigation depth can vary slightly according to soil conductivity. This created electromagnetic primary field generates Foucault currents underground, which in turn produce a secondary magnetic field measured by

the receiver coil. The higher the underground electrical conductivity, the stronger the induced secondary magnetic field. The two coils are separated by 3.66 m. In horizontal dipole, approximately 75 % of the cumulative signal response of the EM31 originates from a depth of approximately 3m in a homogeneous soil (McNeill 1980). The majority of the actual signal comes from the shallowest soil layers due to their higher sensitivity (Von Hebel *et al.* 2014). EC_a varies according to several parameters such as soil texture, structure, salinity, clay content, temperature, and water content. If it is assumed that texture and structure are stable over the study time scale and if the temperature effect is corrected, conductivity variations are mainly due to SWC variations (Abdu *et al.* 2008a). Measurements were carried out with a GPS device, which enables large areas to be rapidly mapped.

Since May 2015, four EM31 surveys were conducted under various hydrological and moisture conditions. All surveys were carried out in horizontal dipole to identify changes in EC_a due to water content variations. Vertical dipole was also tested but both approaches provide similar information. Measurements in horizontal dipole was better suited to looking for SWC variations in subsurface. To avoid measurement drift, calibration was done twice during each four-hour survey. EC_a is influenced by several parameters, including soil temperature, which affects EC_a values by approximately 1.9 % per degree Celsius (USDA 1954 ; Corwin and Lesch 2005). The lower the soil temperature the less conductive the soil, which reduces electromagnetic induction. Temperature variations during data acquisition are negligible but EC_a was corrected for soil temperature to be able to compare surveys. EC_a values were normalized to 18°c, corresponding to the mean soil temperature of the first survey. Values have been standardized according to the following equation (Keller and Frischknecht 1966):

$$EC_a \text{ corrected} = EC_a / (1 + 0.023 * (Tm - 18))$$

where EC_a ***corrected*** is the soil electrical conductivity at 18°C, EC_a is measured soil electrical conductivity, and ***Tm*** is the survey's soil temperature at 15 cm.

3.3 Spatial interpolation model : LISDQS

The LISDQS geostatistical model (developed by Joly and Vuidel, Bourgogne Franche-Comté University, 2008) makes it possible to extrapolate data obtained from plot measurements considering local geographical variables. LISDQS is based on common methods of linear regression and kriging. The kriging is quite suitable if variables are assumed to have an overall spatial relationship (Cafareli *et al.* 2015; Huang et. al 2017a, b). For example, a flat area with homogeneous soil (porosity, depth) and geological structure will have little variation in soil electrical conductivity values. On the other hand, regressions provide better results when the spatial distributions of EC_a values are strongly influenced by local relief and slopes. The advantage of the LISDQS model is to combine these two methods in three steps: 1. multiple linear regressions, 2. kriging, 3. regressions and kriging of residuals. Regressions are based on five topographical variables (slope, hillslope orientation, valley depth, valley roundness, and soil roughness) derived from a high-resolution DEM (LiDAR, 1m, Panissod *et al.* 2010). Regressions between EC_a and physiographic variables make it possible to identify the most explanatory parameters of EC_a space-time variations. The obtained model balances the weight of each of the most explanatory parameters. Kriging shows the spatial structure of EC_a distribution using semi-variogram properties. Then, kriging of the regression residuals (difference between measured EC_a and estimated EC_a) improves the spatial prediction of EC_a variations. This 3-step method improves the spatial data interpolation by taking into account the heterogeneity of the environment.

The raw dataset obtained during the EMI survey was very near along acquisition line because of the measurement time step (1 point/second). However, survey lines are not located at exactly the same place during each campaign. The investigated area was divided up into 448 pixels (Fig. 3.1.3) where EC_a were averaged to obtain common measurement points that were used for spatial extrapolation to compare time-

lapse maps. Several pixel sizes were tested (from 1 to 15 m) and correlation between mean EC_a of the pixel and SWC (from 10HS probes) was calculated. The size of 5 m was retained as a satisfactory compromise between the optimal correlation and the maximal spatial cover of the investigated area.

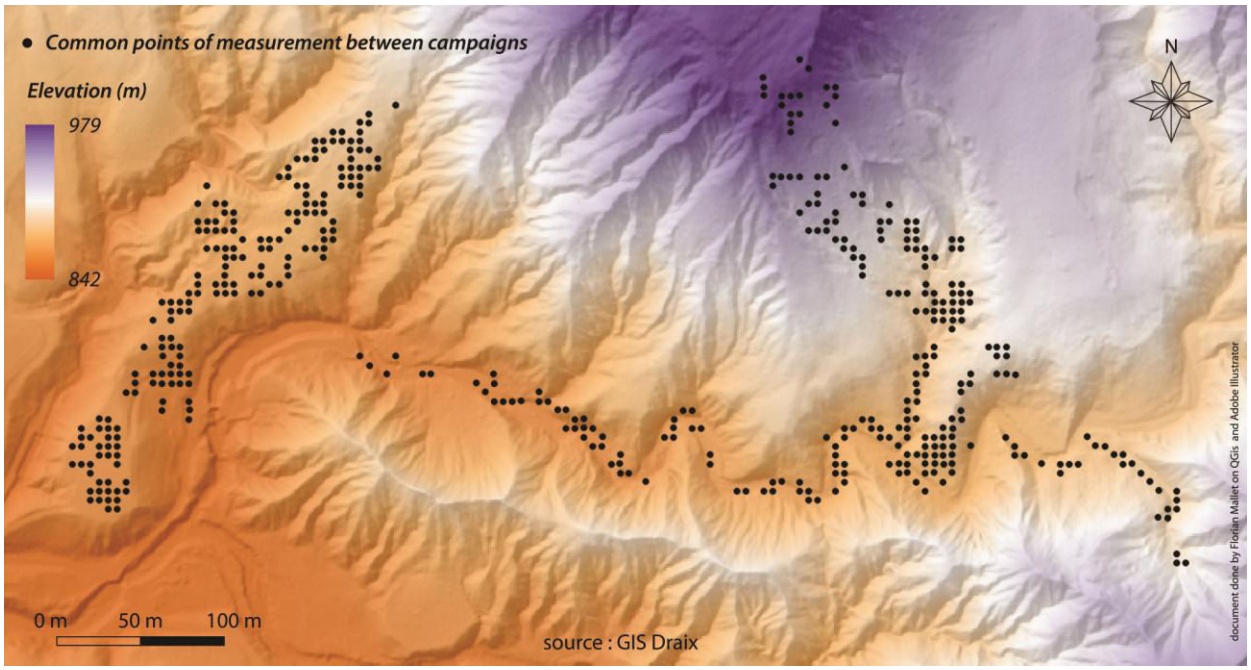


Fig. 3.1.3 : DEM and the 448 common points measured with Slingram EM31 during the four campaigns.

4 Results and discussion

4.1 Measured EC_a space-time distribution

EC_a variations indicated by EMI mapping over time and space significantly exceeded the measurement error (measurement accuracy ± 5% at 20mS/m (*Geonics ltd.*, Ontario, Canada). Spatial variations showed persistent patterns based on topography and land cover which are strongly correlated in torrential environment. Black marl showed low variations (-10 mS/m to +10 mS/m) whereas high values were measured primarily on bare hillslopes (C and D in Fig. 4) and gullies (E in Fig. 3.1.4). In grasslands, most variations were observed over a small range of low EC_a values (1 mS/m to 20 mS/m) with stable patterns (A and B in Fig. 4). In forests, EC_a values were greater than 10 mS/m and 50 % of values were between 20 mS/m and 30 mS/m, with an increase of the high value (> 30 mS/m) proportion between campaigns. Temporal variations were also mostly correlated with land cover at the plot scale and took the form of quite specific patterns. Campaign 1 illustrated these differences (Fig. 4) with very low values observed in grassland (A) (70 % of EC_a values between 10 mS/m and 20 mS/m) and forest (B) whereas high values (> 40 mS/m) were observed only in black marl (C and D). Mean values ranged from 17 mS/m (grassland) to 23 mS/m (black marl). Wide variations were observed during a dry period (Campaign 2) with a slight drop of EC_a values (on average -1.8 mS/m) in every land cover category despite a relatively wet summer (360 mm divided into 5 rainfall events). These variations faded away as the entire catchment became wet (230 mm of cumulate rainfall between Campaigns 2 and 3) with a global increase of EC_a values (on average +4.9 mS/m to +6.8 mS/m) over the whole study area. Between campaigns 3 and 4, EC_a values continued to increase (on average +2.3 mS/m to +3.7 mS/m) but differences between land cover types were lower even though the highest values continued to be observed in black marl. Forest and black marl showed similar behavior with less dispersion of EC_a values than in grassland and a progressive

increase of values greater than 30mS/m over time. Most grassland EC_a data was made up of low values but they increased more than 20mS/m during the rainy period from September to February.

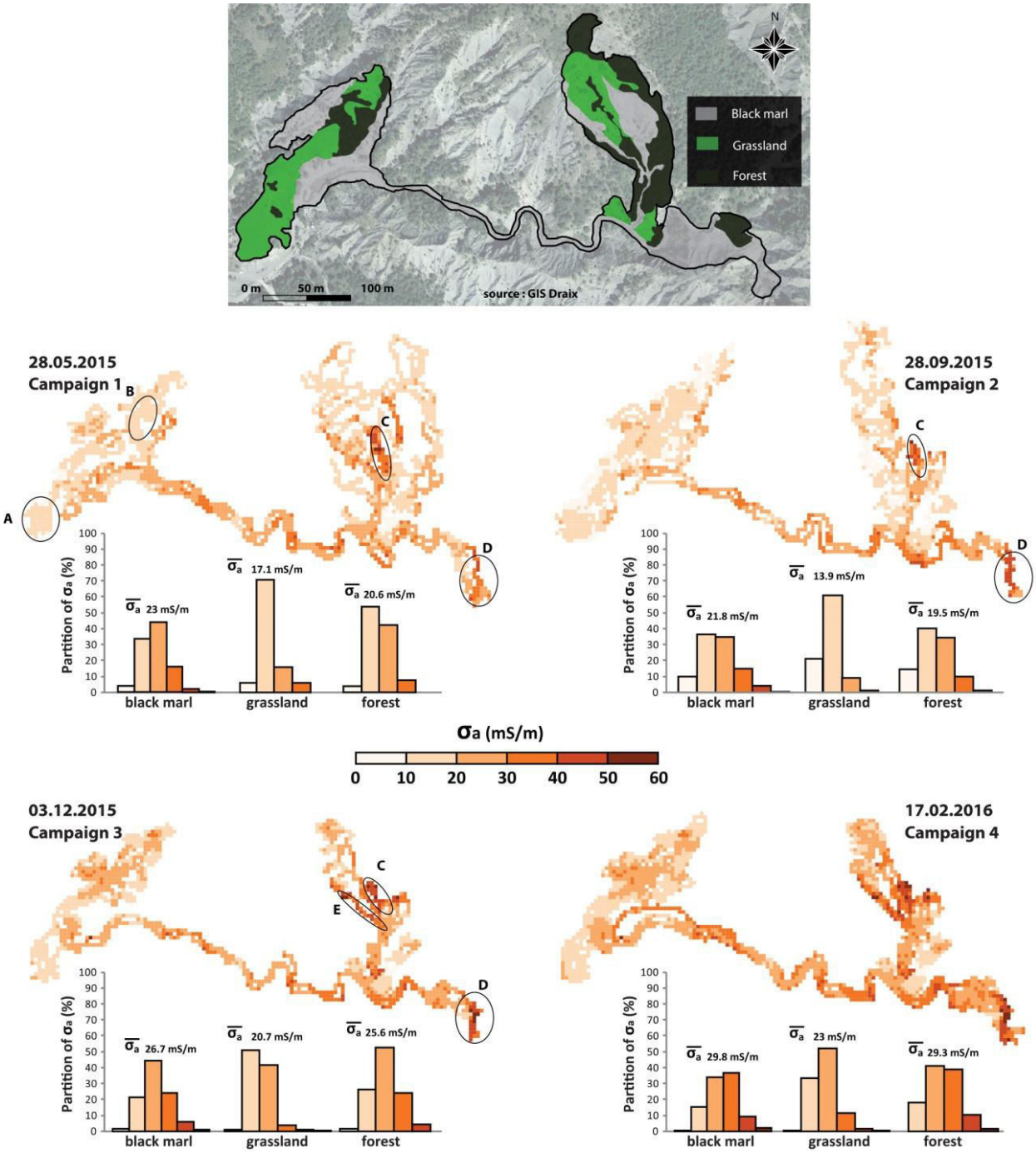
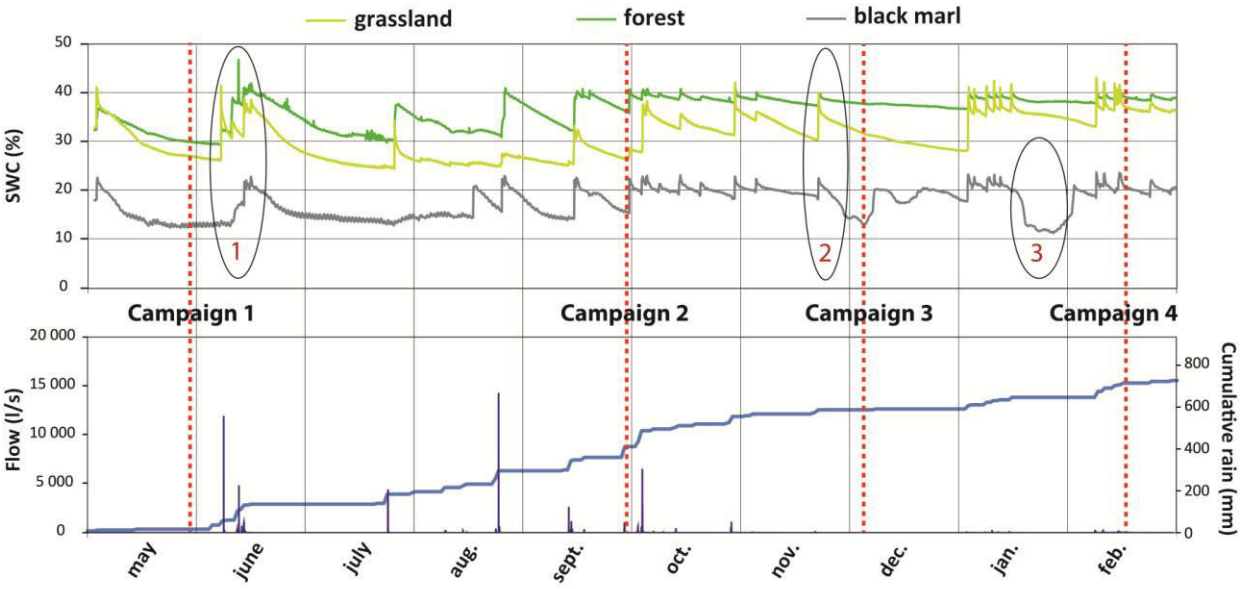


Fig. 3.1.4 : Raw EC_a values (no interpolation) measured with Slingram EM31. Each pixel (25 m²) represents an average EC_a value corrected from temperature. The comparative analysis of EC_a raw values between campaigns shows marked variations between the 3 main environments (marl, forest, talwegs) associated with different soil types. Specific spatial patterns can be identified corresponding mostly to surface land cover. The mapped areas vary because the exact same pathway was not followed from one campaign to another. A and B correspond to stable patterns while C, D, and E correspond to gullies with high raw values of EC_a.

4.2 Measured plot-scale SWC

Significant differences in SWC values measured *in situ* were observed among the three land cover types (Fig. 5). Forest data showed the highest mean value (0.36 cm^3/cm^3), black marl data presented the lowest mean value (0.17 cm^3/cm^3), and grassland had an intermediate behavior (mean value of 0.3 cm^3/cm^3). Short period and low amplitude oscillations of SWC in black marl during drought periods are typically due to daily temperature variation because FDR sensors are more sensitive to temperature variation under dry conditions (Decagon Devices ® Application Note). Measured SWC variations due to rainfall events varied between probes. Looking at the dynamics (Fig. 5), a rainfall event after a dry period (Fig. 3.1.5) resulted in a high and rapid increase of SWC values on each probe. But as the watershed became wet, the probes reacted differently to rainfall events. In the forest, water is intercepted by tree canopy and reaches the soil after a delay. This delay is also visible during wet periods (Fig. 5 – 2). In black marl, a reactivity delay is visible for SWC sensors after a dry period (Fig. 3.1.5 – 1) due to low hydraulic conductivity which is strongly dependent on the initial moisture status (Estèves *et al.* 2005). This effect is not visible when marl is already moistened (Fig. 3.1.5 – 2). In the forest, changes were moderate but SWC values remained high after a rainfall event, revealing a high storage capacity and poor drainage dynamics. Conversely, SWC values measured in black marl increased immediately after a rainfall event and decreased rapidly, showing the ability of this material to produce subsurface flow. Grassland SWC values exhibited an intermediate behavior with a high increase but low decrease of SWC following the catchment drainage (Fig. 3.1.5 – 2). Some unexpected SWC drops in black marl (Fig. 3.1.5 – 3) can be observed after a rainy period. This dynamic is probably due to a variation of regolith structure which degrades the contact between the soil and the probe electrodes.



	grassland SWC (%)	forest SWC (%)	black marl SWC (%)
min	29.4	24.5	11
max	43.3	47	23.7
mean	30.4	36	17.1
standard deviation	4.03	3.37	3.05

Fig. 3.1.5 : Available dataset from May 2015 to February 2016: Soil volumetric water content measured continuously at a 15-min time step and at 15 cm depth by SWC probes (FDR 10HS by Decagon Devices ®) / Rainfall measured near the catchment outlet / Stream flow measured at the catchment outlet by a Parshall flume. This illustrates the trend of three probes (34.1, 34.2 and 39.2 on Fig. 1) located in the survey area. Variations of each probe are representative of mean SWC variations over time (May to February) and land cover (grassland, forest, and marls).

4.3 Correlation between EC_a and SWC

Raw EC_a values were analyzed for seven SWC probes (3 in black marl, 2 under forests, and 2 in grassland), which monitored SWC between depths of 10 cm and 20 cm (Fig. 3.1.6). A significant correlation (R = 0.89; P-value = 0.0001) was obtained between EC_a and SWC measured in forest and grassland areas. Correlations between SWC and EC_a variations between two successive campaigns were studied. However, calculating EC_a variations limits the number of points for calculating the correlation and gives more weight to measurement uncertainty. No relation was found between EC_a and SWC in bare marl areas owing to the difficulty of monitoring SWC by capacitance sensors in this complex media (contact problem between soil and probe electrodes) and to its high clay content. As shown in earlier studies (Waxman and Smith 1968 ; Williams and Hoey 1987), EC_a in clayey soil is strongly influenced by surface conductivity due to clay. Moreover, the impact of clay content on EC_a variations increases when water content decreases (Doolittle *et al.* 2006) which weakens the relationship between EC_a and SWC in dry periods.

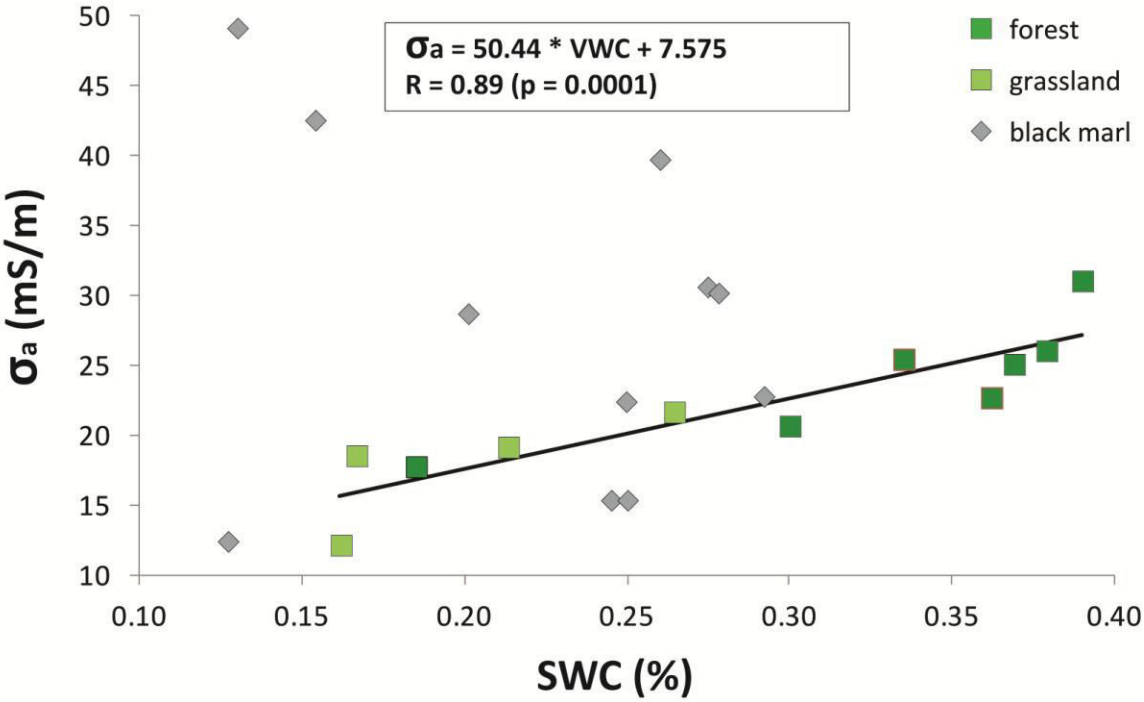


Fig. 3.1.6 : Correlation between EC_a measured with Slingram EM31 and SWC (all surveys are pooled here). A significant correlation in forest and grassland was observed.

4.4 Catchment scale extrapolation of EC_a from a multivariable correlation analysis

To obtain EC_a maps for each campaign, the LISDQS code computes a weighted spatial extrapolation model of EC_a based on three topographical variables: soil roughness, valley depth, and slope. Soil roughness refers to relief irregularities and can be null in flat areas or on rectilinear hillslopes. Its weight ranged from 50 % (campaign 2) to 70 % (campaign 3) in the EC_a spatial extrapolation models. Valley depth is the altitude difference between a talweg and the "roof surface," which corresponds to a line between the tops of adjacent hillslopes. Its weight ranged from 24 % (campaign 3) to 47 % (campaign 1) in the EC_a spatial extrapolation models. Slope was weighted from 4 % (campaign 2) to 8 % (campaign 3) in the EC_a spatial extrapolation models. These three parameters were the determining factors in this torrential context because gentle slopes are associated mostly with crests and summit areas or with vegetated hillslopes. Conversely, steep slopes are associated mostly with gullies and non-vegetated areas. The models obtained on the basis of three topographical parameters made it possible to estimate EC_a from measured EC_a. Correlations between the 448 EC_a measurements and estimated EC_a (from the spatial extrapolation models) ranged from 0.83 to 0.87 (Fig. 3.1.7a) between campaigns. For a 0.9 confidence level, the uncertainty on estimated EC_a varied among

campaigns from 5 mS/m to 6 mS/m. In the end LISDQS model provided insight into catchment scale distributed EC_a values (Fig. 3.1.7b) for each of the four measurement campaigns.

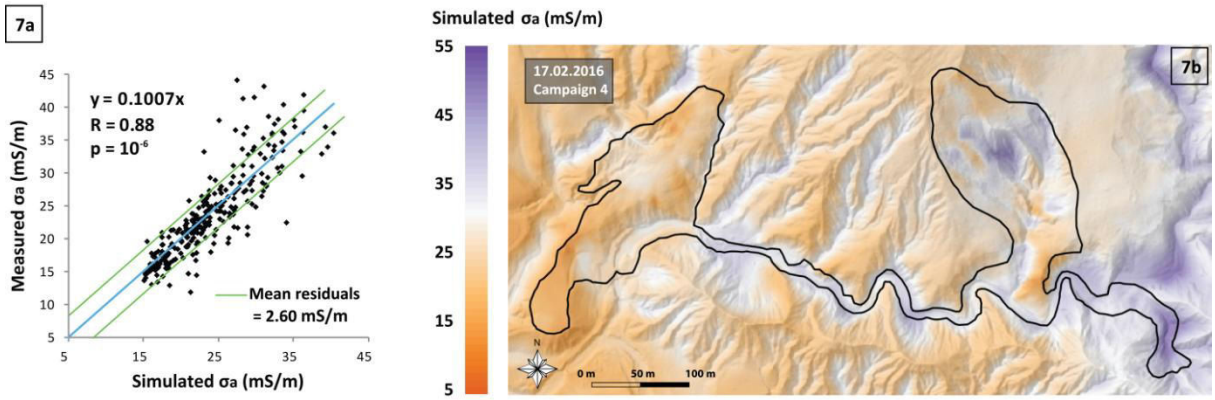


Fig. 3.1.7 : Correlation between measured EC_a (from EM31) and estimated EC_a (from LISDQS - based on topographical data) (7a - Example of campaign 4) and spatial extrapolation of estimated EC_a (7b). Correlations between EC_a and topographical variables (see 3.3) are estimated with a multiple linear regression made with the spatial interpolation code LISDQS. This analysis is based on 448 measuring points that were common among campaigns (Fig. 3). Three variables (soil roughness, valley depth, and slope) emerge as the parameters that explain EC_a distribution.

4.5 Identification of hydrological contributing areas from EC_a maps

The small number of SWC probes used to obtain the EC_a - SWC relationship, combined with uncertainties about separation of the EMI signal, make it impossible to obtain reliable SWC maps from EC_a maps. Nevertheless, it is possible to subtract each EC_a map (Fig. 3.1.7) from the previous one to identify potential hydrological contributing locations (Abdu *et al.* 2008a). Each map shows EC_a variations (interpolated values) at the study site scale from the dry period (summer between campaign 1 and campaign 2) to the rainy period (from campaign 2 to campaign 4). It is assumed in this study that this approach can reasonably identify areas where subsurface water might be accumulating or decreasing in a qualitative sense. EC_a differences among campaigns were separated into classes so as to obtain a synthetic view of the study area (Fig. 8).

Campaign 2 was the driest despite a rainy summer (345 mm of cumulate rainfall (Fig. 3.1.5) and five floods (> 1000 l/s)). The major part of the survey area showed a slight decrease of EC_a raw values (from -1 to -5 mS/m) compared to campaign 1. The larger decrease (from -5 to -10 mS/s) occurred on crests, hillslope upper parts (-15 mS/m on specific patterns such as gullies upslope - A, B on Fig. 3.1.8 - 1), and on riparian zones alongside the river network. A slight increase (from 0 to +5 mS/m) occurred along the river network near sub-catchment outlets (E, F, G on Fig. 8 - 1). Bare gullies and hillslopes showed high EC_a increases (from +5 to +15 mS/m) on their bottom areas (C, D on Fig. 8 - 1). Between campaigns 2 and 3, the catchment became wetter (230 mm since campaign 2, and three flood events); upslopes (A and B on Fig. 3.1.8 - 2) had increasing EC_a (+10 mS/m) while downslopes had decreasing EC_a (-10 mS/m) especially in bare areas (C on Fig. 3.1.8 - 2). Slight increases (from -1 to +5 mS/m) were observed on crests, far from the talwegs while slight increases (from -1 to -5 mS/m) were clearly visible in riparian zones along the main talweg (D on Fig. 8 - 2). Between campaign 3 to 4, patterns that had been observed previously were less clear cut. The majority of EC_a variations, from 0 to +5 mS/m, occurred mainly along talwegs and on the lower part of sub-catchments, near outlets. This observation is consistent with the low precipitation amount (130 mm) and the absence of flood events between campaigns 3 and 4. However, the greatest changes continued to occur according to the same patterns (B, C, D on Fig. 3.1.8 - 3) but a new zone appeared on the interstream ridge in the form of small patches in bare areas (A on Fig. 3.1.8 - 3).

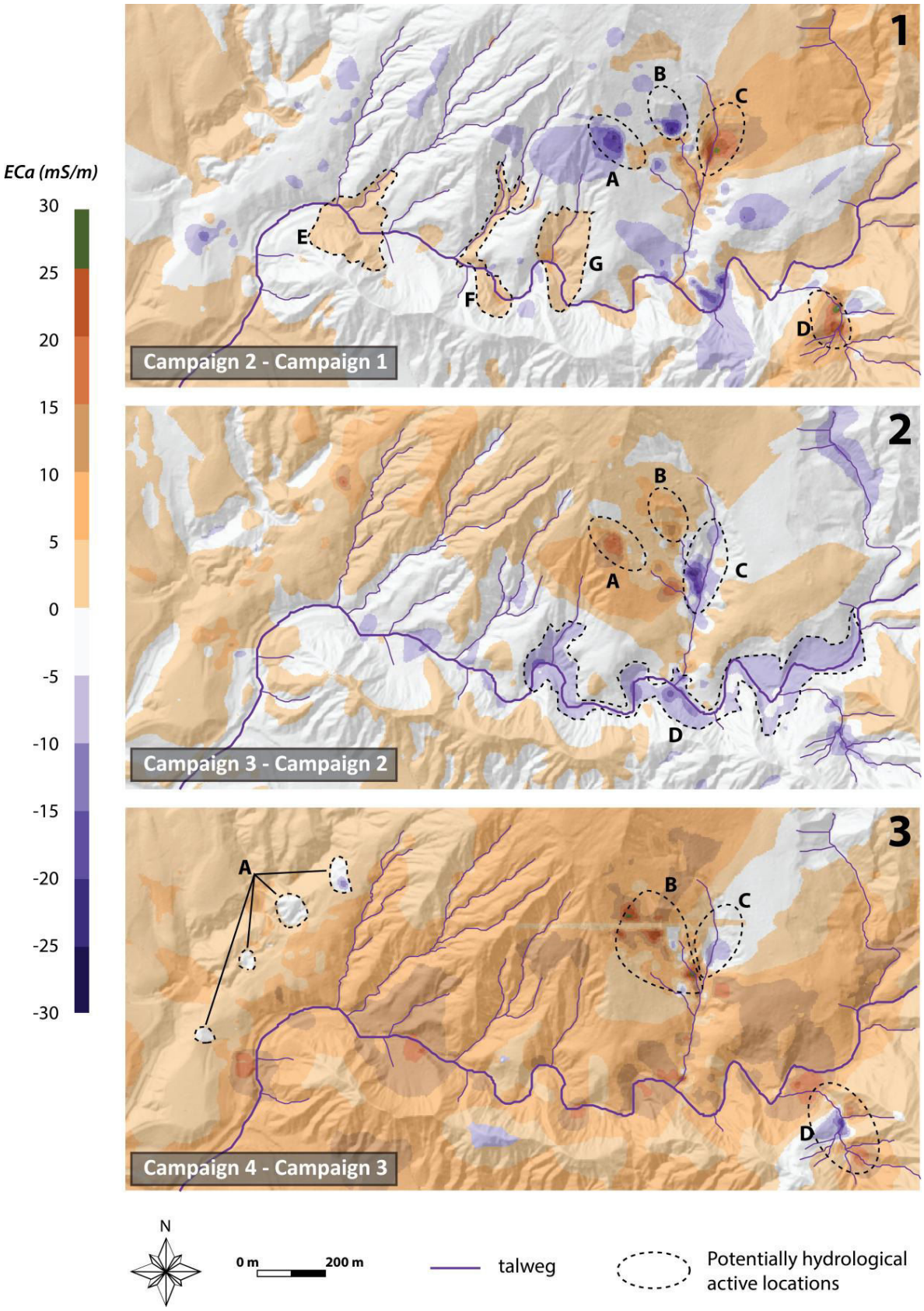


Fig. 3.1.8 : Subtraction of interpolated EC_a maps to identify potential hydrological contributing locations between campaigns. The most visible evolution appears on gully areas (A, B, C and D) but less obvious variations (E, F and G) along the river network tend to show a storage/discharge process. The discharge process is illustrated in autumn between campaigns 2 and 3 (pattern D) with decreasing raw EC_a values along the main talweg. In contrast, the same riparian areas and almost the entire study area show increasing EC_a values between campaigns 3 and 4 in the winter because of a wet period with less flooding, resulting in a storage process.

EC_a variations bring out potentially contributing storage/discharge locations in bare areas. These variations follow a spatial structure that makes it possible to identify other active storage/discharge locations within the hydrographic network (Hewlett 1963). Looking at the relationships among EC_a variations between campaigns and the distance to the talweg network, similar observations can be made for both bare and vegetated areas (Fig. 3.1.9). Variations of EC_a between campaigns depended on the distance to the talweg network. The highest variations occurred near talwegs (from 0 to 10m) and decreased continuously with distance. But the maximum positive or negative variations always occurred on bare areas, which may lead to a greater contribution to runoff from black marl than from vegetated areas. These results agree with observations made in other marly torrential catchments (Regüés and Gallart 2004 ; Latron *et al.* 2008). Also, median variations ranged from -4 mS/m (Fig. 3.1.9, campaign 2 to 3) to +2 mS/m (Fig.3.1.10 campaign 3 to 4) and variations of approximately 0 mS/m were common.

From campaign 1 to campaign 2 (summer to autumn), the amplitude of EC_a variations remained stable within 0 - 15 m from the talweg network in forest and grassland while it decreased over 10 m from the river network in black marl areas. From campaign 2 to campaign 3, the amplitude between high and low variations was weaker than previously in every environment and decreased constantly with distance to the talweg network. These observations remained constant over time and were even more obvious between campaign 3 and 4. Differences slowly decreased as the catchment became very wet in winter and active locations were visible only on specific bare and sloppy patterns. The fact that median variations between each campaign remained approximately 0 mS/m regardless of the distance to the talweg network and regardless of the environment does not mean that vegetated and bare areas always have similar quite low storage/discharge activity in comparison to specific active gully patterns. Indeed, the time-lapse EC_a maps were compared to each other without considering events that occurred between campaigns. It can be assumed that at the event time scale, contribution differences between environments are more complex than what was noticed here.

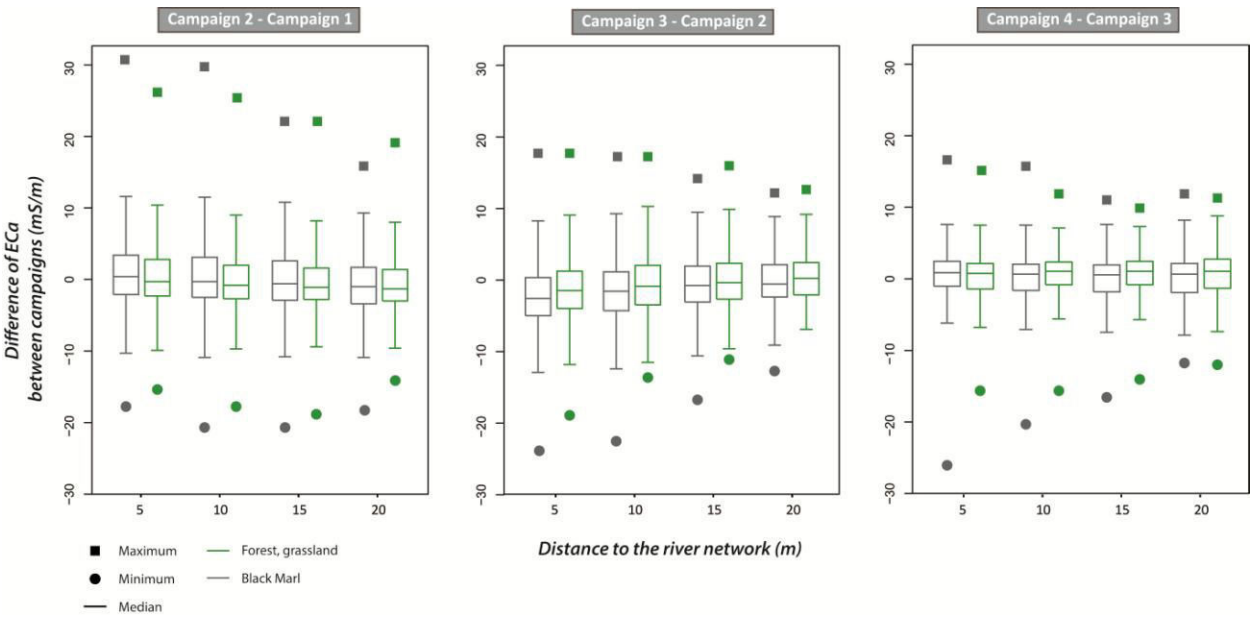


Fig. 3.1.9 : Relationship between EC_a differences among campaigns and distance to the river network by main land covers. Buffers around the talweg network can overlap over 20m, which explains the limits of 20m in this figure. The wetter the catchment (from summer to winter), the less important EC_a variations. EC_a variations decrease with the distance to the talweg network

5 Conclusions

SWC and EC_a are significantly correlated at the plot scale in grassland and forest at the study site. Although a number of soil properties control EC_a, in the study area it seems to be dependent on water content changes in vegetated areas associated with a developed soil. The spatial interpolation of EC_a based on topographical variables shows a significant correlation with measured EC_a. The fact that EC_a is driven by topography in vegetated areas is consistent with the strong link between vegetation and topography in the badlands. Low variations of EC_a values through time may be explained by a relative homogeneity of soil properties and soil depth in the study area. Low variations of EC_a values across space tend to confirm the existence of landform units (Doolittle *et al.* 2014) with relatively stable EC_a and high values in gullies, swales, and talwegs. The persistence of similar SWC and EC_a spatial patterns tends to confirm that SWC could be a major control of EC_a in vegetated areas at the investigated site.

The link between EC_a variation and distance to the river network shows that EC_a variations decrease with the distance to talwegs. Wenninger *et al.* (2004) interpreted this relationship as elevated water storage capacity and rapid saturation capacity in areas close to the stream. Conversely, soil water stored in hillslope areas located far from streams might be contributing to river flows only during wetter conditions, when flowpaths between the hillslope and riparian zone become connected (Ocampo *et al.* 2006; Zuecco *et al.* 2013). The campaign comparison also seems to bring out the storage/discharge role of riparian areas in our field study (McGlynn *et al.* 2003). The translation of EC_a maximum and minimum evolution from the top to the bottom of hillslope and conversely according to the campaign seems to show more or less rapid subsurface flows depending on the environment and SWC condition. In autumn riparian zones appear to contribute to river flows, whereas in winter, a storage process predominates. Our observations are consistent with the observations of Sidle *et al.* (2000) in a small headwater catchment in Japan, where they pointed out the control of initial SWC on space-time runoff occurrence near talwegs.

Regarding the limitations inherent to our study site, the tested methodology suggests that EMI mapping associated with limited SWC data is suitable for hydrological study in mountainous headwater catchments. Finally, it enables us to upscale and produce EC_a maps from topographical data even in a complex environment such as badlands. The range representation of EC_a made it possible to identify areas that were potentially contributing to surface/subsurface and hillslope/stream flows, but also to gain a better understanding of shallow water exchange processes. The methodology also validated the existence of landform units representative of peculiar hydrological responses. Bare areas associated with steep slopes seem to exhibit intense storage/discharge activity (short time scale) while water exchange processes in smoother vegetated areas (with highly rooted soils) occur over a longer time scale (along a vertical profile due to soil thickness, and deeper between root zone and impervious bedrock) due to high storage capacity.

6 Acknowledgments

This work was supported through the OCTOMED Project within the Region Provence Alpes Côte d'Azur research call. The authors are indebted to the University of Avignon and the French Network of Drainage Basins (Réseau des Bassins Versants) for their financial support. We acknowledge the SOERE Draix-Bléone for the technical support and the ongoing maintenance of the experimental sites and IPG Strasbourg for providing SWC data on the interstream ridge (CRITEX Project).

The authors would like to express their gratitude to the SOERE Draix-Bléone for providing the experimental study site, and to the IGP Strasbourg for the EC-5 SWC data. Many thanks to Eli Ouloumbé who helped us in the field.

Annex 1

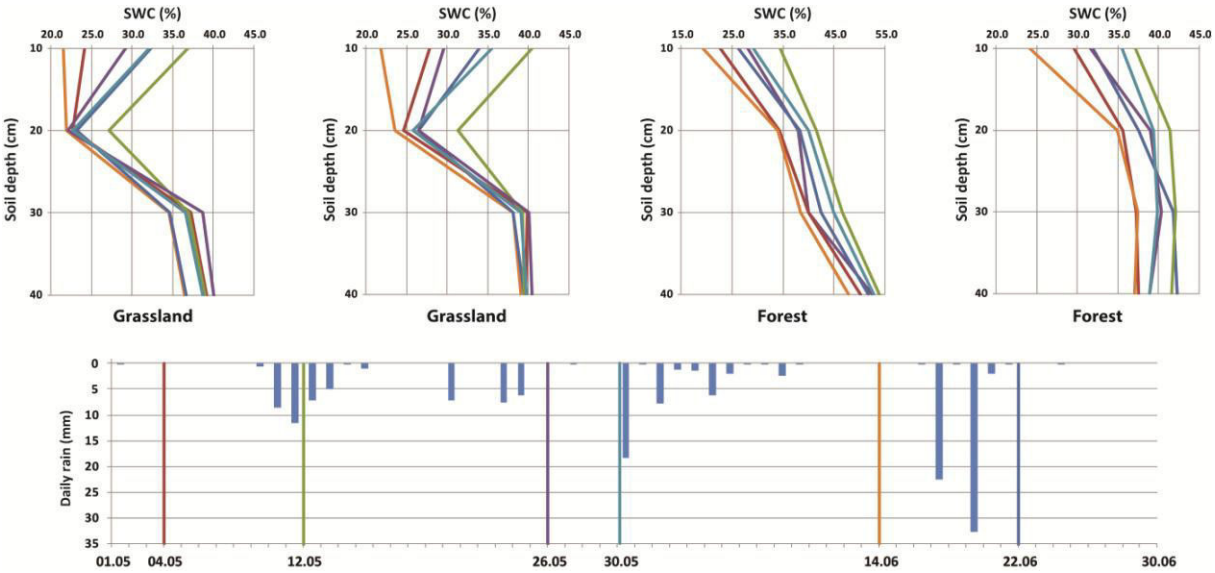


Fig. 3.1.10 : Example of SWC measurements made by a PR2 probe (Delta-T) at the plot scale at 4 depths (10, 20, 30 and 40 cm) in grassland and forest. The six measurements campaigns were made in different hydric state from May to June 2016. Monitoring showed that SWC variations appeared almost only between 10 cm and 20 cm in grassland. In forest, SWC variations are observed along the whole profile and decrease with depth

Annex 2

$$SWC\ manufacturer\ calibration\ (cm^3/cm^3) = 2.97\ 10^{-9} * mV^3 - 7.37\ 10^{-6} * mV^2 + 6.69\ 10^{-3} * mV - 1.92$$

with mV as millivolt

$$SWC\ new\ in\ situ\ calibration\ (cm^3/cm^3) = 1\ 10^{-9} * SWC^3 - 4\ 10^{-6} * SWC^2 + 0.0049 * SWC - 2.01$$

References

A

Abdu H, Robinson DA, Seyfried M, Jones SB (2008a) Geophysical imaging of watershed subsurface patterns and prediction of soil texture and water holding capacity. Water Resour. Res. 44, W00D18. doi:10.1029/2008WR007043

Altdorff D, Hebel C von, Borchard N, Kruk J van der, Bogena HR, Vereecken H, Huisman JA (2017a) Potential of catchment-wide soil water content prediction using electromagnetic induction in a forest ecosystem. Environ Earth Sci 76, 111. doi:10.1007/s12665-016-6361-3

Altdorff D, Hebel C von, Borchard N, Kruk J van der, Bogena HR, Vereecken H, Huisman JA (2017b) Potential of catchment-wide soil water content prediction using electromagnetic induction in a forest ecosystem. Environ Earth Sci 76, 111. doi:10.1007/s12665-016-6361-3

B

Binley A, Hubbard SS, Huisman JA, Revil A, Robinson DA, Singha K, Slater LD (2015) The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. Water Resour. Res. 51, 3837–3866. doi:10.1002/2015WR017016

Biswas A, Si BC (2011) Identifying scale specific controls of soil water storage in a hummocky landscape using wavelet coherency. Geoderma 165, 50–59. doi:10.1016/j.geoderma.2011.07.002

Blonquist JM, Jones SB, Robinson DA (2005) Standardizing Characterization of Electromagnetic Water Content Sensors. Vadose Zone Journal 4, 1059–1069. doi:10.2136/vzj2004.0141

Blume T, van Meerveld HJ (2015) From hillslope to stream: methods to investigate subsurface connectivity. WIREs Water 2, 177–198. doi:10.1002/wat2.1071

Blyth EM, Finch J, Robinson M, Rosier P (2004) Can soil moisture be mapped onto the terrain? Hydrology and Earth System Sciences Discussions 8, 923–930.

Bogena HR, Huisman JA, Baatz R, Hendricks Franssen HJ, Vereecken H (2013) Accuracy of the cosmic-ray soil water content probe in humid forest ecosystems: The worst case scenario. Water Resour. Res. 49, 5778–5791. doi:10.1002/wrcr.20463

Brevik EC, Fenton TE (2002) Influence of Soil Water Content, Clay, Temperature, and Carbonate Minerals on Electrical Conductivity Readings Taken with an EM-38. Soil Horizons 43, 9–13. doi:10.2136/sh2002.1.0009

Brocca L, Melone F, Moramarco T, Morbidelli R (2010) Spatial-temporal variability of soil moisture and its estimation across scales. Water Resour. Res. 46, W02516. doi:10.1029/2009WR008016

Brunet P, Clément R, Bouvier C (2010) Monitoring soil water content and deficit using Electrical Resistivity Tomography (ERT) – A case study in the Cevennes area, France. Journal of Hydrology 380, 146–153. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.10.032

Busch S, Weihermüller L, Huisman JA, Steelman CM, Endres AL, Vereecken H, van der Kruk J (2013) Coupled hydrogeophysical inversion of time-lapse surface GPR data to estimate hydraulic properties of a layered subsurface. Water Resour. Res. 49, 8480–8494. doi:10.1002/2013WR013992

C

Cafarelli B, Castrignanò A, Benedetto DD, Palumbo AD, Buttafuoco G (2015) A linear mixed effect (LME) model for soil water content estimation based on geophysical sensing: a comparison of an LME model and kriging with external drift. Environ Earth Sci 73, 1951–1960. doi:10.1007/s12665-014-3543-8

Calamita G, Perrone A, Brocca L, Onorati B, Manfreda S (2015) Field test of a multi-frequency electromagnetic induction sensor for soil moisture monitoring in southern Italy test sites. Journal of Hydrology 529, 316–329. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.07.023

Corwin DL, Lesch SM (2005) Apparent soil electrical conductivity measurements in agriculture. Computers and Electronics in Agriculture, Applications of Apparent Soil Electrical Conductivity in Precision Agriculture 46, 11–43. doi:10.1016/j.compag.2004.10.005

D

Daily W, Owen E (1991) Cross-borehole resistivity tomography. GEOPHYSICS 56, 1228–1235. doi:10.1190/1.1443142

Doetsch J, Linde N, Coscia I, Greenhalgh S, Green A (2010) Zonation for 3D aquifer characterization based on joint inversions of multimethod crosshole geophysical data. GEOPHYSICS 75, G53–G64. doi:10.1190/1.3496476

Doolittle JA, Brevik EC (2014) The use of electromagnetic induction techniques in soils studies. Geoderma 223–225, 33–45. doi:10.1016/j.geoderma.2014.01.027

Doolittle JA, Jenkinson B, Hopkins D, Ulmer M, Tuttle W (2006) Hydropedological investigations with ground-penetrating radar (GPR): Estimating water-table depths and local ground-water flow pattern in areas of coarse-textured soils. Geoderma, Hydropedology: Bridging disciplines, scales and data 131, 317–329. doi:10.1016/j.geoderma.2005.03.027

Doolittle J, Zhu Q, Zhang J, Guo L, Lin H (2012) Geophysical investigations of soil-landscape architecture and its impacts on subsurface flow. Hydropedology: Synergistic integration of soil science and hydrology. Chapter 13.

Dubreuil-Boisclair C, Gloaguen E, Marcotte D, Giroux B (2011) Heterogeneous aquifer characterization from ground-penetrating radar tomography and borehole hydrogeophysical data using nonlinear Bayesian simulations. GEOPHYSICS 76, J13–J25. doi:10.1190/1.3571273

E

Esteves M, Descroix L, Mathys N, Lapetite JM (2005) Soil hydraulic properties in a marly gully catchment (Draix, France). CATENA 63, 282 à 298. doi:10.1016/j.catena.2005.06.006

G

Guérin R (2005) Borehole and surface-based hydrogeophysics. Hydrogeol J 13, 251–254. doi:10.1007/s10040-004-0415-4

H

Hanson BR, Kaita K (1997) Response of Electromagnetic Conductivity Meter to Soil Salinity and Soil-Water Content. Journal of Irrigation and Drainage Engineering 123, 141–143. doi:10.1061/(ASCE)0733-9437(1997)123:2(141)

Hewlett JD, Hibbert AR (1963) Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. J. Geophys. Res. 68, 1081–1087. doi:10.1029/JZ068i004p01081

Huang J, McBratney AB, Minasny B, Triantafilis J (2017a) Monitoring and modelling soil water dynamics using electromagnetic conductivity imaging and the ensemble Kalman filter. Geoderma 285, 76–93. doi:10.1016/j.geoderma.2016.09.027

Huang J, McBratney AB, Minasny B, Triantafilis J (2017b) Monitoring and modelling soil water dynamics using electromagnetic conductivity imaging and the ensemble Kalman filter. Geoderma 285, 76–93. doi:10.1016/j.geoderma.2016.09.027

Huisman JA, Hubbard SS, Redman JD, Annan AP (2003) Measuring Soil Water Content with Ground Penetrating Radar. Vadose Zone Journal 2, 476–491. doi:10.2136/vzj2003.4760

Huza J, Teuling AJ, Braud I, Grazioli J, Melsen LA, Nord G, Raupach TH, Uijlenhoet R (2014) Precipitation, soil moisture and runoff variability in a small river catchment (Ardèche, France) during HyMeX Special Observation Period 1. Journal of Hydrology, Determination of soil moisture: Measurements and theoretical approaches 516, 330–342. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.01.041

J

Jawson SD, Niemann JD (2007) Spatial patterns from EOF analysis of soil moisture at a large scale and their dependence on soil, land-use, and topographic properties. Advances in Water Resources 30, 366–381. doi:10.1016/j.advwatres.2006.05.006

Joly D, Brossard T, Cardot H, Cavailhes J, Hilal M, Wavresky P (2008) Interpolation par recherche d'information locale. Interpolation by local information 27–47. doi:https://doi.org/10.4267/climatologie.714

K

Kachanoski RG, Wesenbeeck IJV, Gregorich EG (1988) Estimating Spatial Variations of Soil Water Content Using Noncontacting Electromagnetic Inductive Methods. Can. J. Soil. Sci. 68, 715–722. doi:10.4141/cjss88-069

Kachanoski RG, Wesenbeeck IJV, Jong ED (1990) Field Scale Patterns of Soil Water Storage from Non-Contacting Measurements of Bulk Electrical Conductivity. Can. J. Soil. Sci. 70, 537–542. doi:10.4141/cjss90-056

Kelleners TJ, Robinson DA, Shouse PJ, Ayars JE, Skaggs TH (2005) Frequency Dependence of the Complex Permittivity and Its Impact on Dielectric Sensor Calibration in Soils. Soil Science Society of America Journal 69, 67–76. doi:10.2136/sssaj2005.0067

Keller GV, Frischknecht FC (1966) Electrical Methods in Geophysical Prospecting. Pergamon Press, London . p. 517.

Köhli M, Schrön M, Zreda M, Schmidt U, Dietrich P, Zacharias S (2015) Footprint characteristics revised for field-scale soil moisture monitoring with cosmic-ray neutrons. Water Resour. Res. 51, 5772–5790. doi:10.1002/2015WR017169

Krzeminska DM, Steele-Dunne SC, Bogaard TA, Rutten MM, Sailhac P, Geraud Y (2012) High-resolution temperature observations to monitor soil thermal properties as a proxy for soil moisture condition in clay-shale landslide. Hydrol. Process. 26, 2143–2156. doi:10.1002/hyp.7980

L

Latron J, Soler M, Llorens P, Gallart F (2008) Spatial and temporal variability of the hydrological response in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). Hydrol. Process. 22, 775–787. https://doi.org/10.1002/hyp.6648

Le Bourgeois O (2014) Spatial variability of the hydrodynamic properties of soil at hillslope scale in Cevennes area. Presented at the 2014 AGU Chapman Conference on Catchment Spatial Organization and Complex Behavior, Agu.

Li Z, Zhu D (2010) Predicting Flow Profile of Horizontal Well by Downhole Pressure and Distributed-Temperature Data for Waterdrive Reservoir. SPE Production & Operations 25, 296–304. doi:10.2118/124873-PA

M

Maquaire O, Ritzenthaler A, Fabre D, Ambroise B, Thiery Y, Truchet E, Malet JP, Monnet J (2002) Characterisation of alteration profiles using dynamic penetrometry with variable energy. Application to weathered black marls, Draix (Alpes-de-Haute-Provence, France). Comptes Rendus Geoscience 334, 835–841. doi:10.1016/S1631-0713(02)01788-1

Martini E, Werban U, Zacharias S, Pohle M, Dietrich P, Wollschläger U (2017) Repeated electromagnetic induction measurements for mapping soil moisture at the field scale: validation with data from a wireless soil moisture monitoring network. Hydrol. Earth Syst. Sci. 21, 495–513. doi:10.5194/hess-21-495-2017

Mathys N (2006) Analyse et modélisation à différentes échelles des mécanismes d'érosion et de transport de matériaux solides : cas des petits bassins versants de montagne sur marne (Draix, Alpes-de-Haute-Provence). Grenoble INPG.

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, Gully Erosion and Global Change 50, 527–548. doi:10.1016/S0341-8162(02)00122-4

McGlynn B, McDonnell J, Stewart M, Seibert J (2003) On the relationships between catchment scale and streamwater mean residence time. Hydrol. Process. 17, 175–181. doi:10.1002/hyp.5085

McNeill JD (1980) Electromagnetic Terrain Conductivity Measurement at Low Induction Numbers. Geonics.

Michot D, Benderitter Y, Dorigny A, Nicoullaud B, King D, Tabbagh A (2003) Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. Water Resour. Res. 39, 1138. doi:10.1029/2002WR001581

O

Ocampo CJ, Sivapalan M, Oldham C (2006) Hydrological connectivity of upland-riparian zones in agricultural catchments: Implications for runoff generation and nitrate transport. Journal of Hydrology 331, 643–658. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.06.010

P

Padhi J, Misra RK (2011) Sensitivity of EM38 in determining soil water distribution in an irrigated wheat field. Soil and Tillage Research 117, 93–102. doi:10.1016/j.still.2011.09.003

Panissod F, Bailly JS, Durrieu S, Jacome A, Mathys N, Cavalli M, Puech C (2010) Qualification de modèles numériques de terrain LiDAR pour l'étude de l'érosion : application aux badlands de Draix,, in: Revue Française de Photogrammétrie et de Télédétection. Presented at the Colloque Lidar ESGT, Société française de photogrammétrie et de télédétection, pp. 50–57.

Q

Qu W, Bogena HR, Huisman JA, Vereecken H (2013) Calibration of a novel low-cost soil water content sensor based on a ring oscillator. Vadose Zone J., 12(2), 1–10.

R

Regüés D, Gallart F (2004) Seasonal patterns of runoff and erosion responses to simulated rainfall in a badland area in Mediterranean mountain conditions (Vallcebre, southeastern Pyrenees). Earth Surf. Process. Landforms 29, 755–767. https://doi.org/10.1002/esp.1067

Robinson DA, Abdu H, Lebron I, Jones SB (2012a) Imaging of hill-slope soil moisture wetting patterns in a semi-arid oak savanna catchment using time-lapse electromagnetic induction. Journal of Hydrology 416, 39–49. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.11.034

Robinson DA, Campbell CS, Hopmans JW, Hornbuckle BK, Jones SB, Knight R, Ogden F, Selker J, Wendroth O (2008) Soil Moisture Measurement for Ecological And Hydrological Watershed-Scale Observatories: A Review. Vadose Zone J. 358–389.

Rubin Y, Hubbard SS (2006) Hydrogeophysics. Springer Science & Business Media.

S

Sayde C, Gregory C, Gil-Rodriguez M, Tufillaro N, Tyler S, van de Giesen N, English M, Cuenca R, Selker JS (2010) Feasibility of soil moisture monitoring with heated fiber optics. Water Resour. Res. 46, W06201. doi:10.1029/2009WR007846

Sheets KR, Hendrickx JMH (1995) Noninvasive Soil Water Content Measurement Using Electromagnetic Induction. Water Resour. Res. 31, 2401–2409. doi:10.1029/95WR01949

Sidle R, Tsuboyama Y, Noguchi S, Hosoda I, Fujieda M, Shimizu T (2000) Stormflow generation in steep forested headwaters: A linked hydrogeomorphic paradigm. doi:10.1002/(SICI)1099-1085(20000228)14:3<369::AID-HYP943>3.3.CO;2-G

Slater L, Ntarlagiannis D, Day-Lewis F, Mwakanyamale K, Versteeg R, Strickland C, Johnson C, Lane Jr (2010) Use of electrical imaging and distributed temperature sensing methods to characterize surface water–groundwater exchange regulating uranium transport at the Hanford 300 Area, Washington. Water Resources Research. doi: 10.1029/2010WR009110

Soulsby C, Bradford J, Dick J, McNamara JP, Geris J, Lessels J, Blumstock M, Tetzlaff D (2016) Using geophysical surveys to test tracer-based storage estimates in headwater catchments. Hydrol. Process. 30, 4434–4445. doi:10.1002/hyp.10889

Sudduth KA, Drummond ST, Kitchen NR (2001) Accuracy issues in electromagnetic induction sensing of soil electrical conductivity for precision agriculture. Computers and Electronics in Agriculture 31, 239–264. doi:10.1016/S0168-1699(00)00185-X

T

Topp GC, Davis JL, Annan AP (1980) Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. Water Resour. Res. 16, 574–582. doi:10.1029/WR016i003p00574

Tromp-van Meerveld HJ, McDonnell JJ (2006) On the interrelations between topography, soil depth, soil moisture, transpiration rates and species distribution at the hillslope scale. Advances in Water Resources, Experimental Hydrology: A Bright Future 29, 293–310. doi:10.1016/j.advwatres.2005.02.016

Tromp-van Meerveld HJ, McDonnell JJ (2009) Assessment of multi-frequency electromagnetic induction for determining soil moisture patterns at the hillslope scale. Journal of Hydrology 368, 56–67. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.01.037

Truchet E (2000) Caractérisation physique et hydrodynamique des formations superficielles du B.V.R.E du Laval (Alpes du Sud, France). Mémoire de maitrise, ULP.

V

Vachaud G, Passerat De Silans A, Balabanis P, Vauclin M (1985) Temporal Stability of Spatially Measured Soil Water Probability Density Function. Soil Science Society of America Journal 49, 822–828. doi:10.2136/sssaj1985.03615995004900040006x

Vanderlinden K, Vereecken H, Hardelauf H, Herbst M, Martínez G, Cosh MH, Pachepsky YA (2012) Temporal Stability of Soil Water Contents: A Review of Data and Analyses. Vadose Zone Journal 11. doi:10.2136/vzj2011.0178

Vereecken H, Huisman JA, Bogena H, Vanderborght J, Vrugt JA, Hopmans JW (2008a) On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review. Water Resour. Res. 44, W00D06. doi:10.1029/2008WR006829

Vereecken H, Huisman JA, Bogena H, Vanderborght J, Vrugt JA, Hopmans JW (2008b) On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review. Water Resour. Res. 44, W00D06. doi:10.1029/2008WR006829

Vereecken H, Huisman JA, Pachepsky Y, Montzka C, van der Kruk J, Bogena H, Weihermüller L, Herbst M, Martinez G, Vanderborght J (2014) On the spatio-temporal dynamics of soil moisture at the field scale. Journal of Hydrology, Determination of soil moisture: Measurements and theoretical approaches 516, 76–96. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.11.061

Von Hebel C, Rudolph S, Mester A, Huisman J, Kumbhar P, Vereecken H, Van der Kruk J (2014) Three-dimensional imaging of subsurface structural patterns using quantitative large-scale multiconfiguration electromagnetic induction data. doi: 10.1002/2013WR014864.

W

Wagner W, Blöschl G, Pampaloni P, Calvet JC, Bizzarri B, Wigneron JP, Kerr Y (2007a) Operational readiness of microwave remote sensing of soil moisture for hydrologic applications. Hydrology Research 38, 1–20. doi:10.2166/nh.2007.029

Wagner W, Naeimi V, Scipal K, Jeu R, Martínez-Fernández J (2007b) Soil moisture from operational meteorological satellites. Hydrogeol J 15, 121–131. doi:10.1007/s10040-006-0104-6

Waxman M, Smits L (1968) Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands, Society of Petroleum Engineers J, 8, 107-122.

Wenninger J, Uhlenbrook S, Lorentz S, Leibundgut C (2008) Identification of runoff generation processes using combined hydrometric, tracer and geophysical methods in a headwater catchment in South Africa / Identification des processus de formation du débit en combinat la méthodes hydrométrique, traceur et géophysiques dans un bassin versant sud-africain. Hydrological Sciences Journal 53, 65–80. doi:10.1623/hysj.53.1.65

Wenninger J, Uhlenbrook S, Tilch N, Leibundgut C (2004) Experimental evidence of fast groundwater responses in a hillslope/floodplain area in the Black Forest Mountains, Germany. Hydrol. Process. 18, 3305–3322. doi:10.1002/hyp.5686

Western AW, Bloschl G (1999) On the spatial scaling of soil moisture, J. Hydrol., 217, 203–224.

Western AW, Zhou SL, Grayson RB, McMahon TA, Blöschl G, Wilson DJ (2004) Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes. Journal of Hydrology 286, 113–134. doi:10.1016/j.jhydrol.2003.09.014

Williams BG, Hoey D, Williams BG, Hoey D (1987) The use of electromagnetic induction to detect the spatial variability of the salt and clay contents of soils, The use of electromagnetic induction to detect the spatial variability of the salt and clay contents of soils. Soil Res., Soil Res. 25, 25, 21, 21–27, 27. doi:10.1071/SR9870021, 10.1071/SR9870021

Z

Zhou QY, Shimada J, Sato A (2001) Three-dimensional spatial and temporal monitoring of soil water content using electrical resistivity tomography. Water Resour. Res. 37, 273–285. doi:10.1029/2000WR900284

Zreda M, Desilets D, Ferré TPA, Scott RL (2008) Measuring soil moisture content non-invasively at intermediate spatial scale using cosmic-ray neutrons. Geophys. Res. Lett. 35, L21402. doi:10.1029/2008GL035655

Zuecco G, Penna D, Borga M (2017) Runoff generation in mountain catchments: long-term hydrological monitoring in the Rio Vauz Catchment, Italy. Cuadernos de Investigación Geográfica. doi.org/10.18172/cig.3327

Synthèse de l'article : Mapping soil water saturation using a geostatistical model: results obtained in a small catchment in the Southern Alps (France)

Cet article cherche à produire une spatialisation des variations de saturation du sol dans un bassin versant torrentiel à l'échelle événementielle, à partir d'un réseau de mesures à haute fréquence temporelle, tout en minimisant le nombre de capteurs. Cet article suit les objectifs suivants :

1/ Identifier les variables locales expliquant les variations de SWC à différentes échelles temporelles
2/ Etudier la dynamique de SWC à l'échelle journalière et événementielle
3/ Proposer une cartographie de la saturation du bassin versant de façon séquencée et à l'échelle événementielle

Pour caractériser la réponse hydrologique interne du bassin versant expérimental du Laval et identifier les paramètres contrôlant les processus de ruissellement, un suivi à haute résolution temporelle (15 min) des variations de teneur en eau a été effectué (de mai à novembre 2016) à partir d'un réseau de capteurs capacitifs installés entre 10 cm et 20 cm de profondeur. Afin d'optimiser la localisation de ces derniers, le bassin du Laval a été discrétisé en sous-bassins versants au sein desquels les principales unités hydro-physio-topographiques ont été caractérisées (Fig. 3.2.2). Une calibration *in situ* des sondes a ensuite été effectuée au sein des principaux types d'occupation de surface (pelouse, forêt, sol nu). Les valeurs absolues (teneur en eau issue de la permittivité diélectrique du sol) ont ensuite été transformées en saturation (calculée à partir de la porosité totale) pour comparer les variations observées dans les divers environnements instrumentés. La comparaison des pluviographes installés dans le bassin avec celui du Laval (situé à l'exutoire) et celui de Pompe (situé près des crêtes amont) a montré l'homogénéité de la pluviométrie sur la période étudiée et à l'échelle événementielle, permettant de comparer les sondes entre elles . Des cartes de saturation des sols ont été produites à l'échelle événementielle par interpolation spatiale des données (LISDQS) à partir de corrélations multiples entre la teneur en eau (mesurée ponctuellement) et des paramètres locaux environnants les sondes de mesures (topographie, NDVI, épaisseur des sols...).

A l'échelle journalière, les écarts entre les saturations des trois principaux environnements sont très marqués en période d'assèchement, avec de fortes amplitudes observées en secteur dénudé, tandis qu'ils se réduisent en période d'humidification, lorsque le bassin s'approche de la saturation totale (Fig. 3.2.5). La dynamique de teneur en eau des sols est similaire entre la forêt et la prairie, malgré des valeurs maximales plus élevées et une plus grande dispersion mesurée en secteur forestier. A l'échelle événementielle, l'intensité des pluies et l'état hydrique initial des sols entrainent des réactions différentes des sondes : en secteur dénudé et en période sèche, les saturations mesurées montrent un retard par rapport aux environnements végétalisés (Tab. 3.2.4). Ce retard peut s'expliquer par l'anisotropie liée à la structure du substrat qui induit une orientation des couches et favorise un processus d'écoulement latéral (entre 0 et 10 cm). Il peut également être dû à un phénomène d'hydrophobicité localement observé en été après une longue période sans précipitations. À l'inverse, le temps de réaction des sondes est plus court en marne qu'en milieu végétalisé en période automnale. En secteur de prairie, le temps de réaction entre le début des pluies et la hausse de la saturation est généralement plus court qu'en secteur dénudé et en forêt. Les amplitudes de saturation observées en prairie et en secteur dénudé sont toutefois similaires. En forêt, la réaction des sondes est retardée par l'interception, l'amplitude de variation de saturation est plus faible, et le drainage est plus lent. A la fin de l'automne, les amplitudes de saturation du sol dépendent davantage de l'état hydrique initial que de l'intensité des précipitations quel que soit l'environnement étudié.

A l'échelle journalière**,** la modélisation géostatistique de la saturation des sols montre une corrélation significative entre la saturation et l'épaisseur des sols en période humide, et entre la teneur en eau et le rayonnement solaire théorique en période d'assèchement (Fig. 3.2.6). A l'échelle événementielle,

l'épaisseur des sols et la topographie dans les badlands sont les variables explicatives de la cartographie de la saturation des sols (Fig. 3.2.7).

Les données issues de trois sondes capacitives situées dans le Laval, et non prises en compte dans la phase de modélisation, ont permis de valider le modèle à l'échelle journalière sur toute la période étudiée et dans les trois environnements avec des écarts moyens de ± 2.3 % entre les valeurs mesurées et modélisées (Fig. 3.2.8). La validation à l'échelle événementielle, effectuée avec les trois mêmes sondes et lors de sept épisodes de crue, a mis en avant l'impact de l'intensité des pluies sur la capacité du modèle à reproduire des valeurs de saturation proches des valeurs mesurées. En effet, les périodes de pluie intense sont associées à une baisse de la corrélation entre la saturation et les variables explicatives utilisées, provoquant une moins bonne estimation des saturations par le modèle (Fig. 3.2.9). Cela dit, la saturation est très bien simulée par le modèle lorsque les valeurs sont proches de la porosité totale ainsi qu'en phase de drainage. Enfin, la cartographie séquencée des crues (avec un pas de temps de 15 min) a permis de caractériser le rôle potentiel des différents environnements en termes d'écoulement (Fig. 3.2.10). Les secteurs dénudés ne sont jamais complètement saturés, toutefois, les fortes variations de saturation observées pourraient être attribuées à des écoulements de subsurface contribuant aux écoulements dans le réseau de drainage. En effet, la porosité et l'épaisseur du substrat sont plus faibles sur les secteurs dénudés, et les valeurs de conductivité hydraulique à saturation mesurées sont plus fortes que dans les secteurs végétalisés. Les environnements végétalisés, et notamment la forêt, présentent des valeurs proches de la saturation. Pourtant, les faibles variations mesurées tendent à plutôt indiquer un rôle "tampon" associé au processus de stockage.

La méthode présentée montre comment les paramètres locaux qui contrôlent la saturation affectent cette variable en fonction de la pluviométrie et du statut hydrique initial du bassin versant. Tout en prenant en compte les incertitudes liées à la mesure, la spatialisation de la saturation hydrique des sols a permis également de comparer la dynamique propre à chaque environnement et d'estimer leur contribution potentielle aux écoulements de crue à l'échelle du bassin versant.

Mapping soil water saturation using a geostatistical model: results obtained in a small catchment in the Southern Alps (France)

Florian MALLET [(1)*], Vincent MARC [(1)], Johnny DOUVINET [(2)], Philippe ROSSELLO [(3)], Daniel JOLY [(4)]
[(1)] Université d'Avignon, UMR 1114 EMMAH, Avignon, France
[(2)] Université d'Avignon, UMR 7300 CNRS-ESPACE, Avignon, France
[(3)] GeographR, Avignon, France
[(4)] Université Bourgogne Franche-Comté, Laboratoire ThéMA/UMR 6049, CNRS, Besançon, France
** florian.mallet.uapv@gmail.com / + 33 (0)6 59 41 44 88*
Pôle Agrosciences, 301 rue Baruch de Spinoza, BP 21239, 84916 AVIGNON

Note au lecteur : Cet article a été soumis à *Journal of Hydrology* le 1er février 2017. Une révision majeure de l'article a été proposée le 6 avril 2018 par l'éditeur. La version actuelle comprend certaines corrections mais elles n'ont pas encore été toutes intégrées.

Abstract

SWC[1] (Soil Water Content) plays a key role in runoff processes at the catchment scale. It is highly dependent on local variables (such as soil properties, vegetation type, and topography) and rainfall, which makes it vary widely in space and time. To characterize its complexity, scientists need SWC monitoring at short time-steps and at different spatial scales (plot, hillslope, sub-catchment). Today such monitoring is possible due to sensors based on geophysical methods that measure SWC at the plot scale, but mapping the space-time variation of soil saturation remains a challenge in mountainous catchments. This study focuses on a small headwater catchment (Laval, 0,86 km², ORE Draix-Bléone) composed primarily of black marls in which soil water content variations are assumed to occur primarily in the subsurface (0 cm to - 50 cm). To characterize the catchment inner hydrological response and to identify parameters controlling runoff processes, a capacitance sensor network was set up to monitor SWC at a 15 min time-step at depths of 10 cm to 20 cm ; this network complements classic measurements (rainfall, outflows, erosion) in various soil-landscape-hydrological units. Time-series data collected since May 2016 associated to soil hydrodynamic properties measurement campaigns made it possible to plan a saturation mapping methodology based on the spatial interpolation code LISDQS (Interpolation of Quantitative and Spatial Data). Using a multiple linear regression method and kriging, this model provides saturation maps from local topographic variables (from a 1m resolution DEM[2]), vegetation (NDVI[3]), and soil properties (depth). Finally, this method points out how local parameters that control saturation affect this variable according to rainfall and the initial soil hydric status of the catchment. At the daily time scale, soil saturation variations were highly dependent on vegetation cover (NDVI) and solar radiation during drying periods, whereas they were more dependent on soil depth during wetting periods. Soil saturation mapping at a short time step makes it possible to assess saturation distribution and evolution by land cover. At the event time scale, black marls were characterized as contributing areas whereas forested areas were associated with storage processes.

Key words : Soil water content; Mapping; Headwater catchment; Flash flood

[1] **S**oil **W**ater **C**ontent
[2] **D**igital **E**levation **M**odel
[3] **N**ormalized **V**egetation **I**ndex

1 Introduction

SWC[4] is a key variable in hydrology because it affects soil-atmosphere interactions that control hydrological processes at the catchment scale (Quinn *et al.*, 1993 ; Bogena *et al.*, 2010). SWC observations are used for data aggregation, hydrological modeling, and upscaling (Romano, 2014) for processes such as drought (Broedel *et al.*, 2017 ; Abdelli *et al.*, 2017), flood forecasting (Hapuarachchi *et al.*, 2011), soil-surface exchanges (Tromp-van Meerveld et McDonnell, 2006), rainfall-runoff transformations (Tramblay *et al.*, 2010), and aquifer recharge (Dobriyal *et al.*, 2012). Studying SWC spatio-temporal variability is an challenge because it is determined by numerous factors such as atmospheric forcing, topography, soil properties, and vegetation (Vereecken, 2008), which interact differently according to seasons and moisture conditions (Western *et al.*, 2004). SWC spatial patterns are often controlled by dominant physiographic patterns (Grayson and Western, 1998). Event-scale soil saturation variation maps are needed for identification of runoff-contributing areas in mountainous headwater catchments. Recent development of field instruments for high frequency measurements make it possible to identify SWC threshold and extreme values that determine runoff generation. Increased knowledge of areal soil saturation variations is still required at the event scale, whereas most studies on SWC spatial organization have focused on SWC temporal persistence through the identification of stable patterns (Comegna and Basile, 1994 ; Mohanty and Skaggs, 2001 ; De Lannoy *et al.*, 2006 ; Hu *et al.*, 2010). High frequency saturation mapping is a methodological challenge because areal SWC estimation depends on both the investigation scale and the measurement technique (Robinson *et al.,* 2008 ; Tromp van Meerveld *et al.*, 2008).

Several methods have been developed to measure SWC at the catchment scale. For several decades, soil saturation rate variations across scales have been estimated from a network of local ground-based sensors. In situ SWC plot scale measurements have been greatly improved in the last several decades due to new technologies and devices allowing monitoring in almost every soil. Invasive methods such as TDR[5] (Topp *et al.*, 1980), FDR[6] (Jones *et al.*, 2005 ; Vereecken *et al.*, 2014), and TDT[7] (Blonquist *et al.*, 2005 ; Qu *et al.*, 2013) make it possible to produce SWC time series along vertical or horizontal profiles (Martini *et al.*, 2017) using soil dielectric permittivity measurements. Thanks to recent developments, these probes are available at affordable prices and are easy to install in the field. However, significant uncertainties regarding actual values may arise owing to the derivation of SWC from the permittivity measurement or the sensor raw signal *via* calibration equations that depend on temperature and soil texture. Other solutions for measuring SWC, such as airborne monitoring have also emerged in recent years. These methods are based on remote sensing approaches using passive and active micro-waves as well as radar or multi-spectra waves (Ochsner et.al, 2013) that are characterized by a limited spatio-temporal resolution and accuracy (Brocca *et al,* 2012). Indeed, remote sensing provides observations at a resolution larger than what is required for hillslope monitoring. Moreover, satellite soil moisture is generally representative of surface soil moisture because sensors have too shallow depth of measurement. The development of airborne based sensors (thermal infra-red) makes it possible to monitor soil moisture with higher accuracy but sensors and flight missions are expensive and time consuming because of data geometrical correction, especially in mountainous environments (Baghdadi, 2005). Space-averaged SWC is also assessed from the non-invasive cosmic ray sensor, which provides time-lapse measurements in a limited area defined by a radius of 300 m around the sensor (Zreda *et al.*, 2008 ; Bogena *et al.*, 2013 ; Köhli *et al.*, 2015). Therefore, SWC estimation is integrated over a 30 ha area but SWC variation over the measurement area is unknown. Hydrogeophysical techniques such as Ground Penetrating Radar (Huisman *et al.*, 2003, Dubreuil-Boisclar *et al.*, 2011), Electrical Resistivity Tomography (Zhou *et al.*, 2001), multi-temporal resistivity measurements (Brunet *et al.*, 2010) and Electromagnetic Induction (Kashanoski, 1988) have also been used to estimate SWC spatial variability (Michot

[4] Soil Water Content
[5] Time Domain Reflectometry
[6] Frequency Domain Reflectometry
[7] Time Domain Transmissometry

et al., 2003) on transects, hillslopes, and fields. The pedotransfer function approach has been tested using the relationship between soil electrical resistivity and soil moisture (Brillante et.al, 2014). But SWC retrieval from these techniques is discussed, especially due to their site-dependence (Calamita *et al.*, 2015). At the hillslope scale, recent studies show that the use of fiber-optic distributed temperature sensing (Selker *et al.*, 2006 ; Cao *et al.* 2016) could be a valuable approach for 2D observation of soil water dynamics but this innovative method needs a complex calibration procedure according to soil type (porosity, mineralogy, diffusion coefficient) (Krzeminska *et al.* 2012).

Several methods have been proposed to obtain more dynamic soil moisture maps from plot scale measurements, primarily based on geostatistical analysis (Western *et al.*, 1999 ; Brocca *et al.*, 2010), temporal stability analysis (Vachaud *et al.*, 1985 ; Vanderlinden *et al.*, 2012), the use of empirical orthogonal functions (Jawson and Niemann, 2007), or wavelet coherency analysis (Biswas and Si, 2011). Most of these geostatistical approaches have referred to multiple correlation analysis, variogram or weighted models (Ver Hoef, 1993). Geostatistical analyses aim at establishing space-time relationships between soil saturation and local variables where values are measured. At the catchment scale, they help fill spatial saturation data gaps using variables that affect soil saturation, such as porosity or soil electrical conductivity (Kachanosky *et al.*, 1990 ; Brevik *et al.*, 2006 ; Altdorff *et al.*, 2017), topography as a control of vegetation, soil depth, and by extension, evaporation and evapotranspiration processes (Blyth *et al.*, 2004), or land use (Bardossy, 1998). But the use of these techniques to produce high frequency saturation maps remains a methodological challenge (Tromp van Meerveld *et al.*, 2009).

In this context, the objective of this study is to quantify, at high spatio-temporal resolution, soil saturation in a mountain watershed. A capacitance sensor network has been used to monitor soil saturation at the catchment scale in forest, grassland, and bare soil environments during the summer and autumn of 2016. The resulting data were used as input in a geostatistical model that links the saturation level to watershed parameters by regression and kriging. The objectives of the study are to: 1) identify variables that explain SWC variations at different time scales, 2) examine event-scale saturation dynamics, and 3) propose event-scale saturation maps to assess soil water saturation over the catchment.

2 Survey area

The study area is the Laval catchment, located within the Experimental Research Hydrological Network Draix-Bléone in the Southern Alps, France. Instruments installed in the catchment have monitored outflow, rainfall and erosion (Fig. 3.2.1) since 1983. Elevations in this small torrential headwater catchment (0.86 km²) range from 1200m to 850m at the outlet. It is well known for its high specific discharges during flood events, which may exceed 10 $m^3/s/km^2$ (Mathys *et al.*, 2003). The local climate is sub Mediterranean with continental trend (Joly, 2010) and is defined by high solar radiation (> 2300 hour / year) with mild winters (little snow cover) and very dry summers. Mean annual rainfall is 800 mm (STD = 170 mm; observed period from 1987 to 2015). The local relief and the presence of material that is extremely sensitive to erosion (black marl of Bathonian, Callovian, and lower Oxfordian ages) explain the permanent dense gully network. Rainfall impact varies across seasons with high rainfall intensity during summer storms whereas spring and fall events are characterized by lower intensity and longer duration rainfall. Previous studies have provided detailed information on soil types (Maquaire *et al.*, 2002), soil properties (hydraulic conductivity, porosity, bulk density) (Malet *et.al*, 2005), and black marl sensitivity to runoff (Mathys *et al.*, 2005).

Most previous studies have focused on rainfall impacts on runoff and erosion in the Laval catchment (Borges, 1993 ; Descroix *et al.*, 2003). These experiments have highlighted the strong variability of infiltration rates in black marl (from 9.E-7 m/s^{-1} to 1E-5 m/s^{-1}) and the difficulty of precisely following water fluxes due to the diversity and complexity of the marl structure (Mathys *et al.*, 2006). Moreover, making direct

measurements or field observations is not possible during rainfall events due to flash flood hazards. During inter-flood periods, field instrumentation is often damaged due to changes of river morphology or hillslope instability. This situation is common in headwater catchments and explains why soil water content has been investigated in only a few such environments.

Fig. 3.2.1 : Survey area - Laval headwater catchment - ORE Draix-Bléone - Alpes-de-haute-Provence - Southern French Alps

3 Material and method

3.1 In situ measurements

3.1.1 Presentation of capacitance sensors

Selected sub-catchments were equipped for SWC monitoring from May 2016 to November 2016. This investigation was based on FDR probes (10HS by *Decagon Devices* ®). The 10HS probe determines SWC by measuring the dielectric constant of the soil using frequency domain technology. The soil and the probe electrodes are used as a capacitor whose capacity varies according to the soil dielectric permittivity which is related to the presence of water (Robinson et al., 2005 ; Qu et al., 2013). The sensor uses a 70 MHz frequency that minimizes salinity and textural effects making the 10HS accurate in most soils (*Decagon Devices* ®, 2016).

The 10 cm long 10HS sensor has an influence volume of about 1.3 liter. Fourteen capacitance probes were set up in different soil types in the survey area: 4 in the black marl, 4 in grassland, and 6 in forest (Tab. 3.2.1). The monitoring was carried out using a 15 min time step. The 10HS probes were vertically positioned to give an average SWC between 10 cm (bottom of electrode) and 20 cm (top of electrode). At the plot scale, SWC was also measured vertically using PR2 probes (*Delta-T Devices ®*). These sensors determine SWC at four depths (10 cm, 20 cm, 30 cm and 40 cm) by measuring the dielectric constant of the soil using capacitance/time domain technology. Vertical monitoring from May to June 2016 showed that most SWC variations occurred between 10 cm and 20 cm in grassland and forest in the study area.

Tab. 3.2.1 : Soil type and properties at the plot scale

Plot	Environment	Classification (INTL)	Porosity	Bulk density
B1	Black marl	Clay loam	0.302	1.86
B2	Black marl	Clay loam	0.356	1.73
B3	Black marl	Clay loam	0.409	1.55
B4	Black marl	Clay loam	0.414	1.54
F1	Forest	Silty loam	0.469	1.40
F2	Forest	Silty loam	0.434	1.49
F3	Forest	Silty loam	0.452	1.45
F4	Forest	Silty loam	0.502	1.32
F5	Forest	Silty loam	0.447	1.46
F6	Forest	Silty loam	0.494	1.36
G1	Grassland	Silty clay loam	0.498	1.33
G2	Grassland	Silty clay loam	0.457	1.40
G3	Grassland	Silty clay loam	0.466	1.41
G4	Grassland	Silty clay loam	0.457	1.41

To strengthen the robustness of the geostatistical model, each sensor was backed up by a virtual sensor (set up at the same location and with the same saturation values as the nearest one). This approach is based on the assumption that two nearby sensors set up in the same environment and monitoring conditions have similar saturation variations. This assumption was validated by SWC measurements (-10 cm depth) at three hillslopes with various land cover (one in grassland, one in forest, and one mixing black marl, grassland, and forest) in the Laval catchment under different soil hydric conditions. Four monitoring campaigns conducted in May and June 2016 using a ML3 ThetaProbe capacitance sensor (*Delta-T Devices Ltd ®*) showed only low/minor SWC differences at the hillslope scale (forest STD = 1.8 %; grassland STD = 1.3 %; black marl STD = 4.3 %) during each campaign. Thus, 22 SWC data time-series (from 11 real sensors) were used in the geostatistical modeling while/whereas/and three data time-series (from 3 real sensors) were used for validation.

3.1.2 Calibration of capacitance sensors

Using 10HS probes, SWC estimates were obtained from soil electrical permittivity, which was computed from the raw probe signal. We compared SWC data (measured by 10HS sensors) obtained with the third-order polynomial calibration function provided by the manufacturer (Decagon Devices, 2016) to water content values extracted from *in situ* soil samples collected from depths of -10 cm to -20 cm. Soil samples were collected from each plot scale using 10 cm long cores (from 10 cm to 20 cm depth) under different hydric conditions. Results show that SWC monitored in the forest fit the Decagon theoretical law. A different calibration function was developed from soils sampled in grassland and black marl. Sensor (10HS) accuracy was found to be +/- 3 % in forest and +/- 4 % in grassland and black marl, which is a reasonable estimate of mean SWC patterns at the watershed scale.

Data were converted to saturation rates according to the following equation:

Saturation = SWC / Total porosity

Mean porosity values were obtained from three soil samples at each plot location (Tab. 3.2.1). Measured porosity values ranged from 0.3 (in black marl) to 0.502 (in forest). Porosity differences at the plot scale were similar among land cover types (from 0.002 to 0.05).

3.1.3 Network optimization

The network has to be optimized when a small number of capacitance probes are used to provide data at the plot scale (Blume *et al.*, 2009). To optimize the network, homogeneous soil-landscape patterns with potentially specific hydrologic behaviors are delineated (Dehotin et Braud, 2008). Such landform-units are defined according to hydrological criteria (stream network and sub-catchment classification), land use, soil type, and topography (slope, hillslope orientation). In this study, a four-step method has been applied (Fig. 3.2.2) as follows:

1/ Sub-catchments were delineated using the Strahler stream network classification (Strahler, 1952 ; Le Barbu, 2006 ; Mathys, 2006). Only sub-catchments of order 3, 4 and 5 whose main talweg is connected to the main network were selected for this stage. They represent a minimum surface of 1 ha which exceeds the surface of an elementary gully whose hydrological behavior is already known (Mathys, 2006).

2/ The theoretical surface flow concentration areas were then mapped using the RuiCells cellular automaton (Langlois and Delahaye, 2002). This map makes it possible to better understand the catchment potential hydrological response from the sources to the outlet (Douvinet, 2008). The Concentration Index (CI) is the ratio of the peak area in each cell to the upstream surface. The high values (> 10 with a DEM of 10 m resolution) underlines that Smax (the maximum length of cells located equidistant from the outlet) is high compared to the average diameter of the basin (Douvinet, 2008). The CI index is based on the morphological organization (2D) of the basin and considers a zero infiltration capacity of the soil. This index makes it possible especially to emerge zones of concentration upstream of which the network is structurally effective, within a given form. The produced map confirms a very marked concentration at the outlets of several sub-basins of orders 3, 4 and 5 and at several confluences (in the main network).

3/ The percentage of bare and vegetated surfaces (forest, grassland) was then calculated on the sub-catchments and compared with the potential surface flow concentration areas identified in the step 2. Sub-catchments marked with IC> 10 have very different land cover: the proportion of vegetated areas varies from 11 to 82%, while bare soils are between 17 and 88%. It is therefore interesting to target the investigation on sub-catchments with various IC and land cover. Eventually, four sub-catchments with various size, morphology, land cover, soil types and network ordiantion were selected for the investigation.

4/ Soil type map (Maquaire et.al, 2001) was then combined with land cover map which made it possible to identify the most represented environments within the Laval. In order to concentrate the analysis on the most represented soil-vegetation units, only the first six classes obtained were retained which represent 72.9% of the Laval total surface.

5/ SWC probes were then setup in the six classes identified in step 4 within the selected sub-catchments in step 3. Final probe location depended on slope, hillslope orientation, and accessibility. Three rain gauges were added to measure rainfall spatial variability at the event scale.

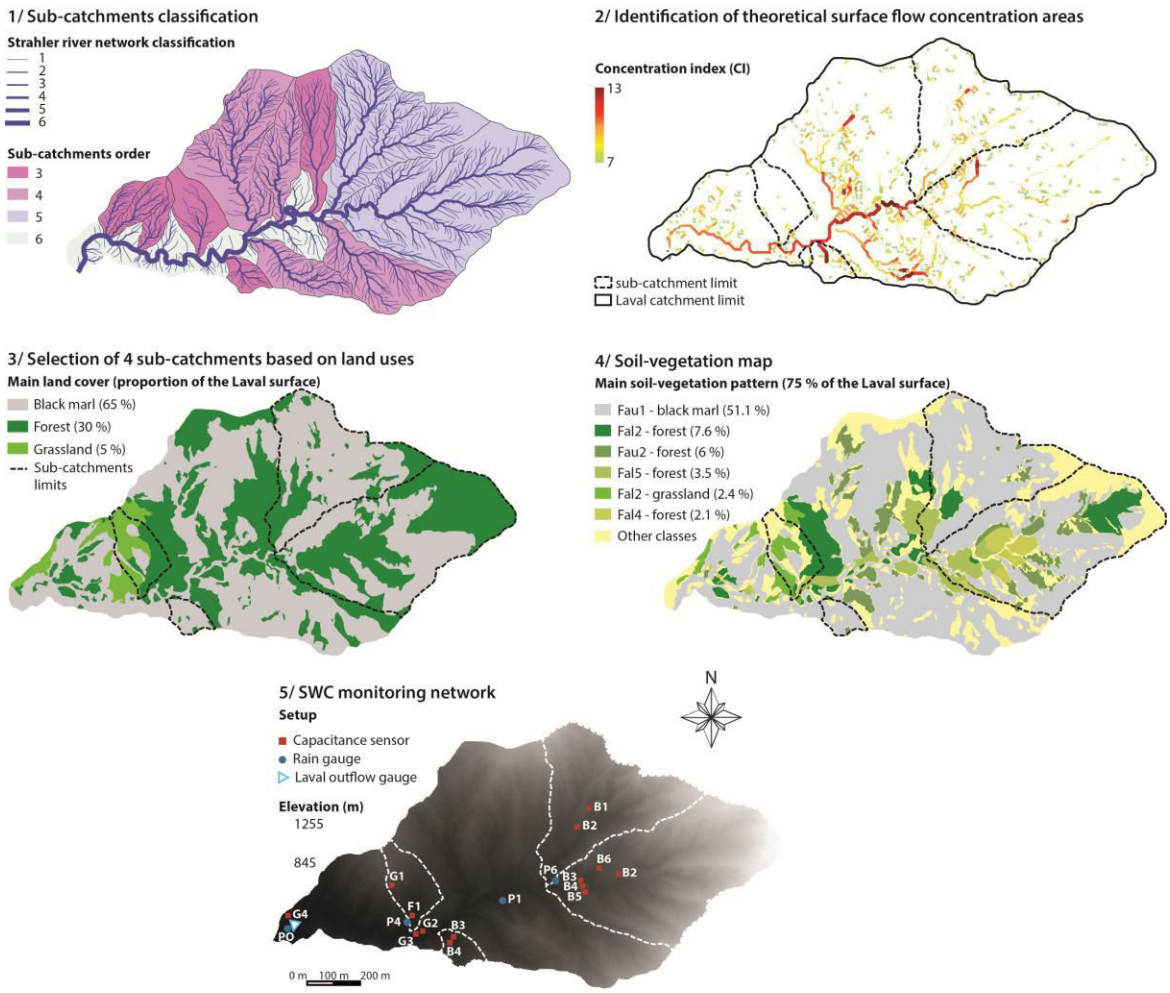


Fig. 3.2.2 : A four-step method to obtain an optimal capacitance sensor network in the study area

Comparison of SWC values requires homogenous spatial distribution of rainfall over the catchment at the event scale. For this purpose, rainfall spatial variability was studied at the event scale with the addition of 3 rain gauges (*Rainwise* ®) set up inside the catchment away from vegetation cover (Fig. 3.2.2). The choice of their locations was based on elevation, distance to the outlet, and accessibility (Tab. 3.2.2). Fourteen rainfall events were studied in 2016. For each event, each rain gauge data were compared to data measured at the catchment outlet (*Précis* Mécanique ®). After field calibration, it appeared that each measurement count was 2 % underestimated compared to measurements made at the catchment outlet. Variations between rain gauges appeared to be very low at the event scale (differences ranged from 0.3% to 3.4%). This result made it possible to assume that rainfall is relatively homogenous over the catchment on the study period.

Tab. 3.2.2 : Laval rain gauges

Rain Gauge	Setup	Elevation (m)	Distance from outlet (m)
P0	1984	851	0
P1	2015	900	690
P4	2015	890	380
P6	2015	915	878

3.2 Geostatistical modeling framework

3.2.1 Presentation of LISDQS

The LISDQS (Interpolation of Quantitative and Spatial Data) geostatistical model (Joly and Vuidel ; 2008) makes it possible to interpolate data measured at the plot scale by considering local geographical variables (Arnaud et Emery, 2000). The model is based on the usual methods of linear regression (Joly *et al.*, 2011) and kriging (Matheron, 1970 ; Gratton, 2002). LISDQS runs a global analysis that computes all measurement plots to produce a single geostatistical model fitting for all plots at each time step.

3.2.2 A three-step analysis method

Kriging is suitable when the variables present a strong autocorrelation. On the other hand, regressions provide better results when the spatial distribution of SWC is strongly affected by local relief and slopes, regardless of whether the number of plots is small and/or unevenly distributed over the study area. The advantage of the LISDQS model is to combine these two methods in 3 steps: 1/ Linear Regression between all SWC plot and local variables (topography, vegetation, soil) reveals the variables that best explain the SWC space-time variations (highest R^2 for $P_{value} < 0.05$). These best explanatory variables are then associated 2 by 2, 3 by 3, 4 by 4 etc. (from the best to the worst) in stepwise multiple regressions (Hocking, 1976). The best combination (with the highest R^2) is applied to all plots to obtain estimated values that are compared to measured values to obtain residuals by using a crossed validation (Plutowsky *et al.*, 1994) to estimate root-mean-square deviation (RMSE). 2/ Kriging shows the spatial structure of SWC distribution of residuals obtained in the first step. Kriging uses the semi-variogram properties and also computes residuals. 3/ Addition of the estimated values obtained in Step 1 and Step 2 improves the spatial prediction of SWC variations. This three-step method makes it possible to improve the spatial interpolation of soil saturation data by taking into account environmental heterogeneity.

3.2.3 Parameterization

The LISDQS geostatistical model automatically performs a sensitivity analysis for each time step. Linear regressions are computed between SWC measured at the plot scale and the mean value of local variables on a 9 m² area around the plot. This averaging method takes into account the environmental heterogeneity around the SWC probe and not only the value of a 1m² plot. The linear regressions make it possible to identify the best variables among as many variables as needed to be tested.

Soil saturation is driven by a set of local variables that are used in the geostatistical model. A high-resolution DEM[8] (LiDAR, 1m, Panissod *et al.*, 2010) was used to derive 5 topographic variables (Fig. 3.2.3): hillslope orientation, solar theoretical radiation, slope, curvature index, and soil depth. The NDVI[9] was computed from a SPOT 6/7 image[10] to take into account the land cover influence. Solar theoretical radiation was computed at a monthly time scale (6 maps for 6 months) and was used only for the daily scale analysis because we assumed that it does not affect SWC during rainfall events (event-scale analysis). A soil depth raster was computed by the Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM) from the DEM using a slope map, elevation map, and drainage areas (Wigmosta *et al.*, 1994) :

$$SD_{ij} = SD_{\min} + (SD_{\max} - SD_{\min}) \times \left\{ a \times \left(1 - \frac{slope_{ij}}{slope_{\max}}\right)^A + b \times \left(1 - \frac{source_{ij}}{source_{\max}}\right)^B + c \times \left(1 - \frac{elevation_{ij}}{elevation_{\max}}\right)^C \right\}$$

$\boldsymbol{SD_{ij}}$ is the estimated soil depth, $\boldsymbol{SD_{min}}$ is the minimum possible soil depth, and $\boldsymbol{SD_{max}}$ is the maximum possible soil depth.

[8] Digital Elevation Model
[9] Normalized Vegetation Index
[10] Contains informations © 2014, Distribution Airbus Defense & GEOSUD, France, all rights reserved.

The NDVI is the most common vegetation index for identifying areas with a elevated chlorophyll activity corresponding to vegetation. It computes the difference between red and near-infrared wavelengths and is normalized by the addition of both which reduces the ground lightness.

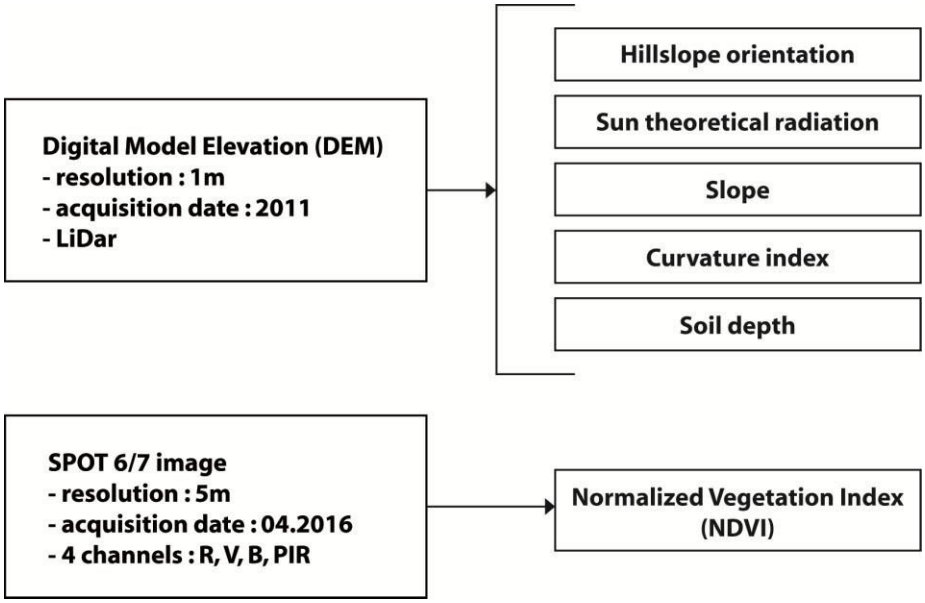


Fig. 3.2.3 : Explanatory variables derived from the DEM (LiDar, 1m) and the SPOT 6/7 image (Copernicus Sentinel-2 data / treatment level 2A by CNES for THEIA data center) from April 2016.

3.3 Relationships between local variables and saturation rates

Soil saturation is driven by a set of local variables that can be correlated with various weights (Fig. 3.2.4, A). The NDVI is positively correlated to solar theoretical radiation (R = 0.83) and the latter is weakly positively correlated to hillslope orientation (R = 0.55), whereas slope is negatively correlated to NDVI (R = -0.415). In the study area, gentle slopes are mostly associated with vegetation, which are also among the most shinny areas, while steep slopes are mostly associated with gullies and bare areas. Soil depth is positively correlated to NDVI (R = 0.58) because soils develop with vegetation growth, whereas bare areas are too prone to erosion.

These variables drive different processes that affect soil saturation variations according to seasons and soil moisture states. NDVI is related to interception and evapotranspiration, slope affects subsurface flows (horizontal or vertical), and solar radiation is associated with evapotranspiration whereas soil water storage depends on soil depth. At the daily scale, saturation rates are positively correlated (R > 0.5) with NDVI (Fig. 3.2.4, B) even if R decreases during rainfall and is negatively correlated with slope. The solar radiation curve follows the same dynamic as NDVI and has an increasing positive correlation to soil saturation from July to mid-October. Soil depth has a stable positive correlation with soil saturation (mean R = 0.56) over the study period.

A	Hillslope orientation	NDVI	Solar radiation	Curvature	Soil depth	Slope
Hillslope orientation	1	0.58	0.55	-0.03	0.34	-0.08
NDVI		1	0.83	-0.09	0.58	-0.41
Solar radiation			1	-0.1	0.46	-0.54
Curvature				1	0.08	-0.08
Soil depth					1	0.25
Slope						1

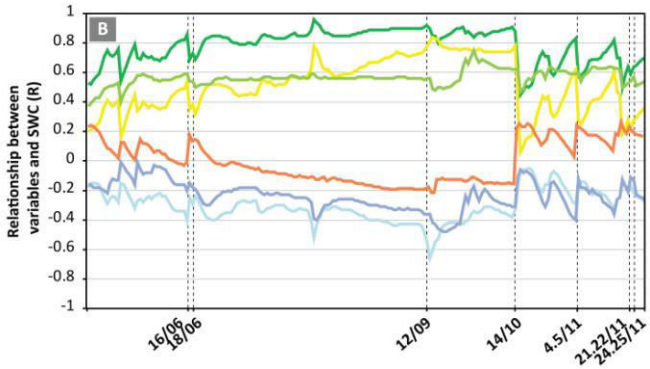


Fig. 3.2.4 : A/ Correlation between explanatory variables used for the geostatistical modeling. B/ Correlation between local variables and saturation variations across time (daily time scale).

4 Results

4.1 Low rainfall spatial variability at the event scale

The event scale analysis showed low variability between the 3 rain gauges inside the catchment (differences ranged from 0.3% to 3.4%) (Tab. 3.2.3). On the other hand, differences (from 0.4 % to 21.5 % of the cumulative event rainfall) occurred between P0 (located at the final outlet) and the other rain gauges, with higher cumulative values measured at P0 at the event scale (mean difference of 6.3 %). However, the largest differences occurred during only 2 events (22.04 and 16.06) with cumulative rainfall lower than 31.2 mm (measured at the Laval rain gauge). These low spatial variations at the event time scale make it possible to assume that rainfall is relatively homogenous over the catchment, which makes it possible to conduct the geostatistical analysis at the event scale.

Tab. 3.2.3 : Cumulated rainfall monitored by 4 rain gauges for 14 rainfall events in 2016.

Date	P0 (mm)	P1 (mm)	P4 (mm)	P6 (mm)	Max-Min (mm)
02.01	16.4	16.0	15.7	15.0	1.5
09.01	8.0	8.1	7.9	8.1	0.2
07.02	26.6	25.9	**x**	25.9	0.7
05.03	35.0	35	**x**	35.3	0.3
17.04	8.6	8.4	8.4	9.1	0.7
22.04	29.6	24.9	24.6	24.4	5.2
11.05	19.0	17.8	18	18.8	1.2
29.05	22.0	21.6	20.3	21.6	1.7
16.06	31.2	25.4	24.1	24.4	7.1
18.06	36.8	36	36	37.3	1.2
14.10	54.2	50.8	50	50	4.2
04/05.11	45.8	38.8	41.9	41.1	7
21/22.11	88.6	77.2	77.2	76.7	11.9
24/25.11	97.8	96.5	92.2	94.2	5.6

x: no data

4.2 Soil saturation dynamics from plot scale sensors

4.2.1 Daily time scale

At the daily time scale, the evolution of soil saturation rates provides an overview of catchment wetting/drying dynamics. Significant differences between *in situ* values were observed among the three main land cover types (Fig. 3.2.5).

Saturation dynamics are similar in vegetated areas although a higher dispersion of soil saturation values is observed in forest areas (mean saturation difference of 13 % between F1 and F4) as compared to grassland (mean saturation difference of 2.6 % between G2 and G4). Forest areas showed the highest saturation rates during the study period (min = 42.6 %; max = 89.9 %) with similar saturation dynamics among plots and lower saturation variation than other environments. Grassland probes showed an intermediate behavior (saturation values ranging from 24% to 71.8%) with similar trends with close initial saturation rates among plots and rapid increases during rainfall events.

Saturation dynamics among black marl plots are quite different (mean saturation difference of 19 % between B1 and B2). Saturation rates showed high variation amplitude (min = 3.5%; max = 85.6%) but reactions at a daily time scale seem to be less obvious than what is observed in rooted soils. Only the B2 probe, located between bare soils and rooted soils, has a trend similar to vegetation probes,= with a rapid reaction to rainfall. Saturation values are superior to 28 % on B4 and to 46 % on B2, which indicates water storage during the entire study period. The B1 probe shows the high storage and drainage capacity of black marl ; its saturation values range from 5 % in summer to almost 90 % in autumn. The high variability of soil saturation across space and time in black marl can be explained by the complexity of subsurface exchanges in this medium.

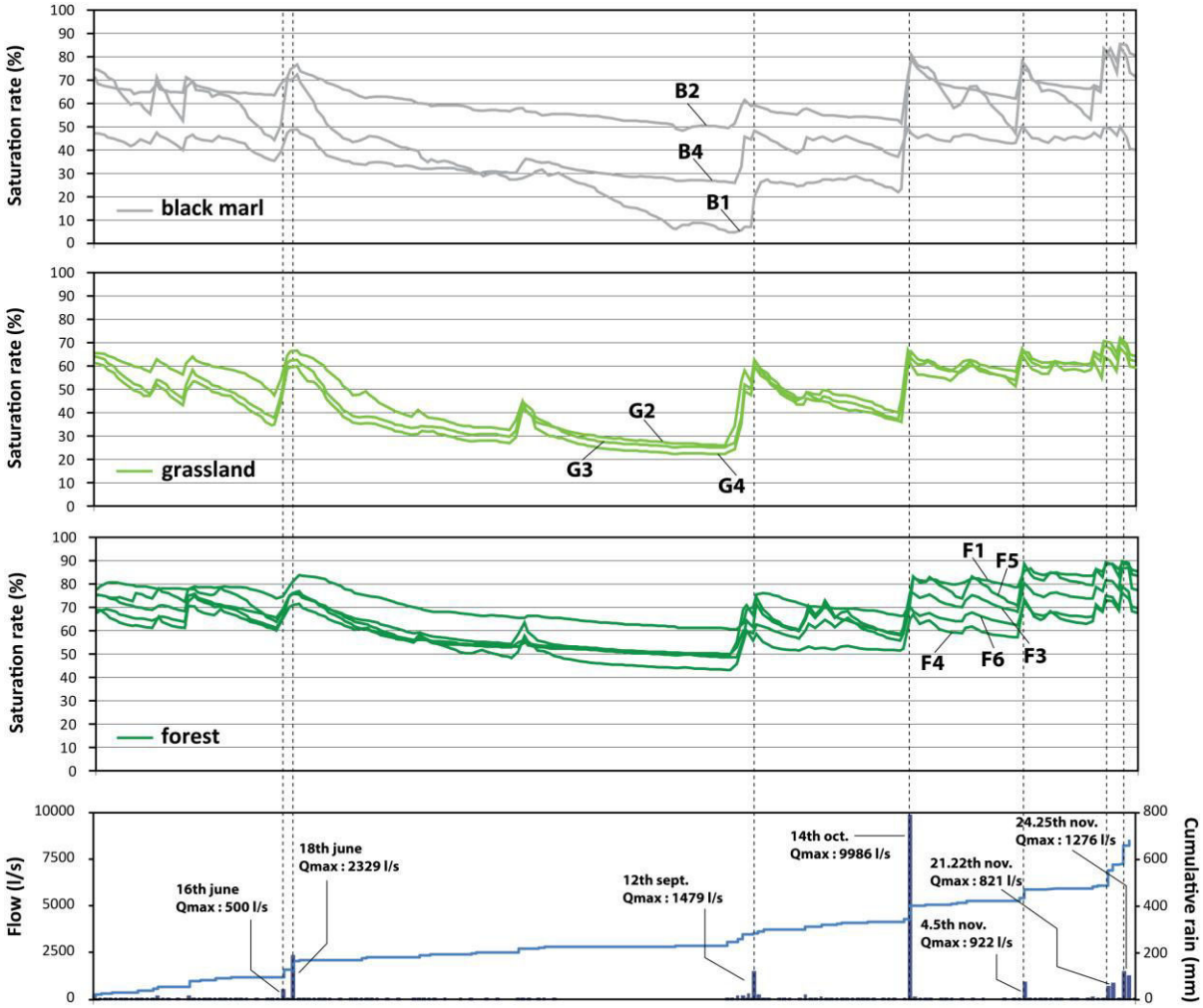


Fig. 3.2.5 : Saturation time-series data presentation. Daily mean saturation is monitored at 11 plots. River flows are measured at the Laval outlet by a Parshall flume. Rainfall was measured from 11th May until 29th November at the Laval final outlet.

4.2.2 Event time scale

At the event time scale, mean saturation variation by environment depends on rainfall intensity, which varies according to season, and on the initial soil moisture status before rainfall. *Rising time* (Tab. 3.2.4) is generally shorter in grassland than in black marl and forest (Tab. 3.2.4). In black marl, the reactivity delay can be explained by material anisotropy due to marl layer bedding and orientation, which results in lateral subsurface flows (0 - 10cm) as the dominant process rather than vertical flows (Calvo-Cases *et.al*, 1991 ; Castillo *et al.*, 2003 ; Cantón *et al.*, 2011 ; Garel *et al.*, 2012). In forest areas, water reaches the soil with a delay that depends on tree canopy interception. *Rising time* (Tab. 3.2.4) observed during intense summer rainfall events is minimal in grassland. Conversely, *rising time* observed during autumn rainfall events is shorter in black marl. Saturation *amplitude* dynamics in grassland and black marl are similar to *increase time* dynamics at the event time scale. Low saturation *amplitude* observed in forest areas is due to high saturation rates throughout the study period. Nonetheless, very similar saturation variation can be observed among all environments during the 24/25.11 rainfall event due to a high mean saturation value at the catchment scale (88.6 mm cumulative rainfall during the 21/22.11 event).

Finally, there is a clear distinction between seasons, with shorter reaction and increase times during summer events (16.06; 18.06; 12.09) than during autumn events (14.10; 21/22.11; 24/25.11). Soil saturation amplitudes are more dependent on the initial saturation rate scale than on rainfall intensity.

Tab. 3.2.4 : Plot scale saturation variation at the event time scale - mean values by environment. *Rising time :* between the beginning of rainfall and a saturation increase ; *Increase time :* difference between max saturation time and initial saturation time ; *Variation amplitude :* difference between max saturation value and initial saturation value (before rainfall starts)

Event	Rainfall		Saturation rate variation	Black marl	Forest	Grassland
16.06	Cumulative rainfall (mm)	31.2	Rising time (min)	65	61	35
	Mean intensity (mm/h)	5.43	Increase time (min)	190	240	170
	Maximum intensity (mm/h)	24.0	Amplitude (%)	23.4	16.5	33.1
18.06	Cumulative rainfall (mm)	36.8	Rising time (min)	50	40	35
	Mean intensity (mm/h)	8.66	Increase time (min)	120	100	55
	Maximum intensity (mm/h)	31.2	Amplitude (%)	17.1	12.2	17.8
12.09	Cumulative rainfall (mm)	17.8	Rising time (min)	72	68	65
	Mean intensity (mm/h)	4.45	Increase time (min)	172	130	70
	Maximum intensity (mm/h)	28.8	Amplitude (%)	18.6	19.1	28.7
14.10	Cumulative rainfall (mm)	54.2	Rising time (min)	122	138	55
	Mean intensity (mm/h)	2.85	Increase time (min)	155	240	215
	Maximum intensity (mm/h)	40	Amplitude (%)	35.4	23.1	28.7
4/5.11	Cumulative rainfall (mm)	46.8	Rising time (min)	235	240	210
	Mean intensity (mm/h)	1.66	Increase time (min)	1040	1075	1090
	Maximum intensity (mm/h)	12	Amplitude (%)	25.6	19.2	17.2
21/22.11	Cumulative rainfall (mm)	88.6	Rising time (min)	255	287	195
	Mean intensity (mm/h)	2.38	Increase time (min)	965	1100	1430
	Maximum intensity (mm/h)	9.6	Amplitude (%)	19.2	11.6	16.1
24.25/11	Cumulative rainfall (mm)	98.2	Rising time (min)	30	63	50
	Mean intensity (mm/h)	2.85	Increase time (min)	130	916	85
	Maximum intensity (mm/h)	12.8	Amplitude (%)	15.2	15.7	18.5

4.3 Weight of variables in the geostatistical model

4.3.1 Daily time scale

At the daily time scale, the weighted models give information about wetting/drying processes. During wetting periods, the model estimates soil saturation by combining soil depth (mean = 79%) and NDVI (mean = 10%) (Fig. 3.2.6). During drying periods, soil saturation was estimated primarily by a combination of solar radiation (mean = 62%) and NDVI. In the summer (from the 17.08 until the 09.09), hillslope orientation was highly weighted due to the fact that saturation rates were stable at the catchment scale (no rainfall) and that 5 measurement plots out of 11 are located on hillslopes with similar orientations. Slope is used in the model during and after three long rainfall periods (see circles on Fig. 3.2.6) with low weights (less than 20 %).

Finally, two variables primarily control soil saturation variation. During the wetting period, soil saturation variation is related primarily to soil depth, which is associated with soil type and cover; however, during the drying period, soil saturation variation is mostly related to solar radiation, which is associated with evaporation and evapotranspiration processes. Slope impacts saturation variation after long rainfall events (in autumn) because it controls drainage processes. The relationship between NDVI and the four other variables (Fig. 3.2.6) explains why NDVI is always used in the model.

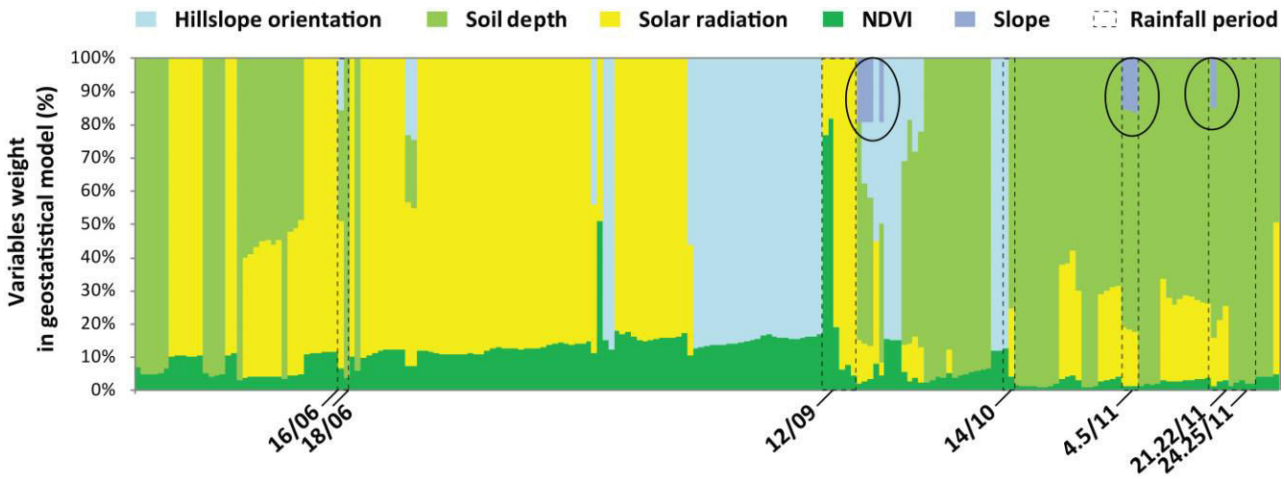


Fig. 3.2.6 : Representation of the primary weighting of local variables in the geostatistical model at a daily time step. Among the 5 selected variables, NDVI, soil depth, and solar radiation are represented most commonly/frequently.

4.3.2 Event time scale

At the event time scale, the geostatistical weighted model uses four variables to estimate saturation (Fig. 3.2.7), confirming that solar radiation has no impact during rainfall events. Soil depth is a dominant variable on saturation variation for each event (weight from 60% to 97%) and is intrinsically associated with land use in our survey area. Thinner soils are associated with black marls, which have lower porosity and lower storage capacity than forest areas, which have deeper and thicker soils with higher porosity and higher water storage capacity. NDVI is also used in the model for each event even though its weight is minor and it decreases between summer events (weight from 5% to 8%) and autumn events (weight < 5%). As observed at the daily scale, NDVI has low weight because this variable is highly correlated to the others. During summers, the hillslope orientation is highly weighted during drainage (30% the 16/06 and 12/09 events) but has no impact during autumn events. A minor slope impact (< 3%) is observed during drainage for each flood event.

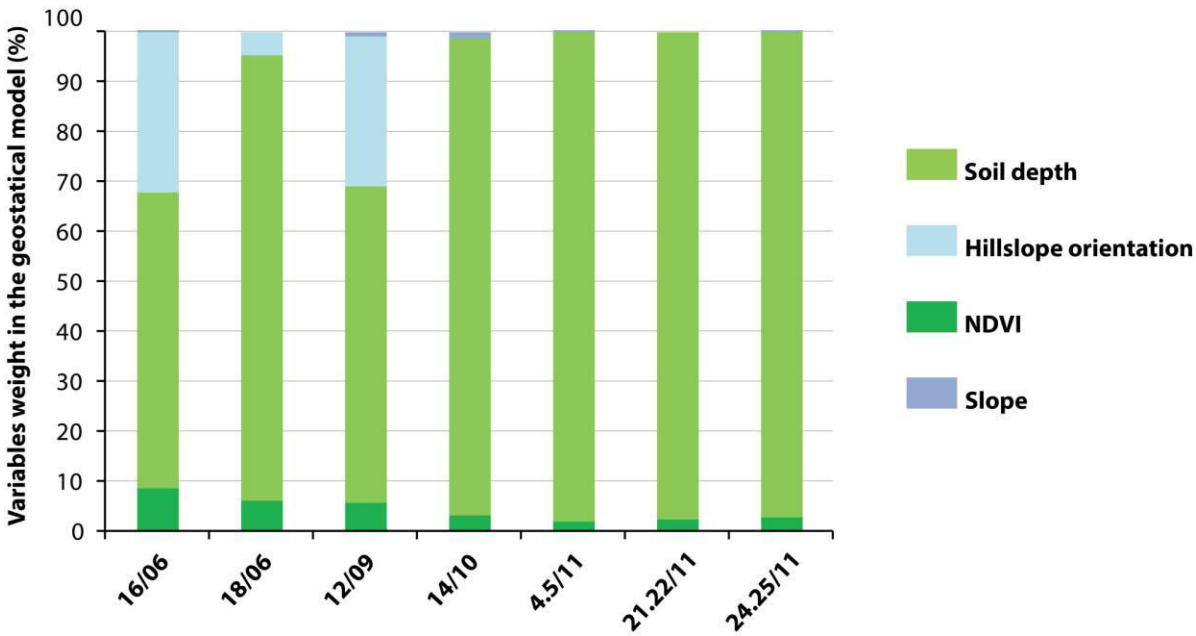


Fig. 3.2.7 : Variables weight in the geostatistical models at the event scale = Weight of variables in event-scale geostatistical models

4.4 Model validation

To validate the geostatistical modeling, estimated soil saturation values were compared to measured soil saturation values (measurements made by 10HS sensors from 10 cm to 20 cm depth) at 3 plots (located in the survey area) not previously considered in the model (Fig. 3.2.8, A).

4.4.1 Daily time scale

At the daily time scale, soil saturation rates are well estimated in all environments throughout the study period (Fig. 3.2.8, B, C, D). The mean error (± 2.3%) is lower than the *in situ* measurement error (from ± 6% to ± 7%). Other differences observed during the spring (May) include underestimated saturation rates in grassland and forest and overestimation in black marls. Saturation rates are overestimated during short rainfall events in summer (August) and values appear to be underestimated in forest areas and black marls during long spring rainfall events (October and November). The worst estimations were observed during the first rainfall period after the summer (from 10th to 15th September).

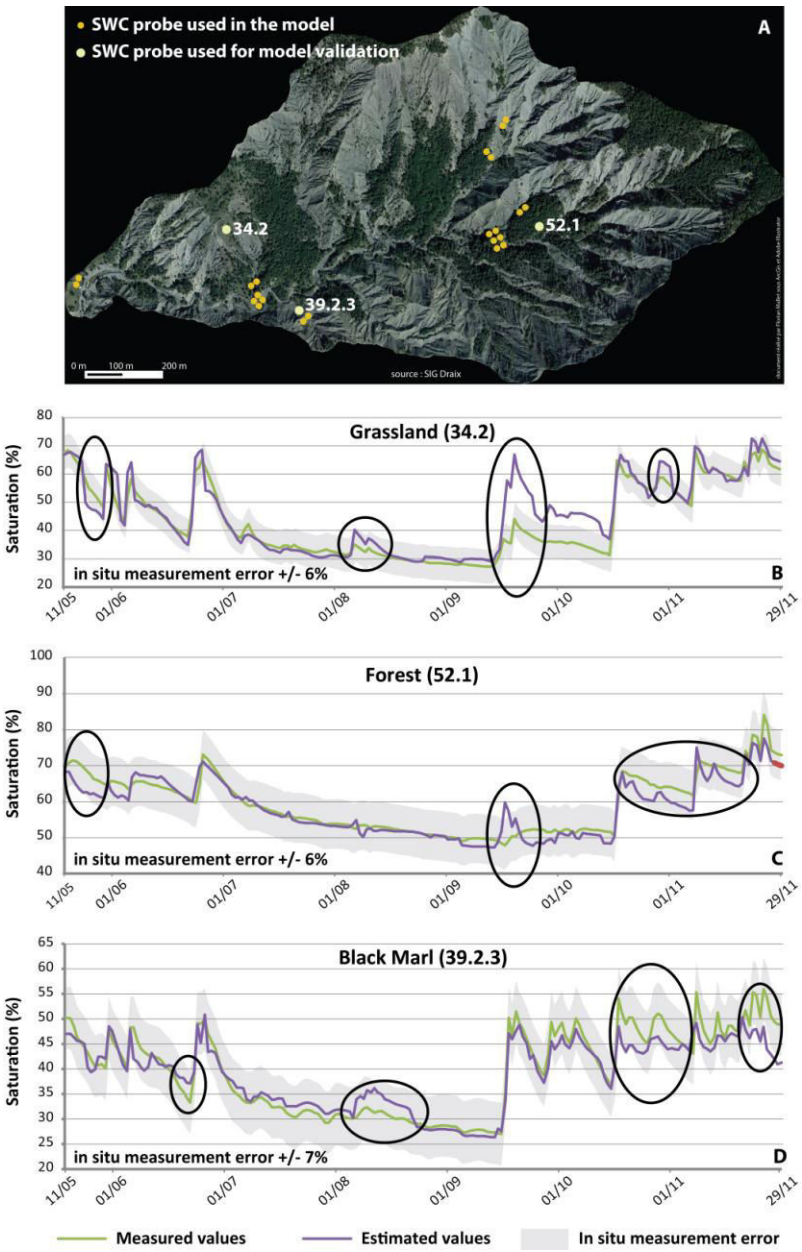


Fig. 3.2.8 : Model validation with three probes set up in grassland, forest, and black marl with porosities ranging from 0.41 to 0.5. *In situ* measurement error has been added to check if curves fit well. Error was measured at each measurement plot by comparing SWC measured by FDR sensors and SWC obtained from 3 soil samples around the sensor and at the same depth.

4.4.2 Event time scale

At the event scale, seven rainfall events presenting a cumulative rainfall exceeding 20 mm and producing a peak discharge of over 500 l/s (measured at the Laval outlet) were chosen for model validation (Tab. 3.2.5). This 20 mm rainfall threshold is expected to produce river flows and erosion (Mathys *et al.*, 2006). Model validation was done using the same 3 sensors (Tab. 3.2.4). Significant correlation between estimated and observed saturation rates are observed in black marl (min. R^2 = 0.66; P_{value} = 0.0001) for all events (Tab. 3.2.5). In forest areas, correlations are significant (min. R^2 = 0.65; P_{value} = 0.0001) for 5 events. In grassland, correlations are significant for only three flood events. This result is explained by a higher difference between estimated and observed saturation at the beginning of the rainfall event when saturation increases. For the 12/09, 21.22/11 and 24.25/11 flood events, saturation values were overestimated at the plot scale in grassland whereas they were underestimated during the 14/10 event. Nonetheless, the correlations increase when saturation reaches its highest values and during drainage.

Tab. 3.2.5 : Validation at the plot scale for each flood event

	Relationship (R^2) between observed/estimated saturation values		
Flood event	**Grassland (34.2)**	**Black marl (39.2.3)**	**Forest (52.1)**
16.06	0.81	0.87	x
18.06	0.80	0.66	0.65
12.09	0.00	0.89	0.00
14.10	0.13	0.86	0.90
05/04.11	0.50	0.96	0.71
21/22.11	0.00	0.90	0.84
24/25.11	0.00	0.69	0.81

x: no data

4.5 Areal extrapolation and mapping at the event time scale

A comparison of estimated saturation values (by LISDQS model) and observed saturation values (by 10HS VWC sensors) was done by examining the variation of the determination coefficient (R^2) according to the rainfall events (Fig. 3.2.9). The model is significant over a threshold of R^2 = 0.43 (P_{value} = 0.0446).

At a 15 min time step, each rainfall impacts R^2 variation with a delay induced by infiltration time. The greater the rainfall intensity, the lower the R^2, especially at the beginning of rainfall events. For instance, a rainfall intensity of 8 mm/h (at a 15 min time step) induced a higher R^2 decrease when rainfall started than a maximum rainfall intensity of 40 mm/h that occurred almost 2 hours after rainfall began (Fig. 3.2.9, B). The same observations can be made during long autumn rainfall (840 min) where a maximum rainfall intensity of 8 mm/h (at a 15 min time step) during the first part of the event caused a higher R^2 drop (from 0.8 to 0.6) than a maximum intensity rainfall of 10 mm/h (at a 15 min time step) that occurred later (Fig. 3.2.9, C).

Saturation rate changes during flood events were well reproduced at the plot scale (R^2 ranging from 0.43 to 0.83). The estimated/observed saturation change dynamics are similar among floods (Fig. 3.2.9). Correlation at the plot scale decreases when rainfall intensity increases, and correlation increases when rain stops or when rainfall intensity is very low (< 2 mm/h at a 15 min time step). This increased correlation during drainage is consistent with observations made at the daily time step.

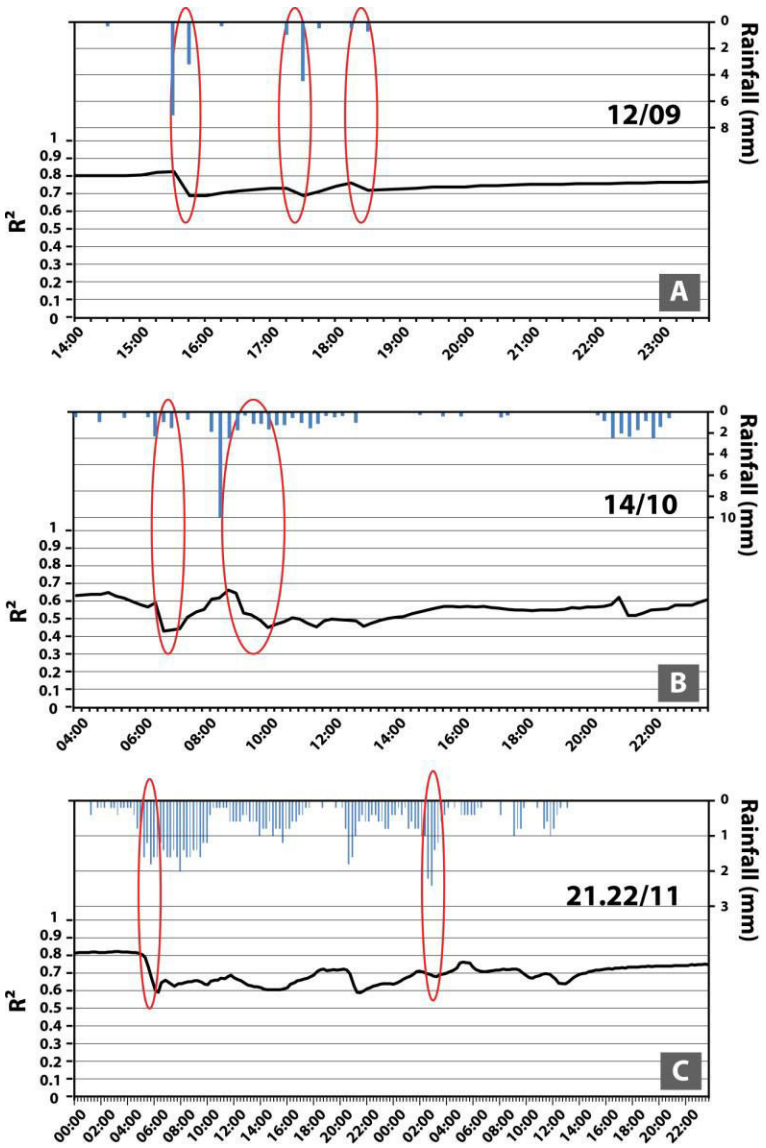


Fig. 3.2.9 : Correlation between observed saturation (*in situ* measurement by SWC 10HS sensors) and estimated saturation (by LISDQS model) during three rainfall events. R^2 indicates the relationship between observed saturation and estimated saturation at the 22 plots and at a 15 min time step. Cumulated rainfall is observed at a 15 min time step.

To illustrate saturation rate spatial dynamics during a rainfall event, 15 min time step maps were produced for the 18.06 event (Fig. 3.2.10). The plot scale validation was significant for this flood event (see Tab. 3.2.5).

Initial saturation rates were clearly different among environments before saturation values changed. At 15:15, soil saturation values were greater than 50 % on almost half of the vegetated areas, whereas 90 % of the black marl area surface had soil saturation values below 50 % (Fig. 3.2.10). After an imbibition phase, rainfall intensity increased (32 mm/h at a 15 min time-step) impacting saturation rates and producing a first outflow peak (2329 l/s) at 15:30. Forest saturation ranged from 46.6 % to 84.7 % (mean value = 68 %), grassland saturation ranged from 57% to 88% (mean = 72.5 %), and black marl saturation ranged from 42.6 % to 82.5 % (mean value = 56.9 %). From now on, saturation had low variation amplitude in all environments (from 2.8 % in grassland to 3.7% in black marl) and followed rainfall evolution dynamics until the end of the event, with maximum mean saturation at 18:15. Grassland mean soil saturation values ranged from 66.8% (at 15:15) to 78.7% (at 18:15) with an amplitude of 11.9%. Standard deviation was very stable around 30%, which indicates a high spatial variability of saturation values on a small area (4.3 ha). Forest mean soil saturation

rates are similar to those of grassland, with values ranging from 67.7% (at 15:15) to 75.8% (at 18:15). Compared to grassland, forest soil saturation was spatially homogenous over the catchment, with a very stable standard deviation of about 7.5 %. Black marl mean saturation showed the highest soil saturation variation amplitude (17.1%), with mean values ranging from 47.45% to 64.59%. Black marls also showed very high spatial variability of saturation values, with a stable standard deviation around 40% at the catchment scale.

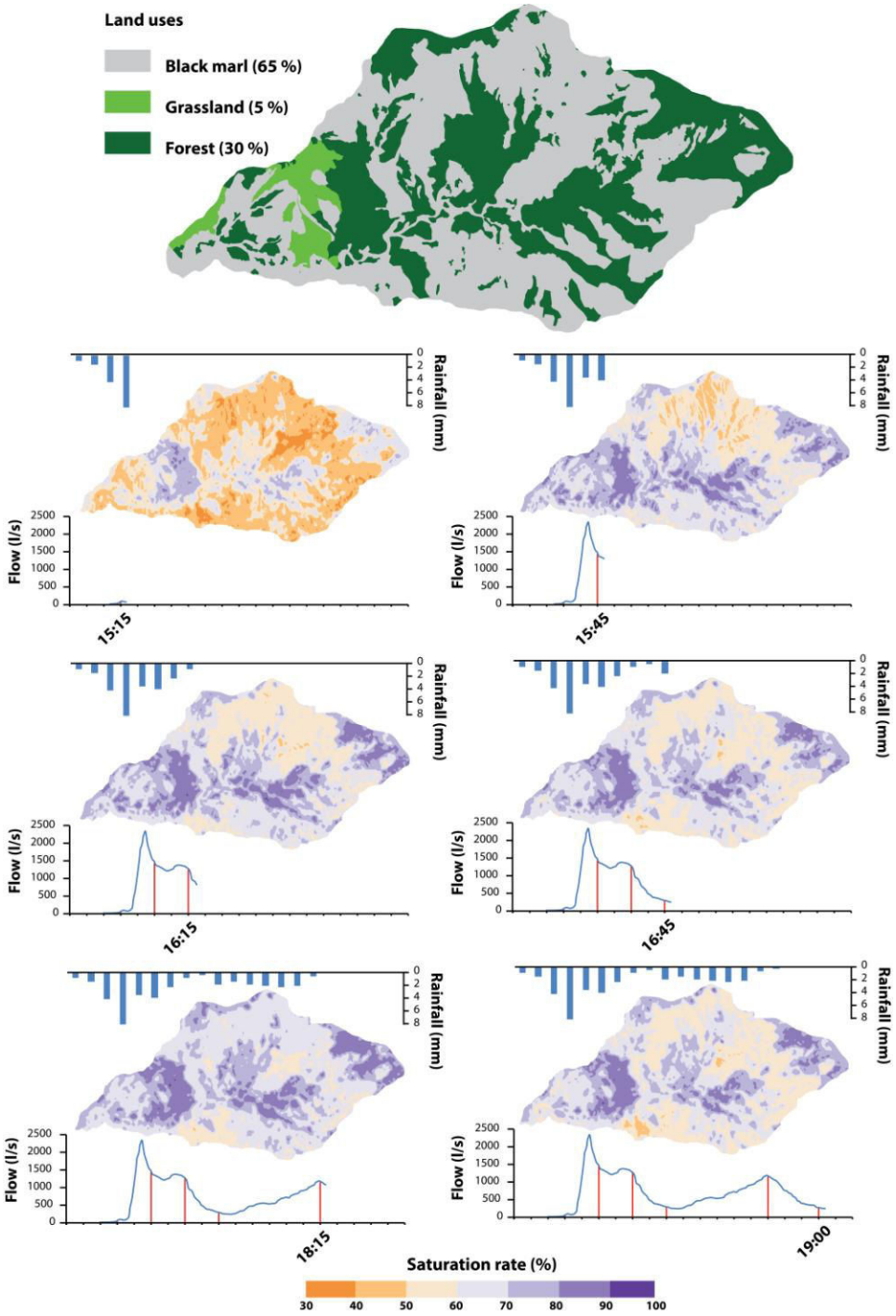


Fig. 3.2.10 : Saturation mapping at a 15min time-step during a summer flood event (18/06). Soil saturation ranged from 44.3% to 87.8% in forests (mean value = 67.7%), from 45.4% to 88.2% in grassland (mean value = 66.8%), and from 34.9% to 78% (mean value = 47.4%) in black marl.

5 Discussions

5.1 Assessing hydrological processes from saturation spatial dynamics

These maps (Fig. 3.2.11) make it possible to follow saturation spatial dynamics within the Laval catchment with a high time accuracy at the event scale. Soil saturation values, and by extension water exchanges, are similar at the catchment scale in forests whereas saturation is highly variable in grassland and even more so in black marl (whose surface represents 65 % of the Laval surface area). This high variability tends to confirm observations made in previous studies about the existence of runoff contributing zones in badlands (Regüés *et al.*, 2004 ; Gallart *et al.*, 2013). Rainfall events give rise to high saturation variation on bare hillslopes due to lower soil permeability and soil retention capacity. Moreover, the ability of the bare area to produce subsurface flow and/or runoff increases as slope steepness increases. Conversely, forests show a high soil water retention capacity before and during events and low drainage capacity due to soil thickness and flatter slopes. In forests, despite higher initial saturation rates, increased saturation rates occurred with a 15 min delay compared to grassland and black marl (Fig. 3.2.11). This delay was previously observed at the catchment scale by comparing the time difference between peak flows at the Laval outlet and in a neighboring forested catchment (Cosandey *et al.*, 2005). The contribution of grassland remains difficult to assess because it represents only 5 % of the catchment surface. The time required for the soil to react to rainfall was similar in grassland and black marl. Like the other land cover types, grassland soils never became totally saturated during this event. It is important to notice that the location of grassland areas near crests could cause a delay between increased saturation and contribution to river flows due to the existence of lateral subsurface flows on hillslopes.

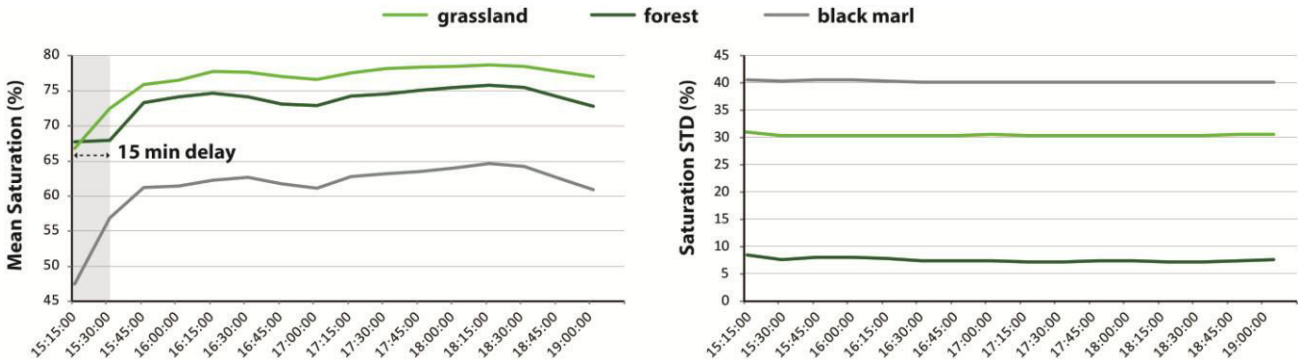


Fig. 3.2.11 : Mean saturation and standard deviation for each studied environment. Example of a summer flood event (18/06). Data are computed at a 15min time step during.

5.2 Remarks on SWC measurements

Detailed knowledge of saturation absolute values over the catchment would require a network of numerous probes that would entail high costs to install and to maintain in good condition. Considering that mean saturation data can be used to explain hydrological processes with acceptable accuracy, the challenge of obtaining this knowledge can be met by choosing optimal locations for a small number of probes. Moreover, data validation, which is usually done at the plot scale, assumes that plot measurement should be representative of a soil-landscape-hydrological unit (Corradini, 2014).

Finally, a capacitance sensor network composed of a small number of low cost probes was suitable for studying saturation mean variation at both daily and event time scales in the Laval catchment. Sensor location based on identified soil-landscape units made it possible to estimate soil moisture mean status at the catchment scale. Backing up the existing probe network with virtual sensors improved the geostatistical modeling and aided in the assessment of saturation variation at the catchment scale. However, backing up

the existing probe network with real sensors to monitor saturation in the identified soil-landscape units elsewhere in the catchment could enhance the proposed methodology by: 1/ validating mean porosity values measured by environment (to characterize soil saturation more accurately, and 2/ reducing saturation mapping uncertainties with a more spatially homogenous network.

Extreme SWC values (dry or wet) are a key point impacting soil water storage and the soil's ability to produce runoff (Teuling *et al.*, 2006). Mittlebach *et al.* (2011) showed that 10HS sensor accuracy measurement decreases with increased SWC, which results in overestimation at low SWC and underestimation at high SWC (> 40%) especially in clay/clayey soils. Extreme SWC values measured by 10HS in the Laval catchment (values corrected by field-calibration) were near 0 % but never exceeded 40 % in black marl, whereas they were never less than 12 % and regularly exceeded 40 % in forest and grassland at the event scale. It is well known that SWC capacitance sensor accuracy depends primarily on the manufacturer's calibration and the effect of the monitored soil properties on site-specific calibration. On this basis, a specific effort must be made to reduce measurement errors, especially for extreme high values. Mittlebach *et al.* (2011) showed that specific site-calibration of the 10HS sensor can help reduce measurement error to 2% (with error values ranging from -7% to 3% in loamy soils and from -8% to 5% in clayey soils). In the Laval catchment, the forest field-site calibration was similar to the manufacturer's calibration, whereas the field-site calibration was different in grassland and black marl. The field-site calibration reduced the 10HS sensor mean measurement error from 12 % to 3% in grassland and from 11% to 4% in black marl. It is assumed that a 4 % mean measurement error is reasonable for estimating mean SWC patterns at the catchment scale. Moreover, estimated SWC values in the investigated and validation plots were primarily less than measurement error.

5.3 Explanatory variables and data extrapolation

The six variables used in the geostatistical model were appropriate for estimating soil saturation at the catchment scale. Regarding the strong relationship between those variables, we can ask questions about the impact of each variable in the geostatistical model. What if only NDVI and soil depth were used to run the model? Different combinations from 2 to 6 variables were tested. The difference in soil saturation values estimated using two variables (mean R^2 = 0.84) and six variables (R^2 = 0.88) was very low. But except for curvature, each variable enhanced the soil saturation estimation during rainfall periods.

However, these variables give a simplified understanding of saturation variation at the catchment scale. Using soil properties could help explain soil saturation variation at the event time scale. Indeed, regolith type, thickness, dip orientation, porosity, and soil infiltration capacity are parameters that affect saturation and runoff generation at the hillslope scale, which contribute to the hydrological complexity of badlands (Khun *et al.*, 2004).

Finally, model uncertainties can be attributed to the low number of plots and the high natural heterogeneity of saturation rates in a mountainous and steep environment. Even if the model takes into account local variables that affect saturation rates at the plot scale, estimated values at unmeasured plots are influenced by saturation values of the nearest measured plots (Lhottelier, 2006). Kriging of the residuals minimizes error by smoothing the information but the estimation errors are highly dependent on the number of measurement plots.

6 Conclusions and outlook

This study shows that mean saturation dynamics can be related to specific soil-vegetation patterns in badlands. Despite similar dynamics among plots, mean soil saturation values make it possible to distinguish

saturation signatures among environments. Geostatistical modeling using a small number of geographical variables makes it possible to map soil saturation at the catchment scale and at a high resolution time step. Uncertainties regarding estimated soil saturation rates proved to be lower than the *in situ* measurement error, which makes it possible to establish a saturation classification. Mapping spatio-temporal soil saturation dynamics provides an opportunity to identify potential contributing areas (saturated patterns) at the event time scale. However, our method does not make it possible to differentiate runoff and subsurface flows as SWC monitoring was performed between 10 and 20 cm depth. High saturation variations measured in black marls lead to attribute a major contribution from the black marl to stream flows whereas water stored in grassland and especially in forests where soils are deeper is primarily lost for runoff.

Future work will focus on validating this methodology by modeling hydrological processes with a physically-based model that integrates climate forcing. The goal of this work will be to confirm independently the impact of the areal distribution of saturation rates on runoff generation.

7 Acknowledgments

This work was supported by the Provence-Alpes-Côte-d'Azur region (OCTOMED project fund) and the ORE Draix-Bléone. It was also supported by public funds received in the framework of GEOSUD, a project (ANR-10-EQPX-20) of the program "Investissements d'Avenir" managed by the French National Research Agency.

References

A

Abdelli, F., Ouessar, M., M'Hemdi, S., Guied, M., Khatteli, H., 2017. Monitoring Soil Moisture Content of Jessour in the Watershed of Wadi Jir (Matmata, Southeast Tunisia), in: Water and Land Security in Drylands. Springer, Cham, pp. 97–110. https://doi.org/10.1007/978-3-319-54021-4_10

Altdorff, D., Hebel, C. von, Borchard, N., Kruk, J. van der, Bogena, H.R., Vereecken, H., Huisman, J.A., 2017. Potential of catchment-wide soil water content prediction using electromagnetic induction in a forest ecosystem. Environ Earth Sci 76, 111. https://doi.org/10.1007/s12665-016-6361-3

Arnaud, M., Emery, X., 2000. Estimation et interpolation spatiale : méthodes déterministes et méthodes géostatistiques [WWW Document]. URL http://agritrop.cirad.fr/487412/ (accessed 1.1.18).

B

Baghdadi, N., Grandjean, G., Lahondère, D., Paillou, P., Lasne, Y., 2005. Apport de l'imagerie satellitaire radar pour l'exploration géologique en zones arides. Comptes Rendus Geoscience 337, 719–728. https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.03.003

Bárdossy, A., Lehmann, W., 1998. Spatial distribution of soil moisture in a small catchment. Part 1: geostatistical analysis. Journal of Hydrology 206, 1–15. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00152-2

Biswas, A., Si, B.C., 2011. Identifying scale specific controls of soil water storage in a hummocky landscape using wavelet coherency. Geoderma 165, 50–59. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.07.002

Blonquist, J.M., Jones, S.B., Robinson, D.A., 2005. Standardizing Characterization of Electromagnetic Water Content Sensors. Vadose Zone Journal 4, 1059–1069. https://doi.org/10.2136/vzj2004.0141

Blume, T., Zehe, E., Bronstert, A., 2009. Use of soil moisture dynamics and patterns at different spatio-temporal scales for the investigation of subsurface flow processes. Hydrol. Earth Syst. Sci. 13, 1215–1233. https://doi.org/10.5194/hess-13-1215-2009

Blyth, E.M., Finch, J., Robinson, M., Rosier, P., 2004. Can soil moisture be mapped onto the terrain? Hydrology and Earth System Sciences Discussions 8, 923–930.

Bogena, H.R., Herbst, M., Huisman, J.A., Rosenbaum, U., Weuthen, A., Vereecken, H., 2010. Potential of Wireless Sensor Networks for Measuring Soil Water Content Variability. Vadose Zone Journal 9, 1002–1013. https://doi.org/10.2136/vzj2009.0173

Bogena, H.R., Huisman, J.A., Baatz, R., Hendricks Franssen, H.-J., Vereecken, H., 2013. Accuracy of the cosmic-ray soil water content probe in humid forest ecosystems: The worst case scenario. Water Resour. Res. 49, 5778–5791. https://doi.org/10.1002/wrcr.20463

Brevik, E.C., Fenton, T.E., Lazari, A., 2006. Soil electrical conductivity as a function of soil water content and implications for soil mapping. Precision Agric 7, 393–404. https://doi.org/10.1007/s11119-006-9021-x

Brillante, L., Bois, B., Mathieu, O., Bichet, V., Michot, D., Lévêque, J., 2014. Monitoring soil volume wetness in heterogeneous soils by electrical resistivity. A field-based pedotransfer function. Journal of Hydrology, Determination of soil moisture: Measurements and theoretical approaches 516, 56–66. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.052

Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., Morbidelli, R., 2010. Spatial-temporal variability of soil moisture and its estimation across scales. Water Resour. Res. 46, W02516. https://doi.org/10.1029/2009WR008016

Brocca, L., Tullo, T., Melone, F., Moramarco, T., Morbidelli, R., 2012. Catchment scale soil moisture spatial–temporal variability. Journal of Hydrology 422, 63–75. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12.039

Broedel, E., Tomasella, J., Cândido, L.A., von Randow, C., 2017. Deep soil water dynamics in an undisturbed primary forest in central Amazonia: Differences between normal years and the 2005 drought. Hydrol. Process. 31, 1749–1759. https://doi.org/10.1002/hyp.11143

Brunet, P., Clément, R., Bouvier, C., 2010. Monitoring soil water content and deficit using Electrical Resistivity Tomography (ERT) - A case study in the Cevennes area, France. Journal of Hydrology, 380(1): 146-153. DOI:10.1016/j.jhydrol.2009.10.032

C

Calamita, G., Perrone, A., Brocca, L., Onorati, B., Manfreda, S., 2015. Field test of a multi-frequency electromagnetic induction sensor for soil moisture monitoring in southern Italy test sites. Journal of Hydrology 529, 316–329. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.07.023

Calvo-Cases, A., Harvey, A.M., Paya-Serrano, J., Alexander, R.W., 1991. Response of badland surfaces in south east Spain to simulated rainfall. Cuaternario y Geomorfologia, 5, 3-14

Cantón, Y., Solé-Benet, A., de Vente, J., Boix-Fayos, C., Calvo-Cases, A., Asensio, C., Puigdefábregas, J., 2011. A review of runoff generation and soil erosion across scales in semiarid south-eastern Spain. Journal of Arid Environments, Deserts of the World Part IV: Iberian Southeast 75, 1254–1261. https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2011.03.004

Cao, D., Shi, B., Zhu, H., Zhu, K., Wei, G., Gu, K., 2016. Performance evaluation of two types of heated cables for distributed temperature sensing-based measurement of soil moisture content. Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering 8, 212–217. https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2015.09.005

Castillo, V.M., Gómez-Plaza, A., Martínez-Mena, M., 2003. The role of antecedent soil water content in the runoff response of semiarid catchments: a simulation approach. Journal of Hydrology 284, 114–130. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00264-6

Comegna, V., Basile, A., 1994. Temporal stability of spatial patterns of soil water storage in a cultivated Vesuvian soil. Geoderma 62, 299–310. https://doi.org/10.1016/0016-7061(94)90042-6

Corradini, C. 2014. Soil moisture in the development of hydrological processes and its determination at different spatial scales. Journal of Hydrology. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.02.051.

Cosandey, C., Andréassian, V., Martin, C., Didon-Lescot, J.F., Lavabre, J., Folton, N., Mathys, N., Richard, D., 2005. The hydrological impact of the mediterranean forest: a review of French research. Journal of Hydrology 301, 235–249. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.06.040

D

De Lannoy, G.J.M., Verhoest, N.E.C., Houser, P.R., Gish, T.J., Van Meirvenne, M., 2006. Spatial and temporal characteristics of soil moisture in an intensively monitored agricultural field (OPE3). Journal of Hydrology 331, 719–730. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.06.016

Dehotin, J., Braud, I., 2008. Which spatial discretization for distributed hydrological models? Proposition of a methodology and illustration for medium to large-scale catchments. Hydrol. Earth Syst. Sci. 12, 769–796. https://doi.org/10.5194/hess-12-769-2008

Descroix, L., Mathys, N., 2003. Processes, spatio-temporal factors and measurements of current erosion in the French Southern Alps: a review. Earth Surf. Process. Landforms 28, 993–1011. https://doi.org/10.1002/esp.514

Dobriyal, P., Qureshi, A., Badola, R., Hussain, S.A., 2012. A review of the methods available for estimating soil moisture and its implications for water resource management. Journal of Hydrology s 458–459, 110–117. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.021

Dubreuil-Boisclair, C., Gloaguen, E., Marcotte, D., Giroux, B., 2011. Heterogeneous aquifer characterization from ground-penetrating radar tomography and borehole hydrogeophysical data using nonlinear Bayesian simulations. GEOPHYSICS 76, J13–J25. https://doi.org/10.1190/1.3571273

G

Gallart, F., Marignani, M., Pérez-Gallego, N., Santi, E., Maccherini, S., 2013. Thirty years of studies on badlands, from physical to vegetational approaches. A succinct review. CATENA, Updating Badlands Research 106, 4–11. https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.02.008

Garel, E., Marc, V., Ruy, S., Cognard-Plancq, A.-L., Klotz, S., Emblanch, C., Simler, R., 2012. Large scale rainfall simulation to investigate infiltration processes in a small landslide under dry initial conditions: the Draix hillslope experiment. Hydrol. Process. 26, 2171–2186. https://doi.org/10.1002/hyp.9273

Gratton, Y., 2002. Le krigeage: la méthode optimale d'interpolation spatiale. Les articles de l'Institut d'Analyse Géographique.

Grayson, R.B., Western, A.W., 1998. Towards areal estimation of soil water content from point measurements: time and space stability of mean response. Journal of Hydrology 207, 68–82. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00096-1

H

Hocking, R. R. (1976). A biometrics invited paper. The analysis and selection of variables in linear regression. Biometrics, 32(1), 1e49. http://dx.doi.org/10.2307/2529336.

Hapuarachchi, H. a. P., Wang, Q.J., Pagano, T.C., 2011. A review of advances in flash flood forecasting. Hydrol. Process. 25, 2771–2784. https://doi.org/10.1002/hyp.8040

Hoef, J.M.V., Cressie, N., 1993. Multivariable spatial prediction. Math Geol 25, 219–240. https://doi.org/10.1007/BF00893273

Hu, W., Shao, M., Han, F., Reichardt, K., Tan, J., 2010. Watershed scale temporal stability of soil water content. Geoderma 158, 181–198. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.04.030

Huisman, J.A., Hubbard, S.S., Redman, J.D., Annan, A.P., 2003. Measuring Soil Water Content with Ground Penetrating Radar. Vadose Zone Journal 2, 476–491. https://doi.org/10.2136/vzj2003.4760

J

Jawson, S.D., Niemann, J.D., 2007. Spatial patterns from EOF analysis of soil moisture at a large scale and their dependence on soil, land-use, and topographic properties. Advances in Water Resources 30, 366–381. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.05.006

Joly, D., Brossard, T., Cardot, H., Cavailhes, J., Hilal, M., Wavresky, P., 2008. Interpolation par recherche d'information locale. Interpolation by local information 27–47. https://doi.org/https://doi.org/10.4267/climatologie.714

Joly D., Brossard T., Cardot H., Cavailhès J., Hilal M., Wavresky P., 2010. Les types de climats en France, une construction spatiale (Types of climate on continental France, a spatial construction). Cybergeo: European Journal of Geography, 501. URL : http://cybergeo.revues.org/23155 ; DOI : 10.4000/cybergeo.23155

Joly D., Brossard T., Cardot H., Cavailhès J., Hilal M., Wavresky P., 2011. Temperature Interpolation by local information; the example of France. International Journal of Climatology, 31(14): 2141-2153.

Jones, S.B., Blonquist, J.M., Robinson, D.A., Philip Rasmussen, V., 2005. Standardizing characterization of electromagnetic water content sensors: Part 1. Methodology. Vadose Zone Journal. SSSA: 1048-1058

K

Kachanoski, R.G., Wesenbeeck, I.J.V., Gregorich, E.G., 1988. Estimating Spatial Variations of Soil Water Content Using Noncontacting Electromagnetic Inductive Methods. Can. J. Soil. Sci. 68, 715–722. https://doi.org/10.4141/cjss88-069

Kachanoski, R.G., Wesenbeeck, I.J.V., Jong, E.D., 1990. Field Scale Patterns of Soil Water Storage from Non-Contacting Measurements of Bulk Electrical Conductivity. Can. J. Soil. Sci. 70, 537–542. https://doi.org/10.4141/cjss90-056

Köhli, M., Schrön, M., Zreda, M., Schmidt, U., Dietrich, P., Zacharias, S., 2015. Footprint characteristics revised for field-scale soil moisture monitoring with cosmic-ray neutrons. Water Resour. Res. 51, 5772–5790. https://doi.org/10.1002/2015WR017169

Krzeminska, D.M., Steele-Dunne, S.C., Bogaard, T.A., Rutten, M.M., Sailhac, P., Geraud, Y., 2012. High-resolution temperature observations to monitor soil thermal properties as a proxy for soil moisture condition in clay-shale landslide. Hydrol. Process. 26, 2143–2156. https://doi.org/10.1002/hyp.7980

Kuhn, N.J., Yair, A., 2004. Spatial distribution of surface conditions and runoff generation in small arid watersheds, Zin Valley Badlands, Israel. Geomorphology 57, 183–200. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(03)00102-8

L

Le Barbu, E., 2006. Modélisation pluie-débit érosion sur un bassin versant expérimental des Alpes du Sud. Rapport de stage 2° année ingénieur Thesis, ENTPE, Lyon, 85p

Lhotellier, R., 2006. Spatialisation de la température minimale de l'air à échelle quotidienne sur quatre départements alpins français. Spatialization of daily minimum air temperature on four French alpine departments 55–69. https://doi.org/https://doi.org/10.4267/climatologie.695

M

Malet, J.-P., Asch, T.W.J.V., Beek, R.V., Maquaire, O., 2005. Forecasting the behaviour of complex landslides with a spatially distributed hydrological model. Natural Hazards and Earth System Science 5, 71–85.

Maquaire, O., Ritzenthaler, A., Fabre, D., Ambroise, B., Thiery, Y., Truchet, E., Malet, J.-P., Monnet, J., 2002. Caractérisation des profils de formations superficielles par pénétrométrie dynamique à énergie variable : application aux marnes noires de Draix (Alpes-de-Haute-Provence, France). Comptes Rendus Geoscience 334, 835–841. https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01788-1

Martini, E., Werban, U., Zacharias, S., Pohle, M., Dietrich, P., Wollschläger, U., 2017. Repeated electromagnetic induction measurements for mapping soil moisture at the field scale: validation with data from a wireless soil moisture monitoring network. Hydrol. Earth Syst. Sci. 21, 495–513. https://doi.org/10.5194/hess-21-495-2017

Matheron, G., 1970. Random Functions and their Application in Geology, in: Geostatistics, Computer Applications in the Earth Sciences. Springer, Boston, MA, pp. 79–87. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-7103-2_7

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, Gully Erosion and Global Change 50, 527–548. https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00122-4

Mathys, N., Klotz, S., Esteves, M., Descroix, L., Lapetite, J.M., 2005. Runoff and erosion in the Black Marls of the French Alps: Observations and measurements at the plot scale. CATENA, Gully Erosion: A Global Issue 63, 261–281. https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.06.010

Mathys, N., 2006. Analyse et modélisation à différentes échelles des mécanismes d'érosion et de transport de matériaux solides. Cas des petits bassins versants de montagne sur marne (Draix, Alpes-de-Haute-Provence). Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 339 p

Michot, D., Benderitter, Y., Dorigny, A., Nicoullaud, B., King, D., Tabbagh, A., 2003. Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. Water Resour. Res. 39, 1138. https://doi.org/10.1029/2002WR001581

Mittelbach, H., Casini, F., Lehner, I., Teuling, A.J., Seneviratne, S.I., 2011. Soil moisture monitoring for climate research: Evaluation of a low-cost sensor in the framework of the Swiss Soil Moisture Experiment (SwissSMEX) campaign. J. Geophys. Res. 116, D05111. https://doi.org/10.1029/2010JD014907

Mohanty, B.P., Skaggs, T.H., 2001. Spatio-temporal evolution and time-stable characteristics of soil moisture within remote sensing footprints with varying soil, slope, and vegetation. Advances in Water Resources, Nonlinear Propagation of Multi-scale Dynamics Through Hydrologic Subsystems 24, 1051–1067. https://doi.org/10.1016/S0309-1708(01)00034-3

O

Ochsner, T.E., Cosh, M.H., Cuenca, R.H., Dorigo, W.A., Draper, C.S., Hagimoto, Y., Kerr, Y.H., Njoku, E.G., Small, E.E., Zreda, M., Larson, K.M., 2013. State of the Art in Large-Scale Soil Moisture Monitoring. Soil Science Society of America Journal 77, 1888–1919. https://doi.org/10.2136/sssaj2013.03.0093

P

Panissod, F., Bailly, J-S, Durrieu, S., Jacome, A., Mathys, N., Cavalli, M., Puech, C., 2010. Qualification de modèles numériques de terrain LiDAR pour l'érosion : application aux badlands de Draix. Revue Française de Photogrammétrie et de Télédétection, volume 192, 50-57.

Plutowski, M., Sakata, S., & White, H. (1994). Cross-validation estimates IMSE. In J. D. Cowan, G. Tesauro, & J. Alspector (Eds.), Advances in neural information processing systems (Vol. 6, pp. 391e398). San Mateo, CA: Morgan Kaufman Publishers.

Q

Qu, W., Bogena, H.R., Huisman, J.A., Vereecken, H., 2013. Calibration of a Novel Low-Cost Soil Water Content Sensor Based on a Ring Oscillator. Vadose Zone Journal 12. https://doi.org/10.2136/vzj2012.0139

Quinn, P.F., Beven, K.J., 1993. Spatial and temporal predictions of soil moisture dynamics, runoff, variable source areas and evapotranspiration for plynlimon, mid-wales. Hydrol. Process. 7, 425–448. https://doi.org/10.1002/hyp.3360070407

R

Regüés, D., Gallart, F., 2004. Seasonal patterns of runoff and erosion responses to simulated rainfall in a badland area in Mediterranean mountain conditions (Vallcebre, southeastern Pyrenees). Earth Surf. Process. Landforms 29, 755–767. https://doi.org/10.1002/esp.1067

Robinson, D.A., Campbell, C.S., Hopmans, J.W., Hornbuckle, B.K., Jones, S.B., Knight, R., Ogden, F., Selker, J., Wendroth, O., 2008. Soil Moisture Measurement for Ecological And Hydrological Watershed-Scale Observatories: A Review. Vadose Zone J. 358–389.

Romano, N., 2014. Soil moisture at local scale: Measurements and simulations. Journal of Hydrology, Determination of soil moisture: Measurements and theoretical approaches 516, 6–20. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.026

S

Selker, J.S., Thévenaz, L., Huwald, H., Mallet, A., Luxemburg, W., van de Giesen, N., Stejskal, M., Zeman, J., Westhoff, M., Parlange, M.B., 2006. Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. Water Resour. Res. 42, W12202. https://doi.org/10.1029/2006WR005326

T

Teuling, A.J., Seneviratne, S.I., Williams, C., Troch, P.A., 2006. Observed timescales of evapotranspiration response to soil moisture. Geophys. Res. Lett. 33, L23403. https://doi.org/10.1029/2006GL028178

Topp, G.C., Davis, J.L., Annan, A.P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. Water Resour. Res. 16, 574–582. https://doi.org/10.1029/WR016i003p00574

Tramblay, Y., Bouvier, C., Martin, C., Didon-Lescot, J.-F., Todorovik, D., Domergue, J.-M., 2010. Assessment of initial soil moisture conditions for event-based rainfall–runoff modelling. Journal of Hydrology 387, 176–187. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.04.006

Tromp-van Meerveld, H.J., McDonnell, J.J., 2009. Assessment of multi-frequency electromagnetic induction for determining soil moisture patterns at the hillslope scale. Journal of Hydrology 368, 56–67. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.01.037

Tromp-van Meerveld, H.J., McDonnell, J.J., 2006. On the interrelations between topography, soil depth, soil moisture, transpiration rates and species distribution at the hillslope scale. Advances in Water Resources, Experimental Hydrology: A Bright Future 29, 293–310. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.02.016

V

Vachaud, G., Passerat De Silans, A., Balabanis, P., Vauclin, M., 1985. Temporal Stability of Spatially Measured Soil Water Probability Density Function. Soil Science Society of America Journal 49, 822–828. https://doi.org/10.2136/sssaj1985.03615995004900040006x

Vanderlinden, K., Vereecken, H., Hardelauf, H., Herbst, M., Martínez, G., Cosh, M.H., Pachepsky, Y.A., 2012. Temporal Stability of Soil Water Contents: A Review of Data and Analyses. Vadose Zone Journal 11. https://doi.org/10.2136/vzj2011.0178

Vereecken, H., Huisman, J.A., Bogena, H., Vanderborght, J., Vrugt, J.A., Hopmans, J.W., 2008. On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review. Water Resour. Res. 44, W00D06. https://doi.org/10.1029/2008WR006829

Vereecken, H., Huisman, J.A., Pachepsky, Y., Montzka, C., van der Kruk, J., Bogena, H., Weihermüller, L., Herbst, M., Martinez, G., Vanderborght, J., 2014. On the spatio-temporal dynamics of soil moisture at the field scale. Journal of Hydrology, Determination of soil moisture: Measurements and theoretical approaches 516, 76–96. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.061

W

Western, A.W., Grayson, R.B., Blöschl, G., Willgoose, G.R., McMahon, T.A., 1999. Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices. Water Resour. Res. 35, 797–810. https://doi.org/10.1029/1998WR900065

Western, A.W., Zhou, S.-L., Grayson, R.B., McMahon, T.A., Blöschl, G., Wilson, D.J., 2004. Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes. Journal of Hydrology 286, 113–134. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.014

Wigmosta, M.S., Nijssen, B., Storck, P., 1994. The Distributed Hydrology Soil Vegetation Model. University of Washington. Chapter 2.

Z

Zhou, Q.Y., Shimada, J., Sato, A., 2001. Three-dimensional spatial and temporal monitoring of soil water content using electrical resistivity tomography. Water Resour. Res. 37, 273–285. https://doi.org/10.1029/2000WR900284

Zreda, M., Desilets, D., Ferré, T.P.A., Scott, R.L., 2008. Measuring soil moisture content non-invasively at intermediate spatial scale using cosmic-ray neutrons. Geophys. Res. Lett. 35, L21402. https://doi.org/10.1029/2008GL035655

CHAPITRE 4

MODÉLISATION HYDROLOGIQUE ET TRAÇAGE NATUREL DES CRUES DE 2015 ET 2016 : APPLICATION AUX ÉPISODES D'ÉTÉ ET D'AUTOMNE

Exutoire d'un sous-bassin proche de l'exutoire. On distingue des blocs rocheux dans le talweg principal et à l'entrée de la plage de dépôt (source : Florian Mallet)

Modeling event runoff processes in torrential headwater catchment using a distributed physically based hydrological model (DHSVM) - application to the Draix-Bléone field observatory (South Alps) p. 161

Apport du traçage naturel à l'identification de l'origine des écoulements en crue : analyses appliquées à quatre épisodes de crues p. 195

Synthèse de l'article : Modeling event runoff processes in torrential headwater catchment using a distributed physically based hydrological model (DHSVM) - application to the Draix-Bléone field observatory (South Alps)

Identifier les processus d'écoulement et leur contribution à l'échelle événementielle est essentiel pour comprendre la dynamique hydrologique des bassins versants torrentiels. Caractériser ces informations à l'échelle des unités principales unités hydro-paysagères est d'autant plus importante puisqu'elle permet de comprendre l'organisation spatio-temporelle de la réponse du bassin en prenant en compte divers environnements. Obtenir une cartographie des types d'écoulement au sein de ces environnements est particulièrement difficile en raison de leurs caractéristiques physiographiques et morphologiques (topographie accidenté, fortes pentes, couverture végétale, types de sols) très hétérogènes. La modélisation hydrologique distribuée à base physique permet d'obtenir de telles informations en résolvant les équations de transfert et de stockage de l'eau dans les sols. La discrétisation du bassin versant à l'aide d'un modèle numérique de terrain (MNT) à haute résolution spatiale permet de représenter de façon raisonnable son hétérogénéité. L'obtention des données nécessaires aux modèles à base physique peut représenter un frein au regard de l'échelle étudiée et du nombre de paramètres nécessaires. Pour réduire cette limite, une solution consiste à coupler une analyse de sensibilité des sorties du modèle à des mesures terrain. Cette démarche vise à réduire l'écart entre la modélisation et les processus hydrologiques observés en paramétrant le modèle avec des valeurs mesurées *in situ*.

Cet article à pour objectif principal de reproduire la dynamique hydrologique du bassin versant du Laval à l'échelle événementielle en répondant aux quatre objectifs suivants :

1/ Identifier les paramètres mesurés *in situ* auxquels les sorties du modèle sont les plus sensibles
2 / Valider la modélisation à partir de deux sorties : les débits à l'exutoire et la teneur en eau des sols
3 / Spatialiser le ruissellement de façon séquencée afin de caractériser la contribution des principales occupations de surface aux écoulements de crue
4 / Comparer l'évolution à l'échelle événementielle de la teneur en eau des sols simulée et mesurée par type d'occupation de surface.

Entre l'été 2015 et l'automne 2016, douze crues dont les débits maximum (Q_{max}) sont supérieurs à 500 l/s ont été mesurées à l'exutoire du Laval. Parallèlement, des sondes capacitives mesurant la teneur en eau du sol en continu (entre 10 et 20 cm de profondeur) ont été installées ponctuellement au sein d'unités hydro-paysagères présentant des caractéristiques particulières (sol, végétation, topographie). Les propriétés hydrodynamiques des sols investigués par ces sondes ont été mesurées pour caractériser le milieu et calibrer les instruments. La dynamique hydrologique des douze crues observées a été étudiée à l'aide du modèle distribué à base physique DHSVM (Distributed Hydrology Soil Vegetation Model). Le bassin a été représenté à l'aide d'un MNT de 10 m de résolution, puis a été divisé en quatre type d'occupation de surface et cinq types de sols. Les données météorologiques utilisées sont au pas de temps raisonnable de 10 minutes, au regard de la réponse du bassin (entre 10 et 60 min).

Une analyse de sensibilité a permis de confirmer l'impact des paramètres liés aux propriétés hydrodynamiques des sols sur les sorties du modèle (Engida, 2010 ; Dizier, 2010). Ces paramètres (conductivité hydraulique à saturation latérale et verticale, porosité, capacité au champ) mesurés *in situ* se sont vu attribuer des valeurs différentes selon les cinq types de sol représentés dans le modèle. Les résultats obtenus pour sept crues (NSE[1] > 0.6) sur douze étudiées ont permis de comparer les teneurs en eau simulées et mesurées et de produire des cartes de ruissellement à l'échelle événementielle. La dynamique des teneurs en eau simulées et mesurées sont similaires à l'échelle du bassin versant même si les valeurs mesurées sont supérieures. Des

[1] NSE : Indice de Nash-Sutcliffe permettant d'évaluer la performance d'un modèle hydrologique en comparant les débits modélisés et mesurés.

différences plus marquées sont visibles à l'échelle ponctuelles notamment en secteur dénudé où la saturation rapide du milieu entraine l'apparition du ruissellement par saturation. Ce processus dominant par rapport aux écoulements de subsurface varie selon les types d'occupation de surface et les saisons. Sa proportion sur les versants dénudés diminue de l'été vers la fin de l'automne. A l'inverse, les versants végétalisés sont plus propices au stockage de l'eau dans le sol en été et contribuent au ruissellement en automne, lorsque le niveau de saturation du substrat est élevé.

Cet article est complété dans la partie suivante de ce chapitre pas une analyse chimique et isotopique de quatre crues modélisées. Ces analyses permettent de confirmer certaines hypothèses de fonctionnement du bassin versant au regard des résultats obtenus ici.

Modeling event runoff processes in torrential headwater catchment using a distributed physically based hydrological model (DHSVM) - application to the Draix-Bléone field observatory (South Alps)

Florian MALLET [(1)*], Michel Estèves [(2)], Vincent MARC [(1)], Roland SIMLER [(1)]
[(1)] *Université d'Avignon, UMR 1114 EMMAH, Avignon, France*
[(2)] *Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, Grenoble, France*

Note au lecteur : La version actuelle de l'article n'a pas encore été soumise à un journal scientifique.

Abstract

Runoff mapping is a useful tool to improve torrential flood prediction in headwater catchments as it assumed to be the dominant hydrological process at the event time scale. Distributed physically based hydrological modeling allows to simulate hydrological processes at any point of the grid representing the catchment. This study aims at better understanding soil and surface water flows spatio-temporal organization at the event time scale using the DHSVM model (Distributed Hydrology Soil Vegetation Model). This work has been applied to the experimental Laval catchment (0.86 km² - Draix-Bléone observatory) mainly composed of black marls where torrential floods occur. Modeling was based on twelve flood events (Q_{max}[2] > 1000 l / s) which occurred between the summer of 2015 and the fall of 2016. An OFAT (One-factor-at-time) sensitivity analysis made it possible to identify the strong impact of saturated soil hydraulic conductivity on simulated discharges and SWC (SWC). Discharges were well simulated for seven floods (NSE> 0.7) which Q_{max} were inferior to 3000 l/s. Simulated SWC were often superior to measured SWC especially in black marls where soil superficial layer was quickly saturated. Runoff processes was shown to be dominant (~ 88 %) on subsurface flows. Black marls hillslopes mainly contributed to surface runoff especially during the summer events while vegetated areas contributed to runoff in fall. Eventually, this study has shown the possibility of assessing the catchment hydrological response at the event time scale by only varying some soil-related parameters measured *in situ*.

Key-words : Runoff mapping ; Torrential flood ; Soil Water Content ; Distributed physically based hydrological model

[2] Q_{max} : Maximum discharge (l/s)

1 Introduction

Time and area organization of hydrological processes at the event scale in headwater catchments represents a major issue in hydrology (McDonnell, 2003 ; McMillan and Srinivasan, 2015). Stream flow generation results from several hydrological processes (saturation runoff, Infiltration excess overland flow, subsurface preferential flows) which interact and determine the catchment response at the event time scale (Pearce, 1990 ; Wagener *et al.*, 2001 ; Beven, 2006). Identification of these hydrological processes is needed through a large range of lan uses and observation scales for different issues regarding water resource management and water quality (Alexander *et al.*, 2007), risk management and flood forecasting (Moussa *et al.*, 2007 ; Calder and Aylward, 2009 ; Roche *et al.*, 2012), or runoff sources and erosion processes (Rey *et al.*, 2002, Bochet *et al.*, 2006 ; Mayor *et al.*, 2008). Measuring all the processes simultaneously is difficult as they interact differently according to season and climatic forcing. Hydrological processes distribution at the event time scale is even more complicated as they widely vary at the catchment scale according to topography, land uses and soil properties.

Studying spatial distribution of flow mechanisms in catchment first comes up with the question of measurement. **Saturation runoff** can be detected at the event time scale and in headwater catchments by soil water content (SWC) monitoring. Dehotin *et al.* (2015) observed saturation runoff from a network of SWC sensors in the Mercier catchment (France). This method was shown to be relevant but is only available when soil structure (cohesion) allow SWC probes setup to measure near surface (0 - 10 cm) variations. Moreover, capacitance probes or TDR provide local and spatial discontinuous information and are destructive and highly invasive methods. Geophysical non invasive methods such as electromagnetic induction (EMI), ground penetrating radar (GPR) or electrical resistivity measurement (ERT) make it possible to determine the distribution of SWC over area (Verrecken *et al.*, 2006 ; Wenninger *et al.*, 2008 ; Martini *et al.*, 2017). But these methods are not event-adapted and are not able yet to give an absolute SWC value to identify saturation runoff. Remote sensing is able to identify saturated area but spatio-temporal resolution is too coarse for event scale studies in headwater catchments with steep slopes (Tralli *et al.*, 2005 ; Jain *et al.*, 2005). It is better adapted for large scale and post-flood analyzes (Brivio *et al.*, 2002). **Infiltration excess overland flow** can be observed by comparing rainfall intensity to soil infiltration capacity (Arnaez *et al.*, 2007). The SIG-based IRIP method (Dehotin *et al*, 2015) also uses this approach. This method is easy to setup but requires high resolution rainfall and soil properties data. Direct overland flow measurements can be made by a flume located at hillslope bottom and/or sub-catchment outlet (Greene and Sawtell, 1992). But this method is hardly reproductible and can be expensive when applied over large catchments. Blume and Van Meerveld (2015) propose hillslope-centered and stream-centered approaches to measure **subsurface preferential flows**. They made direct measurements combining hillslope trenches to tracers in a forested catchment from the Panola mountains (USA). Indirect subsurface flow were also measured by evaluating the groundwater level variations. These techniques are very effective but also very destructive and costly as setup requires huge installations. Stream-centered approach contains chemistry (EMMA, End-Member Mixing Analysis), temperature and radon measurements. EMMA () seems to be the most event-adapted method as it makes it possible to separate water origin at the event time scale (Ribolzi *et al.*, 2000 ; Cras *et al.* 2007). However, this method is time consuming and expensive as water from different reservoirs (soil, stream, rain) must be sequentially sampled and analyzed in laboratory.

In order to overcome the difficulties of processes direct observation, physically-based distributed hydrological modeling has been widely used to determine event scale processes organization (Mc Donnell *et al.*, 2007 ; Sivaplan, 2009 ; Vannier, 2015) even though some processes such as subsurface preferential flows are more difficult to model than surface flows (Beven *et al.*, 2001). Physically-based distributed hydrological modeled are based on a spatial representation of the catchment heterogeneity using topography (MNT), land uses and soil properties. Numerous studies have focused on hydrological processes modeling in mountainous

catchment. Braud *et al.* (2010) have used the CVN and MARINE distributed hydrological models to analyze the September 8–9 2002 flash flood event in the Gard region (southern France). Both models were set up using a DEM and a pedology map and were forced with high resolution radar rainfall data. They highlighted the strong impact of soil spatial representation on runoff coefficients. But also the relationships between soil saturation dynamics and subsurface lateral flow concentration along the river network. Anderton *et al.* (2002) modeled summer, autumn and winter runoff events using the SHETRAN physically-based distributed model in a small catchment (0.56 km²) in the foothills of the Catalan Pyrenees (Spain). The SHETRAN model was able to model runoff in every conditions. And the huge sensitivity analysis conducted by the authors can help further study to reduce the problem of equifinality in runoff model parameterization. Gurtz *et al.* (2003) used the WaSiM-ETH model for the simulation of hydrological processes applied on the pre-alpine Rietholzbach research catchment (3.2 km² - Switzerland) and the high-alpine Dischmabach catchment (43 km² - Switzerland). This study showed that the interflow was the main runoff source and the snowmelt component is of decisive importance for simulating distributed runoff generation. All these examples illustrate the fact that new computational capacities allow to run a huge number of parameterization and check their impact on model outputs (Loague *et al.*, 2006). Variation of parameters values in field-measured ranges can optimize modeling and reduce data uncertainties. Comparing several simulated outputs to *in situ* measurements allows to further improve model parameterization and validation (Refsgaard and Knudsen, 1996).

This work aims at better understanding the Laval hydrological response by the following objectives : 1 / Parameterizing and validating modeling based on data collected in the field ; 2 / Mapping runoff at the event time scale to characterize the contribution of the main land uses to stream flows ; 3 / Compare the evolution at the event time scale of simulated and measured SWC by land uses.

2 Survey area

The study area is the Laval catchment, located within the Experimental Research Hydrological Network Draix-Bléone in the Southern Alps, France. It has been equipped since 1983 for rainfall, liquid and solid outflow monitoring (Fig. 4.1.1). This small torrential catchment has peculiar hydro-geomorphological characteristics ; short drains with intermittent flows, high river bed roughness, high erosive capacity despite low water levels ; which increase its sensitivity to runoff and flash floods. The Laval is well known for its high specific discharge ($10m^3/s/$ km²) generally induced by short and intense storms (Mathys *et al.*, 2003). The local climate is sub Mediterranean with continental trend (Joly *et al.*, 2010) and is defined by high solar radiation (> 2300 hour / year) with mild winters (little snow cover) and very dry summers. Mean annual rainfall is 800 mm (STD = 170 mm; observed period from 1987 to 2015).

Different hydrological models (ETC, SHETRAN, DHSVM) have been used since 1993 to assess the impact of vegetation and topography on the ORE Draix-Bléone experimental catchments hydro-erosion processes. The ETC (Erosion des Torrents en Crue ; Borges, 1993 ; Brochot et Meunier, 1996) global and semi-distributed model was used for the hydrosedimentological modeling of the Laval (Le Barbu, 2006 ; Mathys, 2006). This model made it possible to identify sub-basins producing the most erosion. The physically-based spatially-distributed model DHSVM (Distributed Hydrology-Soil-Vegetation-Model) was used to study the Laval hydro-sedimentary dynamic using the erosion module (Dizier, 2010). The modeling was based on a 10 m resolution DEM and meteorological data were used at hourly time step and at ten minutes time step. This study made it possible to characterize the impact of the soil hydrodynamic properties on the Laval hydrological dynamic. But the hydrology section was only used to calibrate the model before focusing on erosion. No modeling focused on runoff generation processes in the Laval.

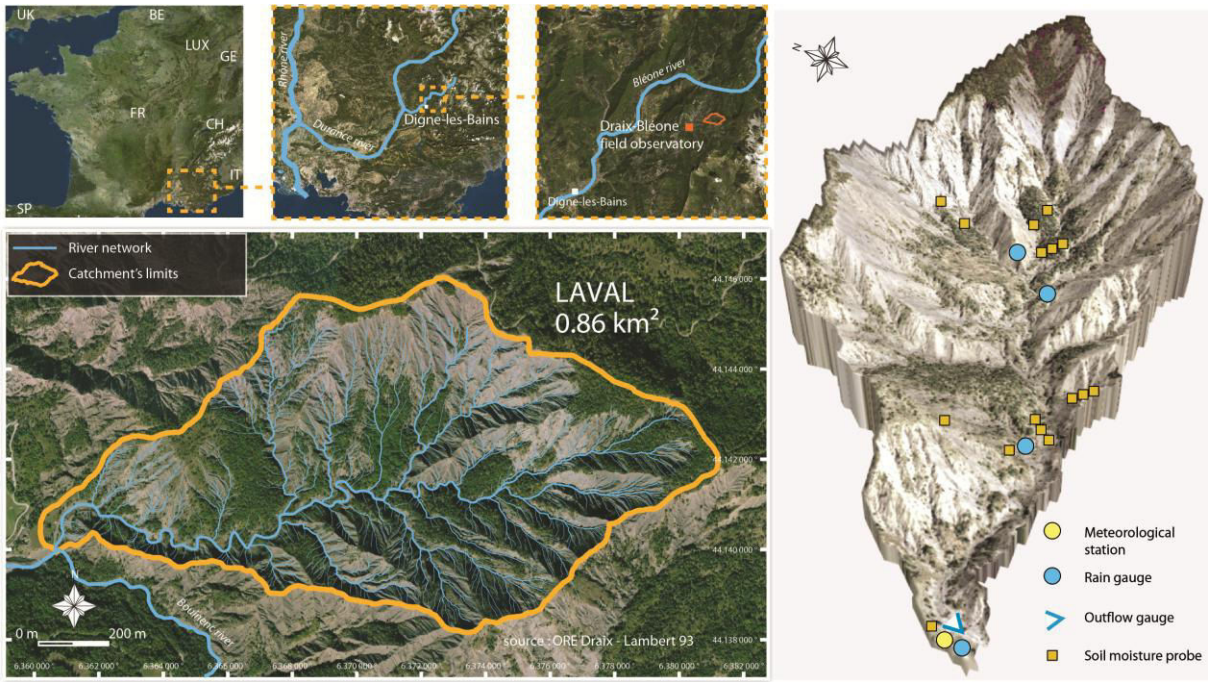


Fig. 4.1.1 : Survey area

3 Material and method

3.1 DHSVM framework

DHSVM model was created in 1994 at the Washington University and the Pacific Northwest National Laboratory. It aims at assessing the impact of land cover on hydrology in mountain and forest environments. It takes into account spatial variations in topography, soil and vegetation, and brings out their effects on energy and water balances. The dynamic and spatial representation of the catchment hydrological response is based on a DEM which makes it possible to simulate the control of topography on various variables such as solar radiation, precipitation, air temperature and water transfer through the catchment. At each time step, energy and water balances equations are solved simultaneously and independently for each grid cell.

Vegetation cover is represented on each grid cell by two layers : the overstory, taking into account the trees or shrubs, which may cover all or a prescribed fraction of land surface; and the understory, if present, representing the entire ground surface. The overstory and understory vegetation canopies are assumed to intercept precipitation until their maximum storage capacity is reached (which is a function of the Leaf Area Index). Evapotranspiration from canopies is calculated in two times. First, the potential evaporation rate is calculated for the overstory. Then evaporation of water intercepted by the overstory (called "wet fraction") is computed as the minimum of the intercepted water or the potential evaporation rate. Transpiration from the dry vegetation surface (called "dry fraction") is modeled by the Penman-Monteith equation. The total evapotranspiration from the overstory (both dry and wet fractions) is then subtracted from the potential evaporation of the overstory. The difference is then considered as a modified potential evaporation rate for the understory. The approach ensures that the total evapotranspiration from both canopy layers does not exceed the potential evaporation for the overstory. Evaporation from the upper soil layer is simulated for only bare soil surfaces and the process may be climate or soil-controlled depending on the soil moisture content. The snow accumulation and melt module comprises energy and mass balance components. The energy balance component is used to simulate snowmelt, refreezing, and changes in the snowpack heat content. The mass balance component computes snow accumulation/ablation, changes in snow water equivalent, and water yield

from the snowpack. A soil surface may receive water from throughfall, snowmelt or surface runoff from adjacent cells. Water in excess of infiltration capacity becomes overland flow and the remaining infiltrates into the soil. The downward unsaturated moisture movement is simulated using two-layer soil depth model in which discharge is computed by Darcy's law. Saturated flow is modeled by a quasi-three dimensional method with transient conditions approximated by series of steady state solutions. The hydraulic gradient may be approximated by the local terrain slope on steep slopes with shallow soils, and the water table slope must be used otherwise. In static infiltration mode, a maximum infiltration value is set. Runoff by infiltration capacity excess appear when rainfall intensity exceeds this value. This study is based on the dynamic infiltration mode where the infiltration capacity is calculated at each time step according to the SWC. Infiltration capacity is described in KINEROS model (Woolhiser *et al.*, 1990) as :

$$f = K_s [1 + (\alpha / (\exp (\alpha I / B) - 1))]$$

where K_s is the vertical saturated hydraulic conductivity ; α is the soil type (it is equal to 0 for sand and to 1 for silt) ; **I** is the infiltration depth ; $\mathbf{B = (G + h_w)(\Delta\theta)}$ with **G** is the capillary drive, $\mathbf{h_w}$ is water depth and $\mathbf{\Delta\theta = (\theta s - \theta i)}$ is the soil water storage capacity.

The seven modules (evaporation, snow accumulation and melt, canopy snow interception and release, unsaturated moisture movement, saturated subsurface flow, surface overland flow, channel flow) computing the mass balances are widely described in Wigmosta *et al.* (1994). Water flow are defined by four processes: 1/ Overland flows of impervious surfaces (no impervious surfaces on the field study); 2/ Infiltration excess surface flows (see 3 on Fig. 4.1.2) ; 3/ Saturation excess overland flow (see 6 and 7 on Fig. 4.1.2); 4/ Subsurface flows based on the water table slope (see 1-5 and 8 on Fig. 4.1.2).

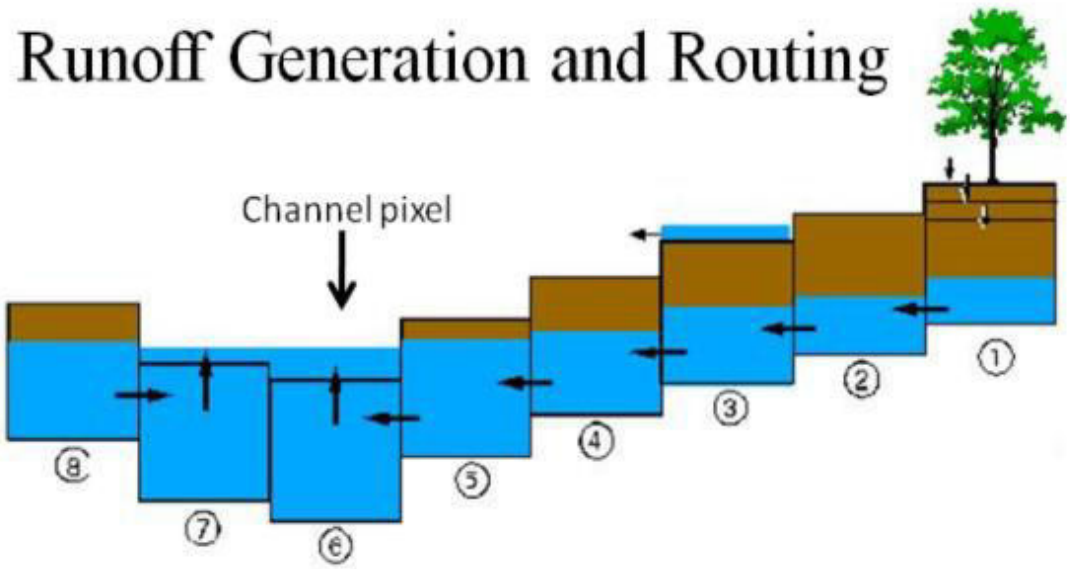


Fig. 4.1.2 : Surface, subsurface flow routing and runoff generation (Wigmosta *et al.*, 1994)

3.2 Input data

DHSVM inputs are spatial and meteorological data (Fig. 4.1.3). A 10 m resolution DEM was used by the model to produce a watershed mask, to delineate the hydrographic and drainage networks, and to compute topographic indexes such as slope and roughness. A soil depth map was computed from the DEM and the vegetation and soil types maps to allow water exchanges among cells (Thoré, 2008). Meteorological data and rainfall amount were measured near the catchment outlet (Fig. 4.1.1). They are available at a 10 min time step which is reasonable to study the catchment hydrologic response.

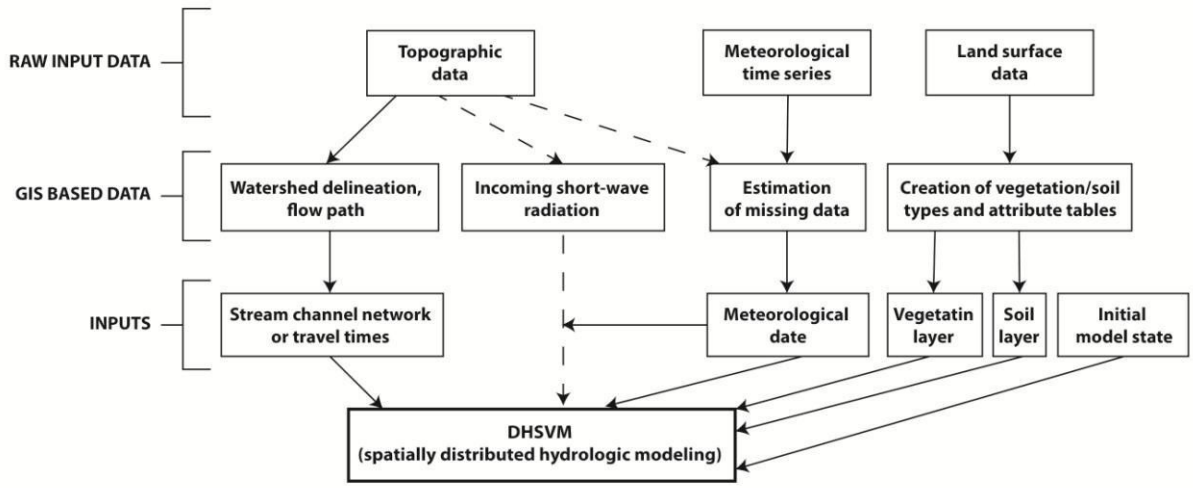


Fig. 4.1.3 : Input and output data (from Wigmosta *et al.*, 1994)

3.2.1 Spatial data

A DEM was obtained by Lidar in 2011 at the Laval scale (Fig. 4.1.4). Elevation varies from 845 m to 1250 m. The Laval has a rugged topography characterized by steep slopes, abrupt changes between thalwegs and slopes, and high roughness due to sharp erosion on hillslopes. The upstream parts at the head of the network have very high slopes (> 40 °), while they soften near the minor bed and downstream (between 1° and 8°). Land cover is composed of bare areas (represented by black marl without vegetation) (~60 %), grassland (mainly composed of grass, juniper and broom) (~5 %), forest (composed of pines, maples, oaks, bushes and vegetated black marls) (~33 %) and an oak forest (formerly grazing) (~2 %). Soil types are represented by autochthonous and allochthonous formations. Autochthonous formations correspond to bare surfaces (Fau) and to vegetated black marls (Fau 2). They are grey to black due to weathering and slight pedogenesis of marl, and have a very variable structure depending on depth. Allochthonous formations (Fal) are represented by soils where pedogenesis has allowed the installation of vegetation. Soils present variable thickness according to vegetation cover and are composed of pebbles and limestone blocks packed in a silty matrix (light beige to dark brown). Soil depth varies from 0.1 to 1.1 m. Bare areas have the least thick soils while vegetation area are deeper. Drainage network is computed from the DEM and is composed of six classes. The minimum drainage area was set to 500 m² to best represent the real hydrographic network.

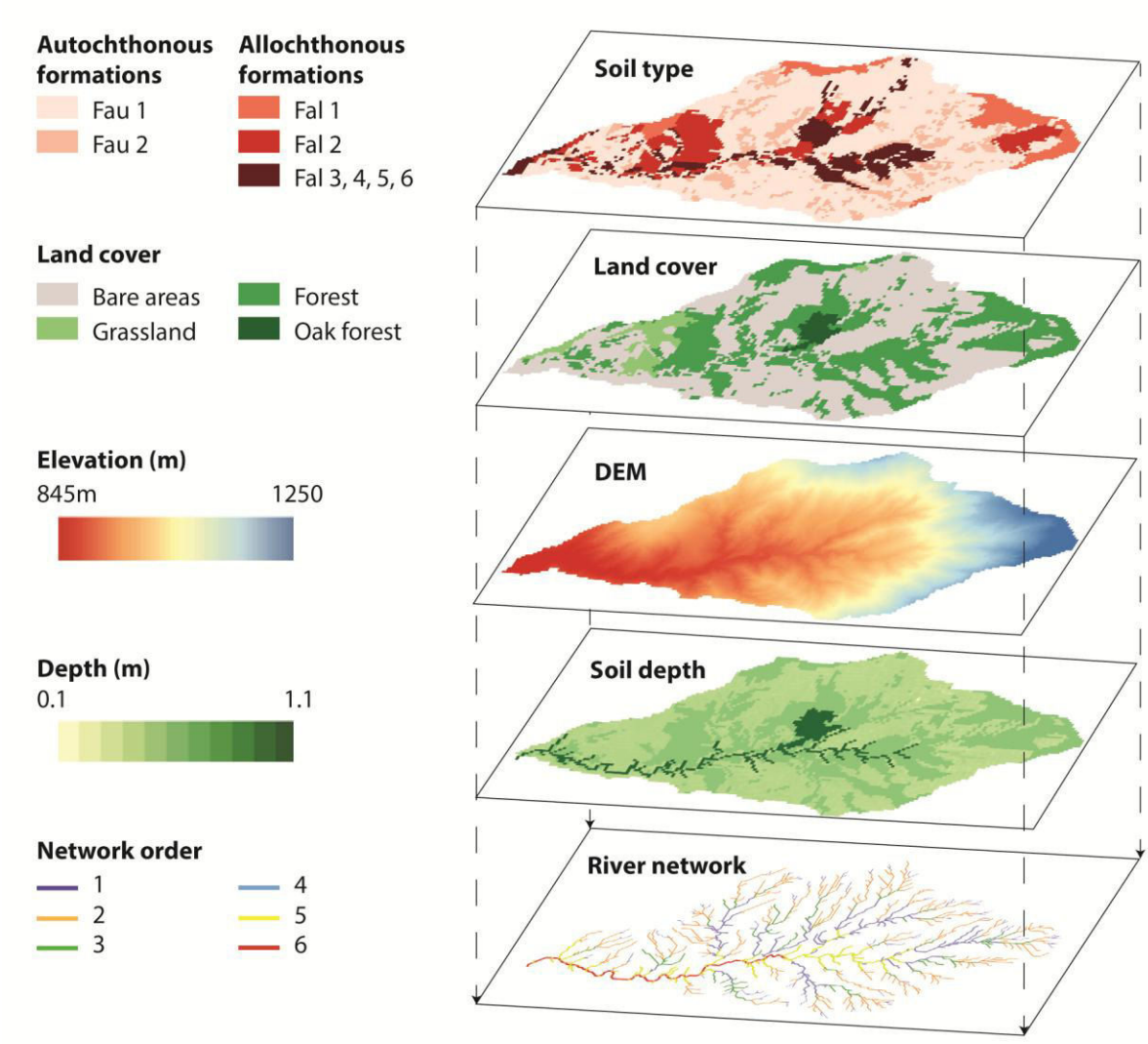


Fig. 4.1.4 : Spatial inputs

3.2.2 Meteorological data

Meteorological data are available from the 01/05/2015 until the 29/11/2015 (spinup period). Data gaps were filled using data from the Brusquet meteorological station located approximately 2500 m up north of the Laval outlet. Meteorological data are air temperature (C°), wind speed (m/s), relative humidity (%), short and long wave solar radiation (W/m²), and rainfall (m/time step). At the daily time scale, air mean temperature and mean wave radiation time series follow a seasonal trend with high values during summer and decreasing values in winter. Wind mean speed is really low (1.3 km/h) in this area. Rainfall spatial variation was studied for fourteen events in 2016. Measured data were compared between three rain gauges located inside the catchment and one located at the outlet (Fig. 4.1.1). Variations appeared to be very low at the event scale (differences ranged from 0.3% to 3.4%). This result makes it possible to assume that rainfall is relatively homogenous over the catchment and to use the outlet rain gauge data as reference. High daily rainfall amount (> 40 mm) primarily occur in summer and fall especially in fall 2016 (Fig. 4.1.5). No snow was measured during the events studied in this paper.

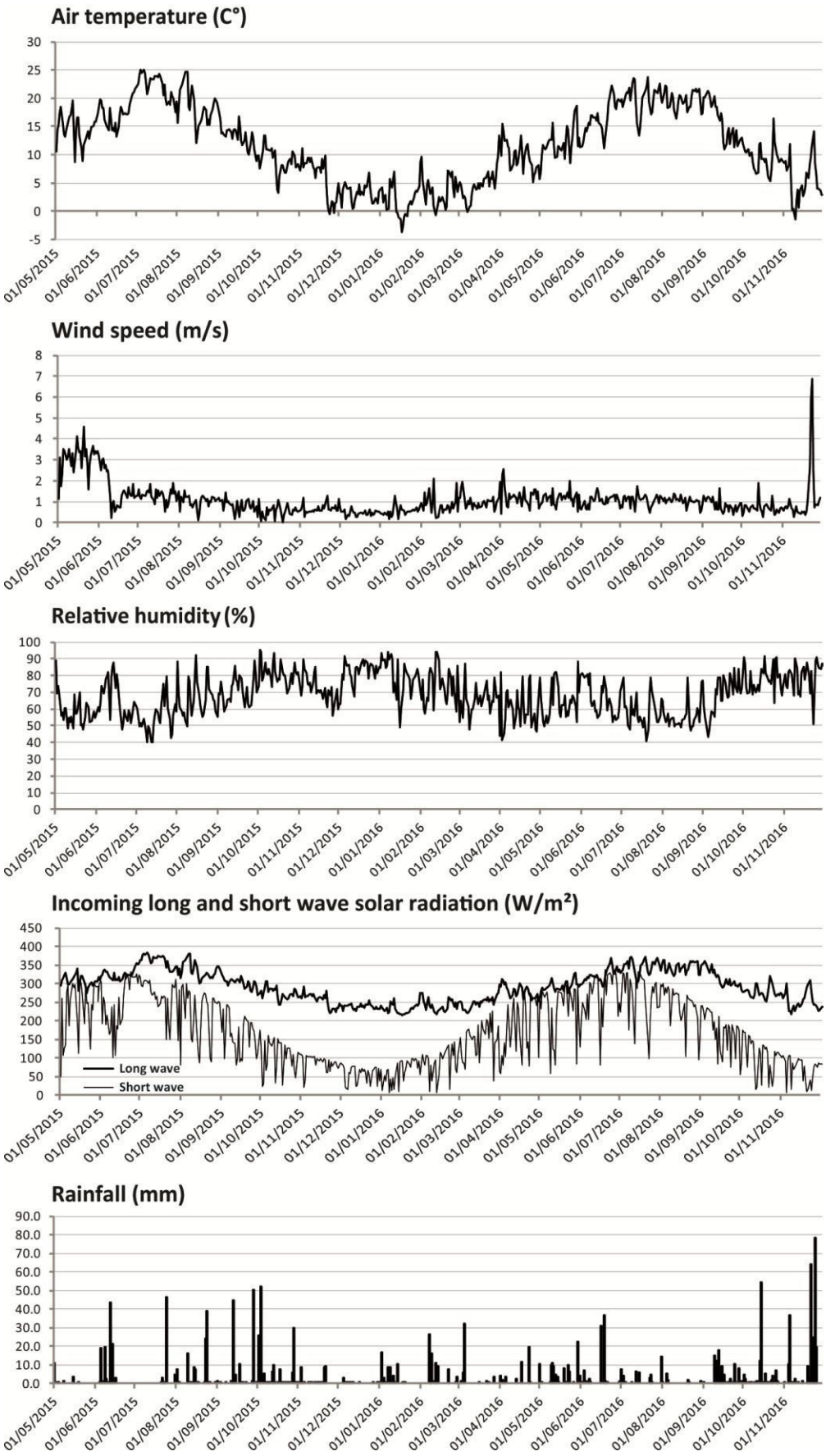


Fig. 4.1.5 : Meteorological input data

3.3 Presentation of studied rainfall and flood events

This study focuses on twelve rainfall events from summer 2015 to fall 2016 producing maximum outflows (Q_{max}) greater than 0.5 m^3/s (Tab. 4.1.1). Outflows measurements made since 1985 at the outlet of Laval have made it possible to establish a classification of flood events according to their maximum flows, the quantity of suspended matter and the amount of deposits. Among the top 20 highest floods (regarding liquid outflows) measured over the 1985-2016 period, 75% appear in summer while 25% during fall. In this top 20, there are two floods in summer 2015 (08.06 Qmax = 11.53 m^3/s ; 24.08 Q_{max} = 13.81 m^3/s) and a flood in fall 2016 (14.10.2016 Q_{max} = 10 m3/s). There is a positive correlation between rainfall duration and cumulative rainfall (R = 0.71, Pvalue = 0.008) but a relatively low dependence of the outflow coefficients to cumulative rainfall. There is a positive correlation between Q_{max} and the outflow coefficients (R = 0.6, P_{value} = 0.03) and between Q_{max} and maximum rainfall intensity (R = 0.66, P_{value} = 0.02). The Laval response appeared to be controlled by rainfall intensity and initial soil water conditions.

Tab. 4.1.1 : Characterization of the twelve studied flood events. *Catchment response time :* Time between rainfall start and outflow increasing. Q Increase time : Time between outlow increasing and $Q_{max.}$. Mean SWC : Average of SWC measured by capacitance probes at the catchment scale before rainfall starts.

Event	Cumulated rainfall (mm)	Rainfall mean intensity (mm/h)	Rainfall maximum intensity (mm/h)	Rainfall duration (min)	Reaction time (min)	Increase time (min)	Outflow max (m^3/s)	Flood duration (min)	Mean SWC (%)	Flow coefficient
08.06.2015	19.6	3.48	43.2	338	12	10	11.53	600	20	0.48
12.06.2015	23.7	6.08	37.2	234	65	81	6.45	360	27	0.32
24.07.2015	45.4	8.62	38.4	316	16	30	4.31	442	18	0.29
24.08.2015	38.8	5.64	47.2	413	7	12	13.81	686	28	0.50
13.09.2015	29.2	7.30	18.4	240	64	13	2.51	786	23	0.34
28.09.2015	50.4	7.73	34.4	391	60	141	0.97	449	23	0.17
03.10.2015	50.8	6.34	35.2	481	20	386	6.29	871	28	0.54
28.10.2015	28.2	5.14	18.4	329	75	271	1.09	793	28	0.33
18.06.2016	36.8	9.28	31.2	238	24	36	2.33	544	30	0.36
12.09.2016	17.6	5.53	18.4	191	6	83	1.48	336	18	0.17
14.10.2016	39.0	2.96	40	790	58	209	9.99	1324	24	0.55
05.11.2016	23.2	3.45	12	404	50	219	0.92	706	28	0.32

3.4 Sensitivity analysis based on field measurements

Regarding to the large number of parameters required by the model (Fig. 4.1.6), a sensitivity analysis was carried out by Engida (2010) from twenty-four virtual catchments of 50 m by 170 m with different land surface characteristics (slope, soil, vegetation type, soil thickness) using a 10 m resolution grid. This analysis highlighted a high sensitivity of soil moisture content, runoff and outflows to 5 soil-related parameters (depth, porosity, field capacity, saturated soil vertical hydraulic conductivity, saturated soil lateral hydraulic conductivity). The Laval hydrological modeling provided by Dizier (2010) showed a low sensitivity of the outflows to soil depth and capillary drive but confirmed the sensitivity to soil vertical and lateral saturated hydraulic conductivities variations. However, the sensitivity analysis carried out by Dizier was based on only two soil types (Fau 1, and the other formations) and had only analyzed the impact on outflows. Regarding past studies, a new sensitivity analysis was needed and has been done from the twelve studied flood events (Tab. 4.1.1).

CONSTANTS :	**SOIL :**	**VEGETATION :**	
Ground Roughness	Soil Description (name)	Vegetation Description (name)	Height
Snow Roughness	Lateral Conductivity	Overstory Present	Maximum Resistance
Rain Threshold	Exponential Decrease	Understory Present	Minimum Resistance
Snow Threshold	Surface Albedo	Fractional Coverage	Moisture Threshold
Snow Water Capacity	Number of Soil Layers	Trunk Space	Vapor Pressure Deficit
Reference Height	Porosity	Aerodynamic Attenuation	Rpc
Rain LAI Multiplier	Pore Size Distribution	Radiation Attenuation	Number of Root Zones
Snow LAI Multiplier	Bubbling Pressure	Hemi Fract Coverage	Root Zone Depths
Min Intercepted Snow	Field Capacity	Clumping Factor	Overstory Root Fraction
Outside Basin Value	Wilting Point	Leaf Angle A	Understory Root Fraction
Temperature Lapse Rate	Bulk Density	Leaf Angle B	Overstory Monthly LAI
Precipitation Lapse Rate	Vertical Conductivity	Scattering Parameter	Understory Monthly LAI
	Thermal Conductivity	Max Snow Interception Capacity	Overstory Monthly Alb
	Thermal Capacity	Mass Release Drip Rati	Understory Monthly Alb
	Capillary Drive	Snow Interception Eff	
	Mannings n	Impervious Fraction	

Fig. 4.1.6 : Input parameters of DHSVM model

The impact of four soil-related parameters of which field measurements are available were tested (Tab. 4.1.2) : porosity, field capacity, vertical saturated soil hydraulic conductivity (Ksat V) and lateral saturated soil hydraulic conductivity (Ksat L). First of all, the model initialization comprising soil moisture, interception storage, snow and channel state files were created using executable programs provided with the model. To obtain "initial state" files corresponding to each flood events the model was spinup four times from the 01.01.2015 until the 31.11.2016. Then the model was ran at each flood event scale using initial state files corresponding to flood dates.

The local sensivity analysis OFAT (one-factor-at-time) where one factor is changed at a time keeping the others at their base value had been applied. OFAT analysis is widely used in hydrological and environmental modelling (Dubus *et al.*, 2003; Holvoet *et al.*, 2005; Bahremand and De Smedt, 2008). It makes it possible to determine the effect caused by changing a single factor. Implementation of the method is straightforward and its computational requirement is modest (Griensven *et al.*, 2006; Cloke *et al.*, 2008).

The impact of each parameters on the model's outputs was tested by changing their value ten times between the minimum and the maximum values measured on the field (Table 4.1.1). This method was applied for each of the five defined soil types (Tab. 4.1.2). This represents a total of 2400 sensitivity analyzes (200 analyzes for each flood event). The objective was to identify the most impacting parameters before optimizing flood events modeling.

Tab. 4.1.2 : Soil hydrodynamic propreties minimum and maximum values measured on the field (Truchet *et al.*, 2000 ; Estèves *et al.*, 2005 ; Garel, 2008 ; Gance et Malet, 2015 ; Mallet et Marc, 2015, 2016). Ksat L is the soil lateral saturated hydraulic conductivity ; Ksat V is the soil vertical saturated hydraulic conductivity ; Porosity determines the maximum volumetric water content ; Field capacity is the amount of water content held in the soil after drainage.

Ksat L (m/s)	**Ksat V (mm/h)**	**Porosity (%)**		**Field capacity (%)**	
all soils	**all soils**	**soil 1, 2**	**soil 3, 4, 5**	**soil 1**	**soil 2, 3, 4, 5**
$2.8\ 10^{-8}$	$2.8\ 10^{-8}$	0.31	0.41	0.06	0.16
$2.8\ 10^{-7}$	$2.8\ 10^{-7}$	0.32	0.42	0.07	0.17
$5.5\ 10^{-6}$	$5.5\ 10^{-6}$	0.33	0.43	0.08	0.18
$1.1\ 10^{-5}$	$1.1\ 10^{-5}$	0.34	0.44	0.09	0.19
$2.8\ 10^{-5}$	$2.8\ 10^{-5}$	0.35	0.45	0.10	0.20
$5.5\ 10^{-5}$	$5.5\ 10^{-5}$	0.36	0.46	0.11	0.21

$8.3\ 10^{-5}$	$8.3\ 10^{-5}$	0.37	0.47	0.12	0.22
$1.0\ 10^{-4}$	$1.0\ 10^{-4}$	0.38	0.48	0.13	0.23
$1.4\ 10^{-4}$	$1.4\ 10^{-4}$	0.39	0.49	0.14	0.24
$2.0\ 10^{-4}$	$2.0\ 10^{-4}$	0.40	0.50	0.14	0.25

3.4.1 Simulated discharge sensitivity

To assess the impact of these parameters, simulated outflows were compared to measured outflows calculating the Nash-Sutcliffe model efficiency coefficient (NSE) (Nash and Sutcliffe, 1970 ; Dolciné *et al.*, 2001 ; Jasper and Kaufmann, 2003; Amengual and Romero, 2007).

$$\mathbf{NSE} = 1 - \frac{\sum (\mathbf{Qsim,i} - \mathbf{Qobs,i})^2}{\sum (\mathbf{Qsim,i} - \mathbf{Qobs,i})^2}$$

with $\mathbf{Q_{sim}}$ is simulated outflow and $\mathbf{Q_{sim}}$ is the observed (or measured) outflows. The NSE is more sensitive to peak flows than low flows. The normalization of the variance of the observation series results in relatively higher values of NSE in catchments with higher dynamics such as the Laval catchment (Krause *et al.*, 2005).

In order to represent the overall impact of soil-related parameters on the model outputs by a single number, a Sensitivity Weighted Index was calculated using to the following equation (Engida, 2010):

$$\mathbf{SWI} = \frac{\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{P_i}{P_1} \times \frac{O_i}{O_1}\right)}{\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{P_i}{P_1}\right)}$$

P_i, parameter value for simulation i ; O_i, output value from simulation i ; P_1 is the initial value of parameter P ; O_1 is the first value of output O ; n, number of simulations.

Decision on the relative importance of a parameter to a model output was made based on the following criteria (Tab. 4.1.3) :

Tab. 4.1.3 : Level of sensitivity criteria

Sensitivity weighted index (%)	***Level of sensitivity***
0	*Insensitive*
0-5	*Low*
5-30	*Mean*
>30	*High*

Simulated outflows are generally much more sensitive to variations of Ksat L (79.9% = mean to high sensitivity) and Ksat V (30% = mean to high sensitivity) than to variations in porosity and field capacity (82.5% = very low sensitivity) (Fig. 4.1.7). Summer flood events seem to be more sensitive to variations of Ksat V (12.06.2015 ; 24.08.2015 ; 18.06.2016) than autumn floods, especially in 2015 (28.09 ; 03.10 ; 28.10). Concerning the sensitivity of outflows to the variations of the parameters by type of soil, they are mean to very sensitive in 44 % of the analyzes where the parameters values are changed in Fau 1 against only 16 % when

they are changed in Fal 1. However, Ksat L variations affect rather strongly outflows whatever the type of soil where the values of this parameter is changed.

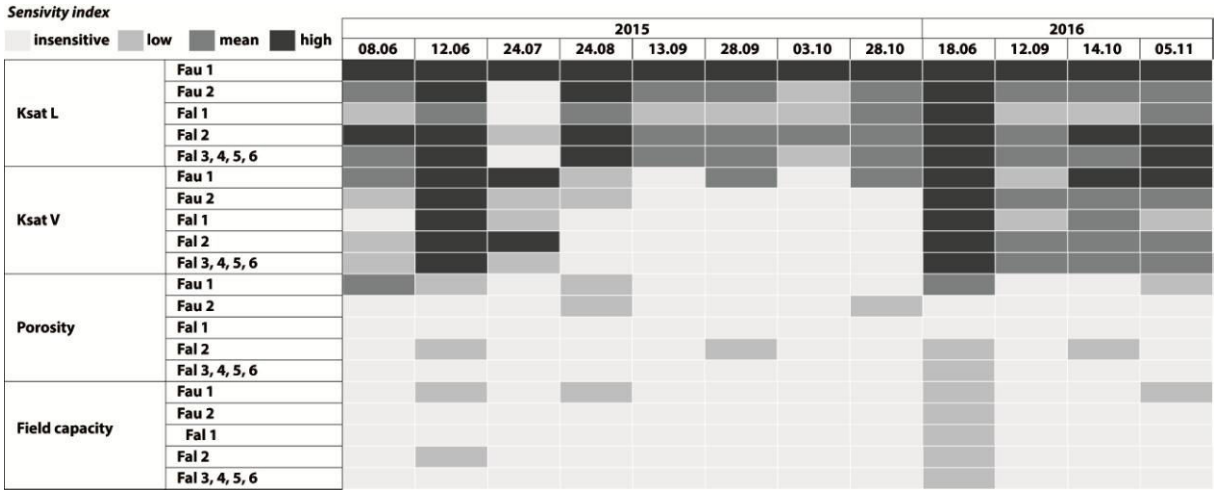


Fig. 4.1.7 : Outflows sensitivity to Ksat V, Ksat L, porosity and field capacity values variations

The increase of the Ksat L values leads to decrease of peak flows (up to the threshold of 2.8 10^{-7} m/s) and increase of low flows (Fig. 4.1.8). This results into a "flattened" hydrograph. The peaks flows are therefore well simulated when the Ksat L values are low (<2.8 10^{-5} m / s). The Ksat V parameter mainly induces a variation of the peak flows whereas low flows remain stable. Beyond this threshold, the simulated outflows are stable regardless of the flood event. Porosity and field capacity have almost no impact on the simulated flow rates which remain relatively stable despite parameters values variations.

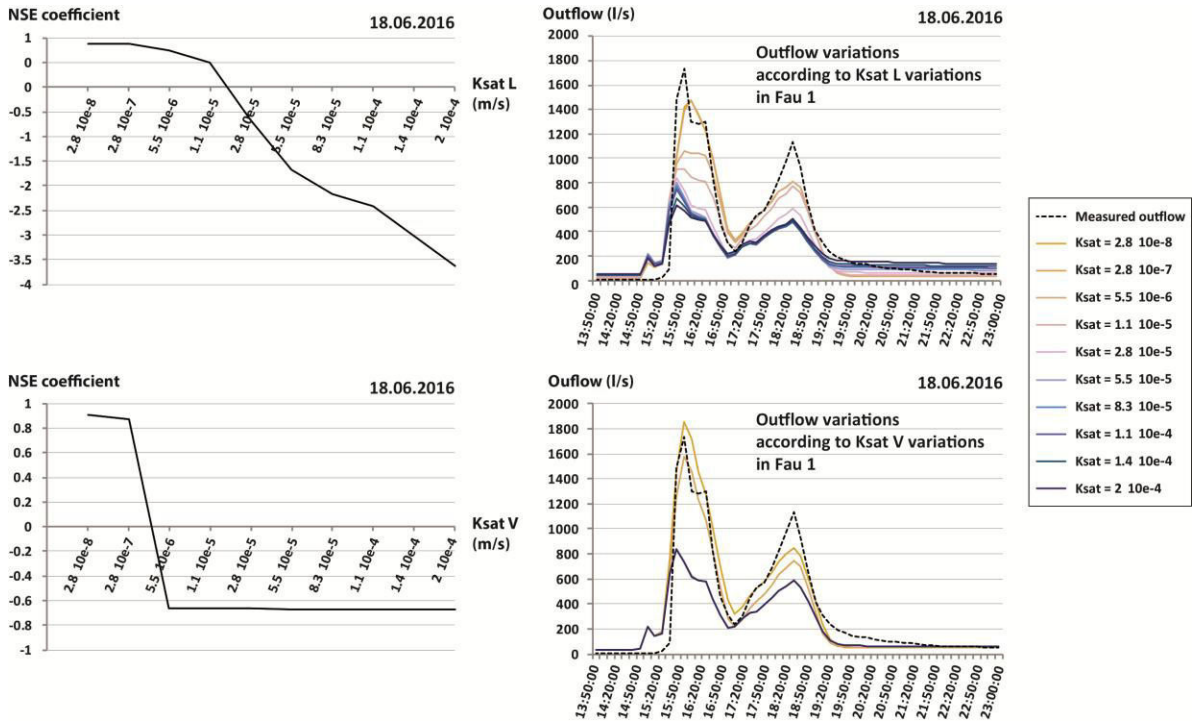


Fig. 4.1.8 : Outflows sensitivity to Ksat V, Ksat L, porosity and field capacity values variations. Outputs from the 18.06.2016 flood event modeling.

3.4.2 Simulated soil water content sensitivity

Measured and modeled SWC of each soil type surface layer were compared using the correlation coefficient (R) and the Root Mean Square Deviation (RMSD). The R allows to compare the dynamics of the modeled and measured values while the RMSD makes it possible to evaluate the difference between the values (Zacharias and Wessolek, 2007). The RMSD is complementary to the R because it makes it possible to identify a deviation of the simulated values from the measured values between two simulations even though the dynamics remain the same. For each simulation, the mean R and mean RMSD were calculated. In situ SWC is monitored by capacitance probes (10HS by *Decagon Devices*) setup from 10 cm to 20 cm and located in different soil types (Fau 1, Fau 2, Fal 2, Fal 4 and Fal 5) (Fig 4.1.1).

Ksat L variations impact on simulated SWC varies widely among soil types and flood events (Fig. 4.1.9). Although correlations between simulated and measured SWC decrease at a 1 10^{-4} m/s threshold. Low Ksat L value induces soil saturation while high Ksat L value induces simulated SWC values close to the field capacity. Ksat V variation impacts SWC variations up to a 2.8 $10^{-}5$ m/s threshold at which SWC remains stable. Porosity variations do not cause variations of the SWC values. However, difference between simulated and measured values decrease when porosity increase. Field capacity variations have no impact on simulated SWCs.

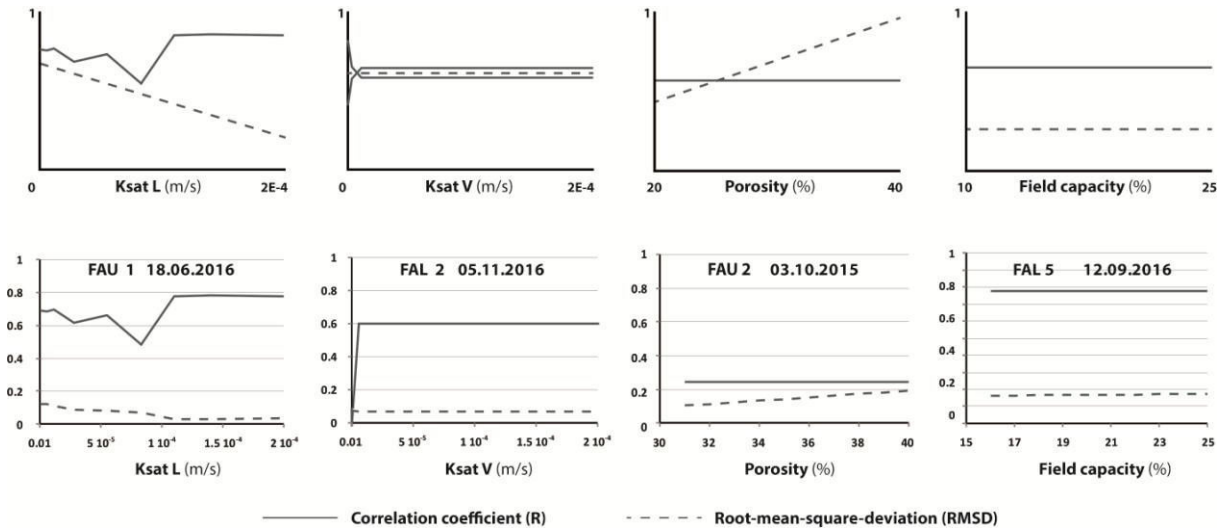


Fig. 4.1.9 : Schematic representation of SWC sensitivity to Ksat V, Ksat L, porosity and field capacity values variations

3.5. A unique model final parameterization

Regarding to the high sensitivity of simulated discharges and SWC to Ksat L and V, the same setting was applied to each flood. Only the porosity had to be modified so that the simulated SWC feat better with SWC. Eventually, constants and vegetation parameters are based on Engida (2010) and Dizier (2010) studies while soil parameters are based on field measurements when they are available (Tab. 4.1.2). Every parameters values can be found in the Annex section.

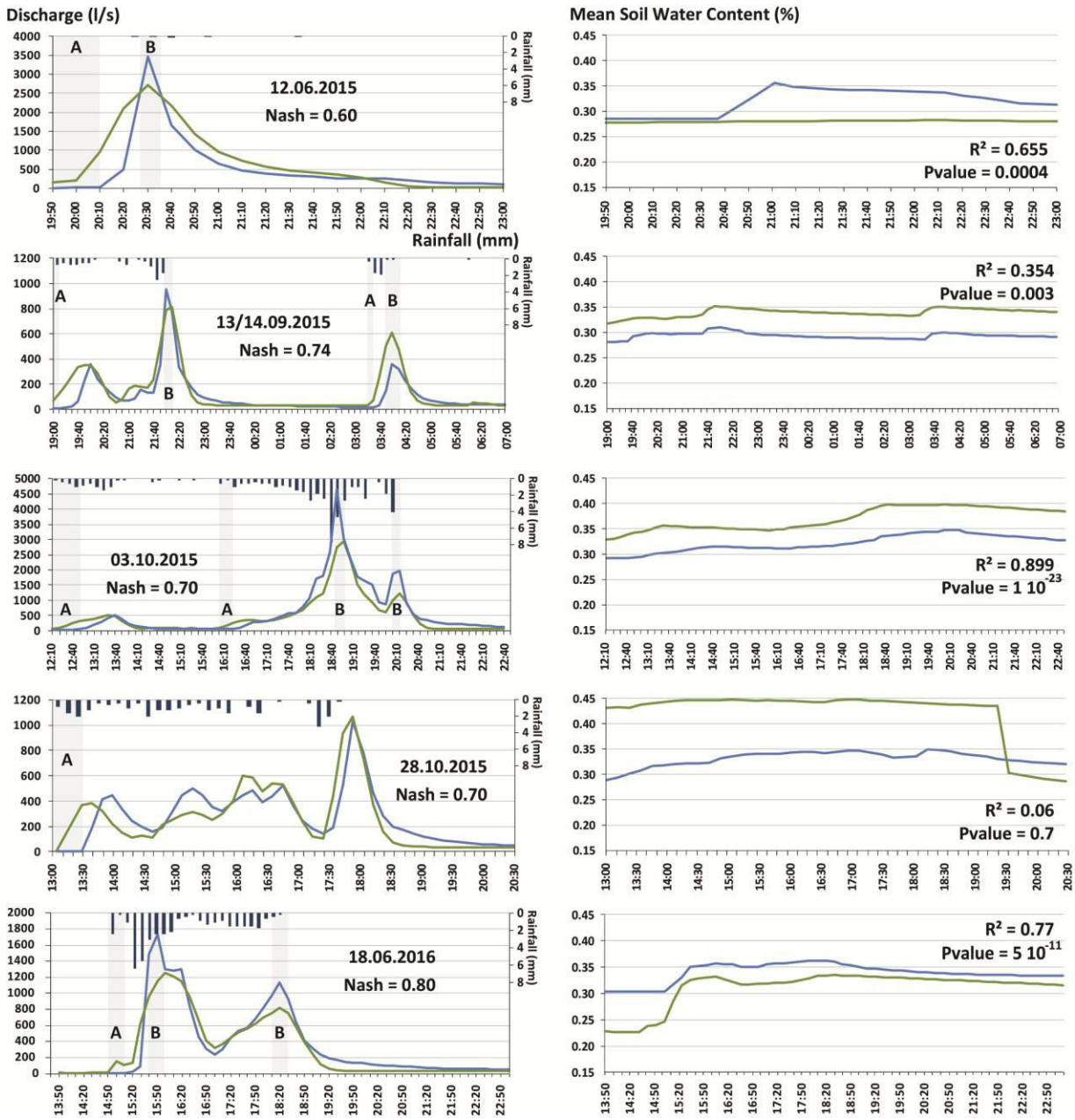
4 Results

4.1 Model validation at the event time scale

Seven flood events (among the twelve studied ; Tab. 4.1.1) have NSE greater than 0.6 (Fig. 4.1.10) which is assumed to be an acceptable threshold to study model outputs such as SWC and runoff (Ritter and

Muñoz-Carpena, 2013). Each of those seven floods were simulated in dynamic infiltration mode except the 06.12.2015 event which was simulated using the static infiltration mode. Four floods presented measured Q_{max} below 2000 l/s and three floods observed Q_{max} over 3000 l/s. All hydrographs had at least two peaks discharge except the 12.06.2015 event. Summer floods happened to be shorter (~ 7h) than autumn floods (~ 12h). Although, the general shape of the flood hydrographs was correctly simulated. Discharge increase proved to be systematically ahead compared to measured discharge increase with difference from 10 min to 50 min (05.11.2016) (see A on Fig. 4.1.10). Deviations of 10 minutes were also observed around peaks discharge (see B on Fig. 4.1.10). Simulated hydrographs shape were rather "soft" curves despite drainage phases that fit well with measured hydrographs.

Mean simulated SWC showed similar dynamics to mean measured SWC at the catchment scale (R^2 = 0.354 ; Pvalue = 0.003 to R^2 = 0.89 ; Pvalue = 1 10^{-23}) except for two events (12.06.2015 ; 28.10.2015). However simulated SWC values were always higher than measured SWC. There is a shift of 3 % of SWC (13.09.2015; 03.10.015) to 10 % of SWC (12.09.2016; 05.11.2016) between measured and simulated values (except for the 18.06.2016 events : mean deviation = 0.028% of SWC).



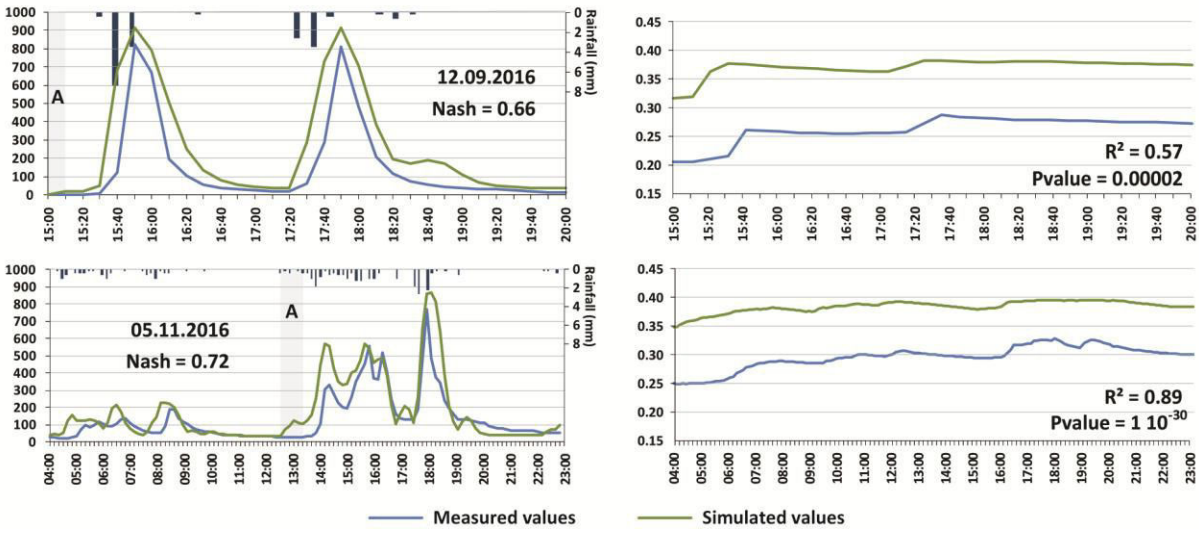


Fig. 4.1.10 : Comparison between simulated and observed discharge at the catchment outlet (on the left). Comparison of simulated and observed soil water content (averaged SWC at catchment scale) (on the right). Simulated SWC values correspond to water content in the superficial layer of each soil type (0 - 10 cm thick for Fau 1 ; 0 - 20 cm thick for Fau 2, Fal 1 and Fal 2 ; 0 - 40 cm for Fal 3, 4, 5 and 6). Measured SWC correspond to the average of measurements made by capacitance probes. Capacitance probes number was 8 in 2015, 10 in summer 2016 and 13 from September 2016.

4.2 Partition between surface runoff and subsurface flows

River network bedrock was set as impervious in the model. Water flows intercepted by the channels contribute to discharge at the outlet. Flow coefficients varied from 17% (12.09.2016) to 54% (03.10.2015) and were on average higher during autumn floods (39.6%) than during summer floods (29.7%). Comparison between the runoff proportion to total flow and the subsurface flow proportion to total flow have highlighted the major contribution of runoff (on average 88.2%) in total discharge (Tab. 4.1.4).

Tab. 4.1.4 : Qmax, runoff and subsurface flow proportion to toal flow, and flow coefficient computed for the seven flood events which discharge are well simulated (NSE > 0.6). Flow coefficient correspond to the ratio between total flow and rainfall.

Event	Qmax simulated (l/s)	Runoff proportion to total flow (%)	Subsurface flow proportion to total flow (%)	Flow coefficient (%)
12.06.2015	2712.7	92.98	7.02	32
13.09.2015	814.5	87.66	12.33	34
03.10.2015	2938.8	90.93	9.07	54
28.10.2015	1069.9	87.71	12.29	33
18.06.2016	1250.9	83.30	11.70	36
12.09.2016	915.4	86.90	13.10	17
05.11.2016	866.4	88.44	11.56	32

4.3 Runoff by infiltration excess mapping

DHSVM provides an infiltration excess map at each time step (Fig. 4.1.11). Four runoff spatial distributions were identified according to specific times on the hydrographs. Runoff maps from only three flood events are presented because the same runoff spatial distributions can be seen on the others events.

1/ The initial runoff which is dependent on the initial water conditions : Initial runoff (< 1 mm/10 min) can be observed on some sub-catchments heads but water flows were mainly concentrated in the main

hydrographic network (12.09.2016). A particular situation was observed at the beginning of the flood event of 13/09/2015. Runoff was observed on almost every bare hillslopes from the beginning of the event (19:00) due to a flood that occurred earlier in the night (Q_{max} : 2510 l/s) inducing high antecedent soil moisture. It led to runoff generation on bare hillslopes slopes (<1 mm / 10 min) and in the drainage network (up to 3 mm / 10 min at the head of the network) before discharge increase. **2/ Stream runoff** during peak discharge : Runoff (<1 mm / 10 min) can be observed on bare hillslopes near the drainage network but rarely in vegetated areas (13.09.2015 - 20:00; 12.09.2015 - 17:50). Water flows are concentrated in the whole drainage network with very high values (> 4 mm / 10 min) (03.10.2015 - 13:40; 12.09.2016 - 15:00). **3/ Total runoff** during peak discharge: This situation can be observed during peak discharge of the 03.10.2015 event (19:10 and 20:30). The whole drainage network intercept surface runoff. Runoff can exceed 1mm / 10 min on hillslopes and vegetated hillslopes also contribute to runoff. **4/ Runoff during drainage phase** : This situation is observed between two peaks discharge and at the end of flood event. Surface runoff gradually decreases from vegetated areas to bare hillslopes and then the drainage network but does not exceed 1mm/10 min per pixel.

In any case, runoff can be observed on bare areas. They are composed of thinner soil which can get saturated rapidly and this is where most of the talwegs are. Rapid evolution of the saturated surfaces at the catchment scale illustrate the reactivity of the Laval catchment. However, seasonal differences appear between summer and fall events. During summer peak discharges, runoff appears in the drainage network (initially dry). While during autumn peak discharge, the drainage network intercepts runoff from hillslopes

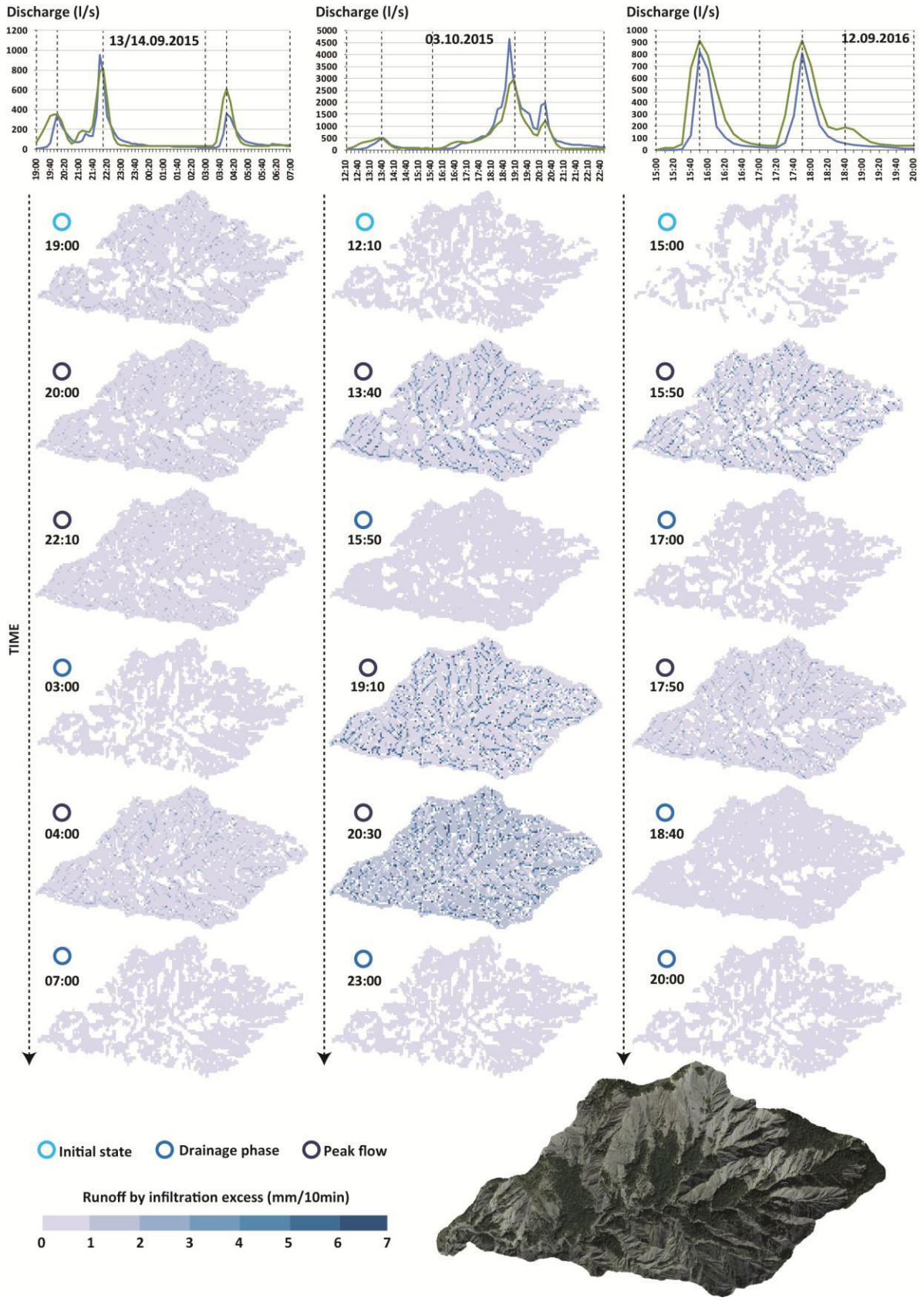


Fig. 4.1.11 : Runoff by infiltration excess mapping. Example for three flood events with various hydrographs and maximum discharges. Runoff values are given in mm/10 min for each pixel (10 m * 10 m).

.

Looking at the six floods for which hydrologic response was simulated using the dynamic infiltration mode, runoff mainly appeared on bare hillslopes (from 54% to 82.8%) and reached high rates in summer (up to 82.8% on 18.06.2016) while it decreased all along fall (54 % on 28.10.2015) (Fig. 4.1.12). Conversely, forested areas contribution to runoff highly increased from summer to fall. For example, forest contribution to runoff went from 6.1% on 18.06.2016 to 29.4% on 05.11.2016. Grassland contribution to runoff was very low (< 5 %) but also increased from summer to fall. Vegetated black marls areas contribution to runoff remained stable (from 6 % to 8.2%) except on 29.10.2015 where it decreased to 5.3 %.

Firstly, differences between land uses can be explained by their various surfaces and their ability to produce runoff. Vegetated and especially forested areas have a potentially greater storage capacity due to thicker soils than black marls areas. Secondly, spatio-temporal dynamic is strongly correlated to the initial soil water storage. In summer, intense rainfall that occurred in a "dry" catchment caused runoff generation on bare hillslopes (black marls) while vegetated areas tended to store water. Soil water storage tended to gradually increase from the end of summer to the end of fall at the catchment scale. Longer autumn events with higher cumulated rainfall than in summer lead to saturation of forested soils (induced by a low drainage capacity) increasing in the same time their ability to produce runoff.

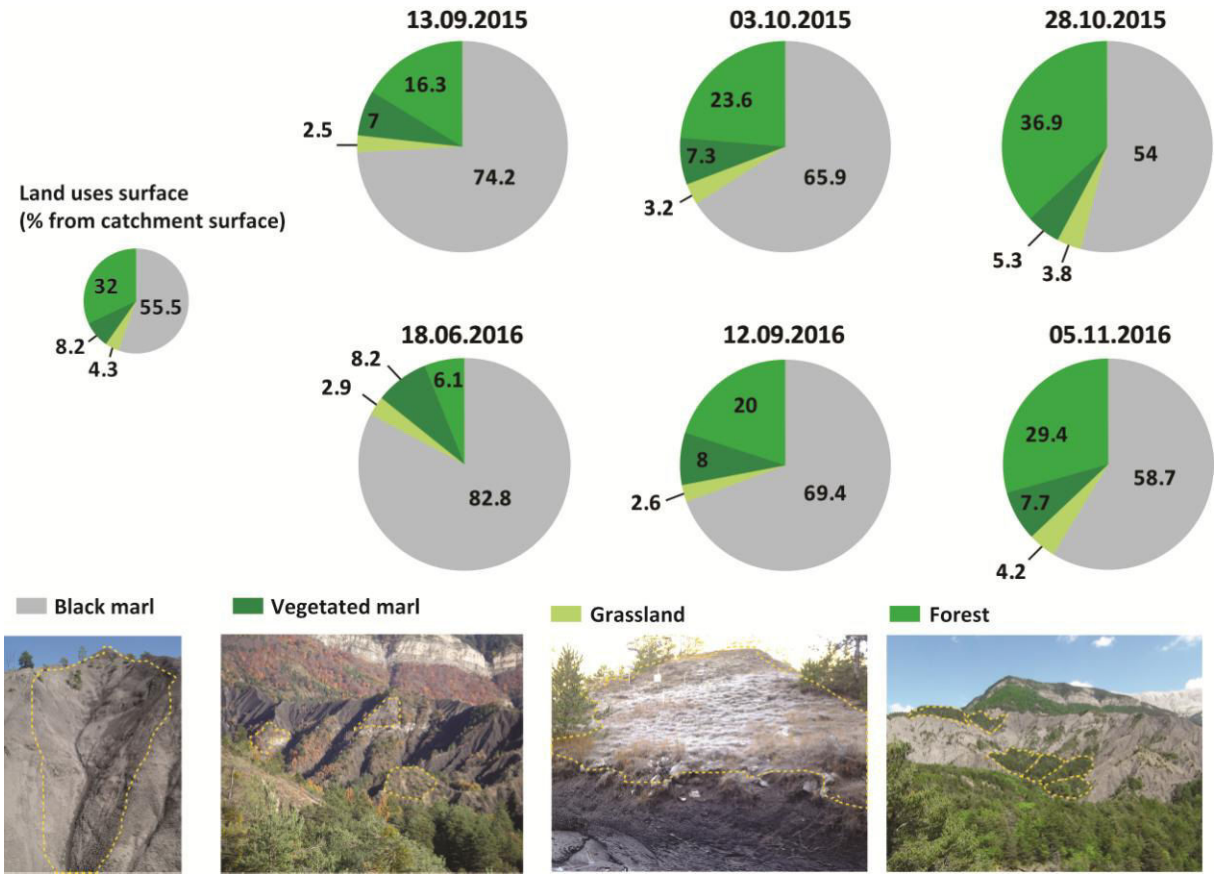


Fig. 4.1.12 : Main land uses contribution to runoff at the event scale. Hillslopes picture from the Laval catchment. Grassland picture was taken in winter which explains surface frost.

4.4 Comparison between simulated and measured saturation data by land uses and at the plot scale

SWC data were converted to saturation rates **(SWC / Total porosity).** This way makes it possible to compare the storage dynamic of soils with different properties. Saturation excess overland flow is considered to happen when SWC is equal to the total porosity. This method was applied to the 18.06.2016 flood event to compare soil saturation maps obtained from modeling and from in situ measurements. SWC were converted to

saturation using the following porosities : Fau 1 = 30%; Fau 2 and Fal 1, 2, 3, 4, 5, 6 = 40%. The time step was 10 minutes for DSHVM (55 maps) and 15 minutes (capacitance probes measurement time step) for in situ measurement maps (36 maps).

Overall, mean saturation by land uses was correctly reproduced simulated (R^2 between 0.78 and 0.9), except in black marls where simulated saturation reached 100% whereas measured saturation reached only 70%. The average saturation by land-use showed a similar dynamic between vegetated environments even if simulated saturation values were higher (+5.7 % in grassland ; +6.2 % in vegetated black marl ; +10.7% in forest) (Fig. 4.1.13). Peak flows fitted with saturation variation and we observed saturation decrease during drainage between the two peak flows except in black marls.

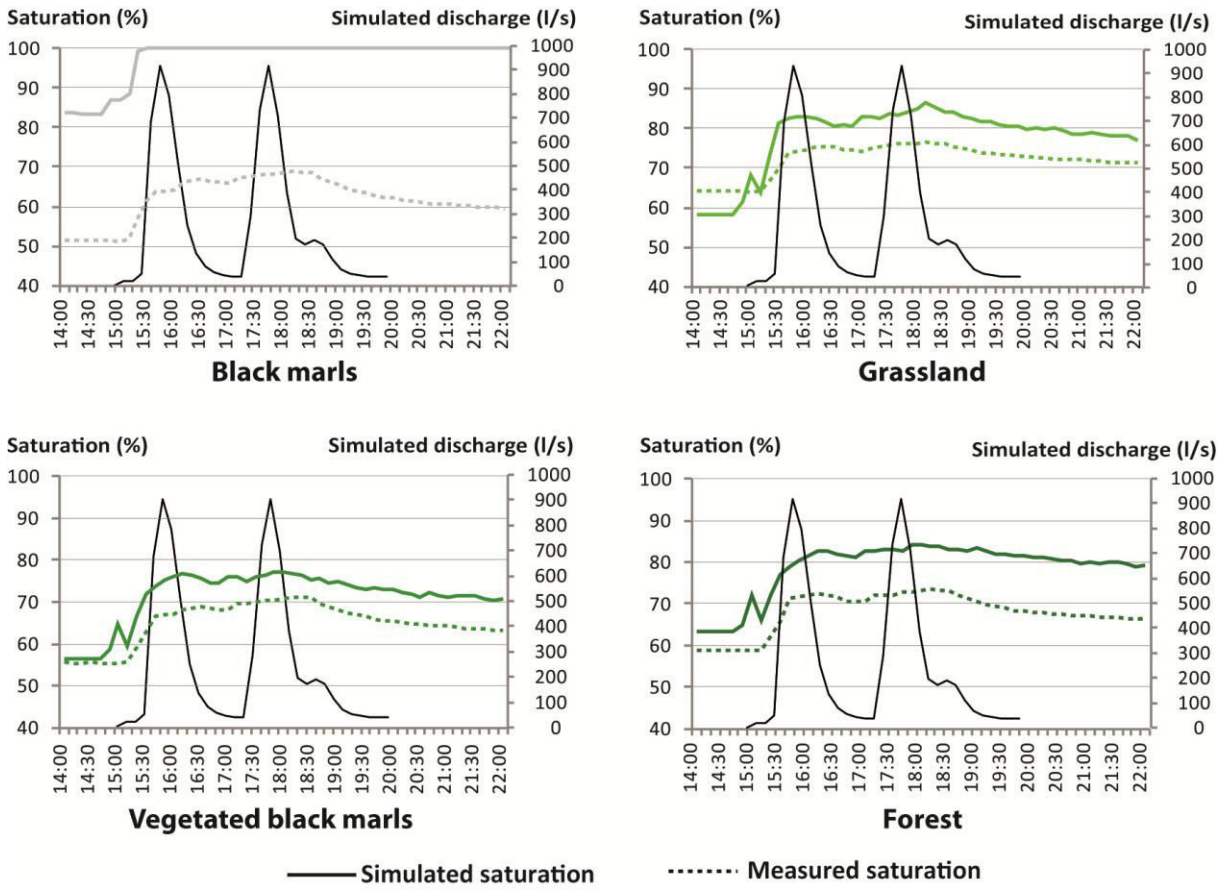


Fig. 4.1.13 : Comparison between mean soil saturation simulated (by DHSVM) and measured (by capacitance probes) in the four main land uses (black marls, vegetated black marls, grassland, forest). Example of the 18.06.2016 flood event.

5 Discussions

5.1 Difficulty to model hydrological responses induced by high initial moisture conditions and/or rainfall intensity

Five studied floods didn't reach acceptable NSE (Fig. 4.1.15) (from - 1.8 to 0.03 except for the 24.07.0215 event). These events have in common high cumulated rainfall (mean cumulative rainfall: 38.6 mm) and maximum rainfall intensity (between 34.4 mm/h and 47.2 mm/h). Four of them present high Q_{max} between 3700 l/s (24.07.2015) and 7200 l/s (08.06.2016, 14.06.2016). Regarding to the short hydrological response time of these four events (between 10 min and 30 min), modeling was based on the static infiltration mode.

However, the simulated discharges did not reach the measured Q_{max}. The fifth flood (28.09.2015) had low measured Q_{max} (937 l/s) despite high cumulative rainfall (50.4 mm) and high maximum rainfall intensity (34.4 mm/h over 15 min). Precipitation characteristics and initial water conditions can explain these difficulties for those peculiar events.

08.06.2015 : The catchment initial water conditions on the 08.06.2016 were quite high (mean SWC at the catchment scale : 25%) because of a 19.6 mm cumulated rainfall that occurred three days before (Q_{max} : 134 l/s). The 08.06.2016 rainfall event was a very intense hailstorm (43.2 mm/h on 15 min) which was not homogeneously distributed in space (Sévigné rain gauge: 8.5 mm, pump rain gauge: 24.1 mm, Laval rain gauge: 19.6 mm). The absence of SWC variations measured by three capacitance probes located downstream during the first half of the rains showed that rainfall mainly affected the catchment upstream areas. The hydrological response was short (10 min) and Q_{max} reached more than 7000 l/s while simulated Qmax did not exceed 2300 l/s.

24.07.2015 : A 45.4 mm cumulated rainfall which appeared after 37 days without any rainfall resulted into a 3760 l/s peak discharge in 30 min. Given the little SWC variations at the event scale and the maximum rainfall intensity (38.4 mm/h on 15 min), surface runoff was expected to be the dominant hydrological processes and appeared essentially in the drainage network. Hydrophobicity phenomenon measured on the field could explain the absence of hillslope runoff in vegetated area (Fig 4.1.14). Simulated discharge reached 3000 l/s (NSE : 0.67) but the two successive measured flood peaks discharge were not reproduced.

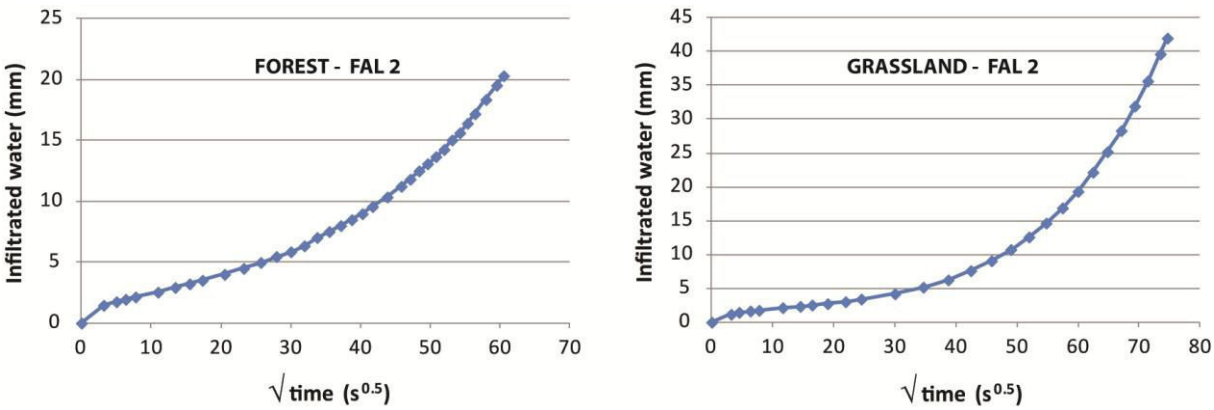


Fig. 4.1.14 : Hydrophobicity phenomenon observed during infiltrometry *in situ* measurements. Measurements were made the 02.07.215.

24.08.2015 : A 38.8 mm cumulated rainfall with very high maximum intensity (47.2 mm/h on 15 min) occurred one day after a 24.4 mm cumulated rainfall. One again, little SWC variations were measured at the plot scale by capacitance probes. Two peaks discharge of 6884.2 l/s and 5267.5 l/s were measured but not reproduced by the model which only reached one peak discharge of 3450 l/s.

28.09.2015 : This flood present a very low peak discharge (937 l / s) and flow coefficient (0.17) compared to the cumulated rainfall (50.4 mm) and the high maximum rainfall intensity (34.4 mm/h on 15 min). Initial moisture conditions were not very high (mean catchment SWC : 23 %) but SWC measured reached saturation at the plot scale. Simulated discharges reached very high Q_{max} at the beginning of the event whereas it seems that the catchment firstly stored water before runoff occurred. However, simulated and measured hydrograph dynamic fitted better during the drainage phase even if simulated discharges were higher.

14.10.2016 : A 39 mm cumulated rainfall with a very low mean intensity (< 3 mm/h) but a high maximum intensity (40 mm/h) which induced large measured SWC variations (mean SWC at the catchment scale

increased from 25 % to 35 %) and a peak discharge of 7248 l/s. Simulated and measured hydrograph dynamic fitted quite well during drainage even if simulated discharges were higher, but the peak discharge did not exceed 2000 l/s.

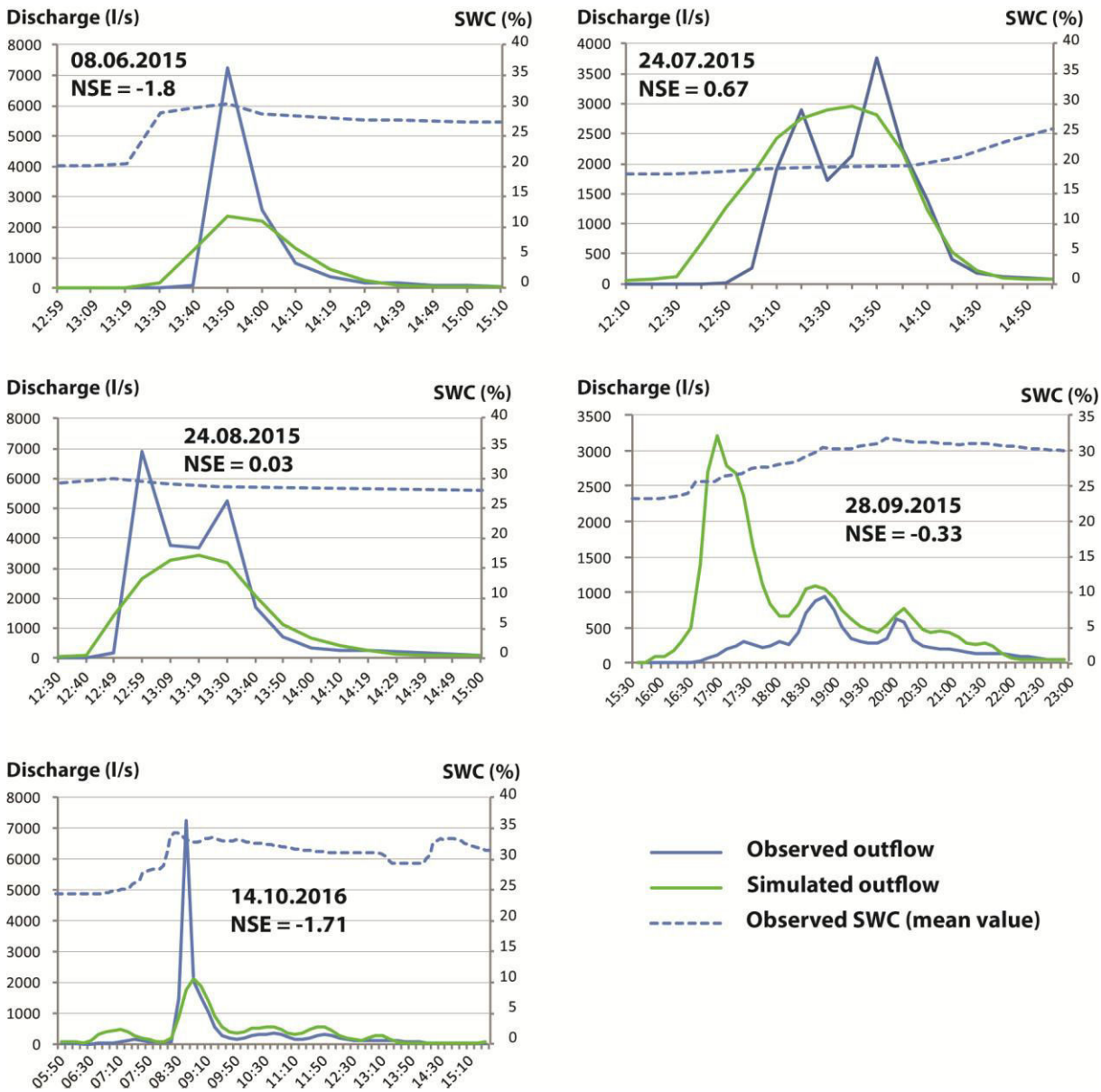


Fig. 4.1.15 : Characteristics of five flood event which discharge were not well simulated.

5.2 Inadequacy between simulated discharge and SWC measured at the plot scale

The model sensitivity analysis highlighted the high sensitivity of simulated discharge and SWC to the Ksat parameters especially when Ksat L values are modified on Fau 1 (bare areas). But Ksat impacted differently discharge and SWC. Low Ksat values lead to saturation excess overland flow and high NSE. While high Ksat values led to more drainage, simulated SWC fitted better with plot scale SWC measurement but NSE were unacceptable (Fig. 4.1.16).

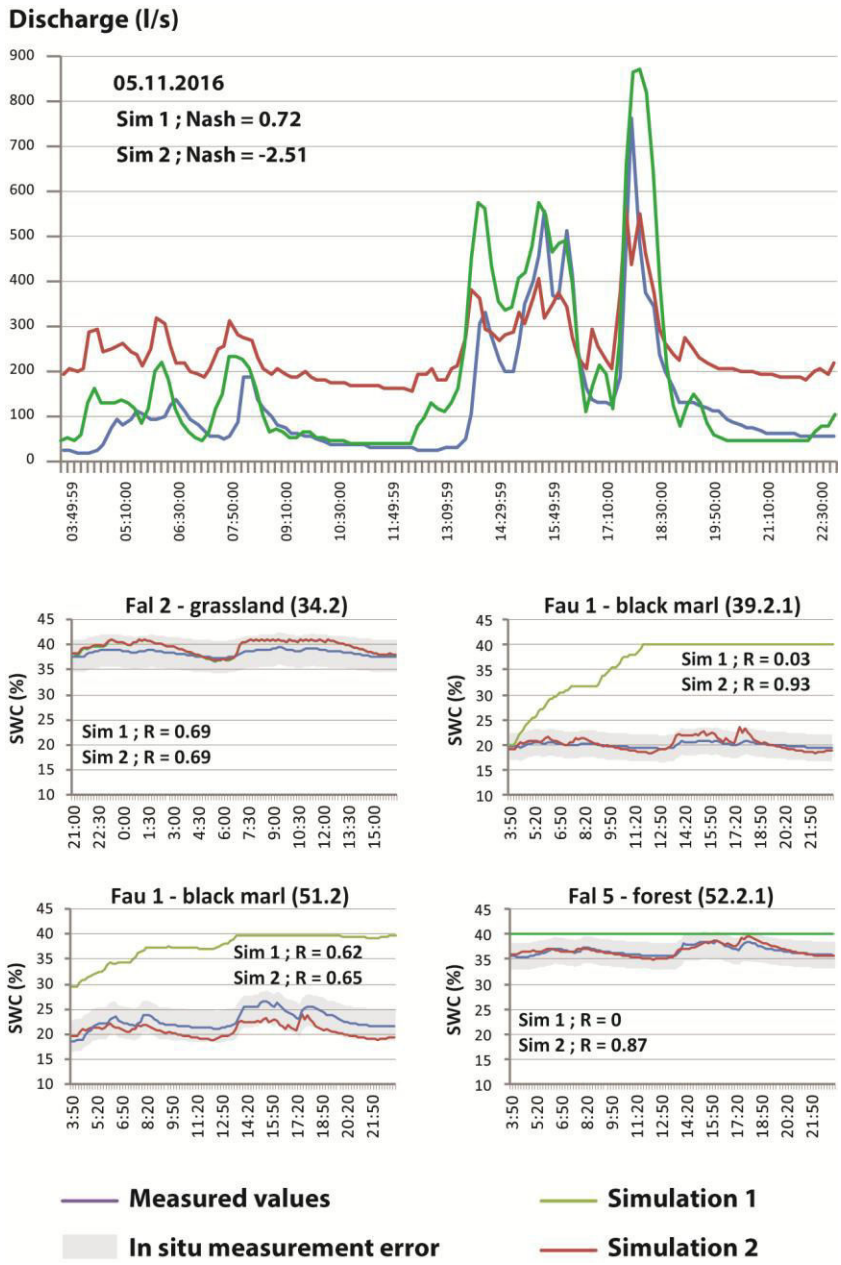


Fig. 4.1.16 : Examples of two model optimization for the 05.11.2016 : Simulation 1 is parameterized to fit with measured discharge ; Simulation 2 is parameterized to fit with measured plot scale SWC.

Simultaneous model outputs (Discharge, SWC) optimization need a compromise between both :

1 / Parameterizing Ksat L and Ksat V values in Fau 2, Fal 1, 2, 3, 4, 5, 6 (vegetated areas) so that simulated SWC fit with measured SWC ; 2 / Parameterizing Ksat L and Ksat V values in Fau 1 (black marls) so that simulated discharge fit with measured discharge ; 3 / Adjust porosities differently among flood events in Fau 1 (black marls) so that simulated discharge fit with measured discharge even correlation between observed and measured SWC decrease in Fau 1.

Despite similar dynamics between simulated and measured averaged SWC at the catchment scale (Fig. 10), wide differences appear at the plot scale among land uses (Fig. 4.1.17). Significant correlation between simulated and measured SWC can be observed in every vegetated areas (Fau2, Fal 1, 2, 3, 4, 5, 6) when SWC are close to total porosity (13.09.2015; 18.06.2016; 12.09.2016). Simulated SWC systematically reach total porosity in bare areas (Fau 1) whereas measured SWC rarely reach porosity in these areas. Overall, simulated

SWC variations are greater than measured SWC variations with a shift due to the fact that saturation is often reached.

Fig. 4.1.17 : Relationship between measured and estimated SWC. In situ measurement error was estimated at each plot from comparison between SWC values obtained from soil samples and SWC values measured by capacitance probes.

6 Conclusions

This study proposed to model summer and fall torrential floods occurring in the small Laval marly catchment. Model parameterization and validation from *in situ* measurements showed the high sensitivity of simulated discharge and SWC to the lateral saturated soil hydraulic conductivity (Ksat L). Simulated and measured SWC showed significant relationships in vegetated areas but not in black marl areas where soil saturation induced hillslope runoff during peak discharge. Runoff mapping at the event time scale confirmed that surface runoff is the main hydrological process that explain stream flows on this mountainous catchment.

The model couldn't reproduce peak discharge superior to 3000 l/s (flood with short time response (< 20 min) and high maximum rainfall intensity (> 35 mm/h)) wether in dynamic or static infiltration mode. Parameterization solutions still need to be found to reproduce the catchment response during extreme rainfall events. Eventually, inadequacy between simulated and measured SWC in black marl areas calls into question SWC measurement depth (actually monitored between 10 and 20 cm depth). What happens between 0 and 10 cm depth in black marls ? Capacitance probes are not able to asses soil-water exchanges in black marl superficial layer because the material is not cohesive near surface. Non invasive measurement methods need to be tested to asses soil-water exchanges in superficial layer.

7 Annex

Parameterization example (dynamic infiltration mode)

```
##############################################################################
# SOILS INFORMATION SECTION
##############################################################################
[SOILS]

Soil Map File
Soil Depth File
Number of Soil Types = 5

################ SOIL 1 ##########################################################

Soil Description       1 = Silt loam (Fau 1)
Lateral Conductivity   1 = 2.80E-06
Exponential Decrease   1 = 1.0
Surface Albedo         1 = 0.2
Number of Soil Layers  1 = 3
Porosity               1 = 0.4 0.4 0.4
Pore Size Distribution 1 = .234 .234 .234
Bubbling Pressure      1 = .208 .208 .208
Field Capacity         1 = 0.2 0.2 0.2
Wilting Point          1 = .05 .05 .05
Bulk Density           1 = 1500. 1500. 1500.
Vertical Conductivity  1 = 2.80E-06 2.80E-06 2.80E-06
Thermal Conductivity   1 = 7.114  6.923 6.923
Thermal Capacity       1 = 2.2e6 2.2e6 2.2e6
Capillary Drive        1 = 0.2
Mannings n             1 = 0.2

################ SOIL 2 ##########################################################

Soil Description       2 = Silty loam + Clay (Fau 2)
Lateral Conductivity   2 = 2.80E-05
```

```
Exponential Decrease   2 = 1.0
Surface Albedo        2 = 0.2
Number of Soil Layers  2 = 3
Porosity            2 = 0.3 0.3 0.3
Pore Size Distribution 2 = .177 .177 .177
Bubbling Pressure     2 = .281 .281 .281
Field Capacity        2 = 0.2 0.2 0.2
Wilting Point         2 = .05 .05 .05
Bulk Density          2 = 1700. 1700. 1700.
Vertical Conductivity  2 = 2.80E-06 2.80E-06 2.80E-06
Thermal Conductivity   2 = 7.114  6.923 6.923
Thermal Capacity      2 = 2.2e6  2.2e6 2.2e6
Capillary Drive       2 = 0.35
Mannings n            2 = 0.2

################ SOIL 3 ##########################################################

Soil Description      3 = SILT LOAM   (Fal 1)
Lateral Conductivity   3 = 2.80E-05
Exponential Decrease   3 = 1.0
Surface Albedo        3 = 0.1
Number of Soil Layers  3 = 3
Porosity            3 = 0.35 0.35 0.35
Pore Size Distribution 3 = .234 .234 .234
Bubbling Pressure     3 = .208 .208 .208
Field Capacity        3 = 0.2 0.2 0.2
Wilting Point         3 = .1 .1 .1
Bulk Density          3 = 1400. 1470. 1610.
Vertical Conductivity  3 = 2.80E-06 2.80E-06 2.80E-06
Thermal Conductivity   3 = 7.114  6.923 6.923
Thermal Capacity      3 = 2.2e6  2.2e6 2.2e6
Capillary Drive       3 = 0.2
Mannings n            3 = 0.2

################ SOIL 4 ##########################################################

Soil Description      4 = SILT LOAM   (Fal 2)
Lateral Conductivity   4 = 2.80E-05
Exponential Decrease   4 = 1.0
Surface Albedo        4 = 0.1
Number of Soil Layers  4 = 3
Porosity            4 = 0.35 0.35 0.35
Pore Size Distribution 4 = .234 .234 .234
Bubbling Pressure     4 = .208 .208 .208
Field Capacity        4 = 0.25 0.25 0.25
Wilting Point         4 = .1 .1 .1
Bulk Density          4 = 1400. 1470. 1610.
Vertical Conductivity  4 = 2.80E-06 2.80E-06 2.80E-06
Thermal Conductivity   4 = 7.114  6.923 6.923
Thermal Capacity      4 = 2.2e6  2.2e6 2.2e6
Capillary Drive       4 = 0.2
Mannings n            4 = 0.2

################ SOIL 5 ##########################################################

Soil Description      5 = SANDY LOAM (Fal 3, 4, 5, 6)
Lateral Conductivity   5 = 2.80E-05
Exponential Decrease   5 = 1.0
Surface Albedo        5 = 0.2
Number of Soil Layers  5 = 3
Porosity            5 = 0.35 0.35 0.35
Pore Size Distribution 5 = .177 .177 .177
```

```
Bubbling Pressure      5 = .326 .326 .326
Field Capacity         5 = 0.25 0.25 0.25
Wilting Point          5 = .1 .1 .1
Bulk Density           5 = 1400. 1470. 1610.
Vertical Conductivity  5 = 2.80E-06 2.80E-06 2.80E-06
Thermal Conductivity   5 = 7.114  6.923 6.923
Thermal Capacity       5 = 2.2e6  2.2e6 2.2e6
Capillary Drive        5 = 0.35
Mannings n             5 = 0.2


##############################################################################
# VEGETATION INFORMATION SECTION
##############################################################################
[VEGETATION]

Vegetation Map File
Number of Vegetation Types = 4

################ VEGETATION 1 ##################################################

Vegetation Description   1 = Bare
Overstory Present        1 = FALSE
Understory Present       1 = FALSE
Fractional Coverage      1 =
Trunk Space              1 =
Aerodynamic Attenuation  1 =
Radiation Attenuation    1 =
Hemi Fract Coverage      1 =
Clumping Factor          1 =
Leaf Angle A             1 =
Leaf Angle B             1 =
Scattering Parameter     1 =
Max Snow Int Capacity    1 =
Mass Release Drip Ratio  1 =
Snow Interception Eff    1 =
Impervious Fraction      1 = 0.0
Height                   1 =
Maximum Resistance       1 =
Minimum Resistance       1 =
Moisture Threshold       1 =
Vapor Pressure Deficit   1 =
Rpc                      1 =
Number of Root Zones     1 = 3
Root Zone Depths         1 = 0.1 0.01 0.01
Overstory Root Fraction  1 =
Understory Root Fraction 1 =
Overstory Monthly LAI    1 =
Understory Monthly LAI   1 =
Overstory Monthly Alb    1 =
Understory Monthly Alb   1 =

################ VEGETATION 2 ##################################################

Vegetation Description   2 = Grassland
Overstory Present        2 = FALSE
Understory Present       2 = TRUE
Fractional Coverage      2 =
Trunk Space              2 =
Aerodynamic Attenuation  2 =
Radiation Attenuation    2 =
```

Hemi Fract Coverage 2 =
Max Snow Int Capacity 2 =
Mass Release Drip Ratio 2 =
Snow Interception Eff 2 =
Impervious Fraction 2 = 0.0
Height 2 = 0.3
Maximum Resistance 2 = 600
Minimum Resistance 2 = 200
Moisture Threshold 2 = 0.33
Vapor Pressure Deficit 2 = 4000
Rpc 2 = .108
Number of Root Zones 2 = 3
Root Zone Depths 2 = 0.10 0.05 0.05
Overstory Root Fraction 2 =
Understory Root Fraction 2 = 0.40 0.60 0.00
Overstory Monthly LAI 2 =
Understory Monthly LAI 2 = 0.8 0.9 1.0 1.1 1.8 3.7 4.8 4.2 2.0 1.2 1.0 0.9
Overstory Monthly Alb 2 =
Understory Monthly Alb 2 = 0.23 0.23 0.23 0.23 0.23 0.23 0.23 0.23 0.23 0.23 0.23 0.23

################ VEGETATION 3 ##

Vegetation Description 3 = Open Shrub
Overstory Present 3 = FALSE
Understory Present 3 = TRUE
Fractional Coverage 3 =
Trunk Space 3 =
Aerodynamic Attenuation 3 =
Radiation Attenuation 3 =
Hemi Fract Coverage 3 =
Clumping Factor 3 =
Leaf Angle A 3 =
Leaf Angle B 3 =
Scattering Parameter 3 =
Max Snow Int Capacity 3 =
Mass Release Drip Ratio 3 =
Snow Interception Eff 3 =
Impervious Fraction 3 = 0.0
Height 3 = 1.0
Maximum Resistance 3 = 3000.
Minimum Resistance 3 = 200.
Moisture Threshold 3 = 0.33
Vapor Pressure Deficit 3 = 4000
Rpc 3 = .108
Number of Root Zones 3 = 3
Root Zone Depths 3 = 0.20 0.20 0.10
Overstory Root Fraction 3 =
Understory Root Fraction 3 = 0.40 0.40 0.20
Overstory Monthly LAI 3 =
Understory Monthly LAI 3 = 0.40 0.40 2.08 2.08 4.50 4.50 4.50 4.50 2.08 2.08 0.40 0.40
Overstory Monthly Alb 3 =
Understory Monthly Alb 3 = 0.14 0.14 0.14 0.14 0.14 0.14 0.14 0.14 0.14 0.14 0.14 0.14

################ VEGETATION 4 ##

Vegetation Description 4 = Deciduous Broadleaf
Overstory Present 4 = TRUE
Understory Present 4 = TRUE
Fractional Coverage 4 = 0.9
Trunk Space 4 = 0.5
Aerodynamic Attenuation 4 = 1.5
Radiation Attenuation 4 = 0.2

Hemi Fract Coverage 4 = 0.9
Max Snow Int Capacity 4 = 0.003
Mass Release Drip Ratio 4 = 0.4
Snow Interception Eff 4 = 0.6
Impervious Fraction 4 = 0.0
Height 4 = 30.0 0.5
Maximum Resistance 4 = 5000. 3000.
Minimum Resistance 4 = 666.6 666.6
Moisture Threshold 4 = 0.33 0.13
Vapor Pressure Deficit 4 = 4000 4000
Rpc 4 = .108 0.108
Number of Root Zones 4 = 3
Root Zone Depths 4 = 0.40 0.05 0.05
Overstory Root Fraction 4 = 0.30 0.40 0.30
Understory Root Fraction 4 = 0.40 0.60 0.00

Overstory Monthly LAI 4 = 2.5 2.5 2.9 4.1 6.5 8.8 9.2 8.5 7.0 4.2 2.9 2.5
Understory Monthly LAI 4 = 1.0 1.5 2.0 2.3 2.5 3.0 4.0 3.5 2.5 2.0 1.5 1.0

Overstory Monthly Alb 4 = 0.23 0.23 0.23 0.23 0.23 0.23 0.23 0.23 0.23 0.23 0.23 0.23
Understory Monthly Alb 4 = 0.16 0.16 0.16 0.16 0.16 0.16 0.16 0.16 0.16 0.16 0.16 0.16

References

A

Alexander, R.B., Boyer, E.W., Smith, R.A., Schwarz, G.E., Moore, R.B., 2007. The Role of Headwater Streams in Downstream Water Quality1. JAWRA Journal of the American Water Resources Association 43, 41–59. https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2007.00005.x

Amengual, A., Romero, R., Gómez, M., Martín, A., Alonso, S., 2007. A Hydrometeorological Modeling Study of a Flash-Flood Event over Catalonia, Spain. J. Hydrometeor. 8, 282–303. https://doi.org/10.1175/JHM577.1

Anderton, S., Latron, J., Gallart, F., 2002. Sensitivity analysis and multi-response, multi-criteria evaluation of a physically based distributed model. Hydrological Processes 16, 333–353. https://doi.org/10.1002/hyp.336

Arnaez, J., Lasanta, T., Ruiz-Flaño, P., Ortigosa, L., 2007. Factors affecting runoff and erosion under simulated rainfall in Mediterranean vineyards. Soil Tillage Res. 93 (2), 324–334

B

Bahremand, A., De Smedt, F., 2008. Distributed hydrological modeling and sensivity analysis in Torya watershed, Slovakia. Water Resources Management 22: 392-408.

Beven, K., 2001. How far can we go in distributed hydrological modelling? Hydrol. Earth Syst. Sci. 5, 1–12. https://doi.org/10.5194/hess-5-1-2001

Beven, K.J., 2006. Streamflow generation processes. Streamflow generation processes. 431 pp.

Blume, T., van Meerveld, H.J. (Ilja), 2015. From hillslope to stream: methods to investigate subsurface connectivity. WIREs Water 2, 177–198. https://doi.org/10.1002/wat2.1071.

Bochet, E., Poesen, J., Rubio, J.L., 2006. Runoff and soil loss under individual plants of a semi-arid Mediterranean shrubland: influence of plant morphology and rainfall intensity. Earth Surface Processes and Landforms 31, 536–549. https://doi.org/10.1002/esp.1351

Borges, A.L., 1993. Modélisation de l'érosion sur deux bassins versants expérimentaux des Alpes du Sud (Theses). Université Joseph-Fourier - Grenoble I., 259 p.

Braud, I., Roux, H., Anquetin, S., Maubourguet, M.-M., Manus, C., Viallet, P., Dartus, D., 2010. The use of distributed hydrological models for the Gard 2002 flash flood event: Analysis of associated hydrological processes. Journal of Hydrology, Flash Floods: Observations and Analysis of Hydrometeorological Controls 394, 162–181. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.033

Brivio, P.A., Colombo, R., Maggi, M., Tomasoni, R., 2002. Integration of remote sensing data and GIS for accurate mapping of flooded areas. International Journal of Remote Sensing 23, 429–441. https://doi.org/10.1080/01431160010014729

Brochot, S., Meunier, M., 1996. Un modèle d'érosion des torrents en crue (ETC). Ingénieries - E A T 9–18.

C

Calder, I.R., Aylward, B., 2006. Forest and Floods. Water International 31, 87–99. https://doi.org/10.1080/02508060608691918.

Cloke, H.L., Pappenberge, F., Renaud, J.P., 2008. Multi-method global sensitivity analysis for modeling floodplain. Hydrological Processes 22: 1660-1674.

Cras, A., Marc, V., Travi, Y., 2007. Hydrological behaviour of sub-Mediterranean alpine headwater streams in a badlands environment. Journal of Hydrology 339, 130–144. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.03.004

D

Dehotin, J., Breil, P., Braud, I., de Lavenne, A., Lagouy, M., Sarrazin, B., 2015. Detecting surface runoff location in a small catchment using distributed and simple observation method. Journal of Hydrology 525, 113–129. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.02.051

Dizier, T., 2010. Application du modèle hydro-sédimentaire distribué à base physique DHSVM (Distributed Hydrology Soil Vegetation Model), sur un petit bassin versant de montagne instrumenté, le Laval. Rapport de stage de master professionnel, Université de Provence, LTHE, IRD, 60 p.

Dolciné L., Andrieu H., Sempere-Torres D., Creutin D., 2001. Flash Flood Forecasting with Coupled Precipitation Model in Mountainous Mediterranean Basin. Journal of Hydrologic Engineering 6, 1–10. https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2001)6:1(1)

Dubus, I.G., Briwn, C.D., Beulke, S., 2003. Sensitivity analysis for four pesticide leaching models. Pest Manag. Sci. 59:962-982.

E

Engida, A.N., 2010. Hydrological and Suspended Sediment Modeling in the Lake Tana Basin, Ethiopia (phdthesis). Université Joseph-Fourier - Grenoble I., 264 p.

Esteves, M., Descroix, L., Mathys, N., Lapetite, J.-M., 2005. Soil hydraulic properties in a marly gully catchment (Draix, France). CATENA 63, 282 à 298. https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.06.006

G

Gallart, F., Marignani, M., Pérez-Gallego, N., Santi, E., Maccherini, S., 2013. Thirty years of studies on badlands, from physical to vegetational approaches. A succinct review. CATENA, Updating Badlands Research 106, 4–11. https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.02.008.

Garel, E., Marc, V., Ruy, S., Cognard-Plancq, A.-L., Klotz, S., Emblanch, C., Simler, R., 2012. Large scale rainfall simulation to investigate infiltration processes in a small landslide under dry initial conditions: the Draix hillslope experiment. Hydrol. Process. 26, 2171–2186. https://doi.org/10.1002/hyp.9273

Greene, R.S.B., Sawtell, G.R., 1992. A collection system for measuring runoff and soil erosion with a mobile rainfall simulator on sealed and stony red earth soils. Soil Res. 30, 457–463. https://doi.org/10.1071/sr9920457

Griensven, A.V., Meixner, T., Grunwald, S., Bishop, T., Diluzio, M., Srinivasan, R., 2006. A global sensitivity analysis tool for parameters fo multi-variable catchment models. Journal of Hydrology 324: 10-23.

Gurtz, J., Zappa, M., Jasper, K., Lang, H., Verbunt, M., Badoux, A., Vitvar, T., 2003. A comparative study in modelling runoff and its components in two mountainous catchments. Hydrological Processes 17, 297–311. https://doi.org/10.1002/hyp.1125

H

Holvoet, K., Griensven, A., Seuntjens, P., Vanrolleghem, A.A., 2005. Sensitivity analysis for hydrology and pesticide supply towards the river in SWAT. Phys. Chem. Earth. 30: 518-526.

J

Jain, S.K., Singh, R.D., Jain, M.K., Lohani, A.K., 2005. Delineation of Flood-Prone Areas Using Remote Sensing Techniques. Water Resour Manage 19, 333–347. https://doi.org/10.1007/s11269-005-3281-5

Jasper, Kaufmann, 2003. Coupled runoff simulations as validation tools for atmospheric models at the regional scale. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. doi : 10.1256/qj.02.26.

Joly, D., Brossard, T., Cardot, H., Cavailhès, J., Hilal, M., Wavresky, P., 2010. Les types de climats en France, une construction spatiale (Types of climate on continental France, a spatial construction). Cybergeo: European Journal of Geography, 501. URL : http://cybergeo.revues.org/23155 ; DOI : 10.4000/cybergeo.23155

K

Krause, P., Boyle, D.P., Bäse, F., 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. Advances in Geosciences 5, 89–97.

L

Le Barbu, E., 2006. Modélisation pluie-débit érosion sur un bassin versant expérimental des Alpes du Sud. Rapport de stage 2° année ingénieur Thesis, ENTPE, Lyon, 85 p.

Loague, K., Heppner, C.S., Mirus, B.B., Ebel, B.A., Ran, Q., Carr, A.E., BeVille, S.H., VanderKwaak, J.E., 2006. Physics-based hydrologic-response simulation: foundation for hydroecology and hydrogeomorphology. Hydrological Processes 20, 1231–1237. https://doi.org/10.1002/hyp.6179

M

Martini, E., Werban, U., Zacharias, S., Pohle, M., Dietrich, P., Wollschläger, U., 2017. Repeated electromagnetic induction measurements for mapping soil moisture at the field scale: validation with data from a wireless soil moisture monitoring network. Hydrol. Earth Syst. Sci. 21, 495–513. https://doi.org/10.5194/hess-21-495-2017

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, Gully Erosion and Global Change 50, 527–548. https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00122-4

Mathys, N., 2006. Analyse et modélisation à différentes échelles des mécanismes d'érosion et de transport de matériaux solides. Cas des petits bassins versants de montagne sur marne (Draix, Alpes-de-Haute-Provence). Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 339 p.

Mayor Ángeles G., Bautista Susana, Small Eric E., Dixon Mike, Bellot Juan, 2008. Measurement of the connectivity of runoff source areas as determined by vegetation pattern and topography: A tool for assessing potential water and soil losses in drylands. Water Resources Research 44. https://doi.org/10.1029/2007WR006367.

McDonnell, J.J., 2003. Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. Hydrological Processes 17, 1869–1875. https://doi.org/10.1002/hyp.5132

McMillan, H.K., Srinivasan, M.S., 2015. Characteristics and controls of variability in soil moisture and groundwater in a headwater catchment. Hydrol. Earth Syst. Sci. 19, 1767–1786. https://doi.org/10.5194/hess-19-1767-2015

N

Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. Journal of Hydrology 10, 282–290. https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6

P

Pearce Andrew J., 2010. Streamflow Generation Processes: An Austral View. Water Resources Research 26, 3037–3047. https://doi.org/10.1029/WR026i012p03037

R

Refsgaard, J.C., Knudsen, J., 1996. Operational Validation and Intercomparison of Different Types of Hydrological Models. Water Resources Research.

Rey, F., Robert, Y., Vento, O., 2002. Influence de la végétation forestière sur la formation de dépôts sédimentaires en terrains marneux/ Influence of forest vegetation on sediment delivery in marly terrain. Géomorphologie : relief, processus, environnement 8, 85–92. https://doi.org/10.3406/morfo.2002.1130.

Ribolzi, O., Andrieux, P., Valles, V., Bouzigues, R., Bariac, T., Voltz, M., 2000. Contribution of groundwater and overland flows to storm flow generation in a cultivated Mediterranean catchment. Quantification by natural chemical tracing. Journal of Hydrology 233, 241–257. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00238-9

Ritter, A., Muñoz-Carpena, R., 2013. Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. Journal of Hydrology 480, 33–45. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.004

Roche, P.-A., Miquel, J., Gaume, E., 2012. Hydrologie quantitative: Processus, modèles et aide à la décision, Ingénierie et développement durable. Springer-Verlag, Paris.

S

Sivapalan, M., 2009. The secret to 'doing better hydrological science': change the question! Hydrological Processes 23 (9): 1391–1396 DOI: 10.1002/hyp.7242.

Storck, P., Bowling, L., Wetherbee P., Lettenmaier, D., 1998. Application of a GIS-based distributed hydrology model for prediction of forest harvest effects on peak stream flow in the Pacific Northwest. Hydrological Processes

T

Thoré, M., 2008. Etablissement d'une carte numérique des profondeurs de sol sur le bassin versant de la Bléone (04). Diplôme d'ingénieur ENSAR, Agrocampus Rennes, LTHE, 69 p.

Tralli, D.M., Blom, R.G., Zlotnicki, V., Donnellan, A., Evans, D.L., 2005. Satellite remote sensing of earthquake, volcano, flood, landslide and coastal inundation hazards. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, Remote Sensing and Geospatial Information for Natural Hazards Characterization 59, 185–198. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2005.02.002

V

VanShaar, J.R., Haddeland, I., Lettenmaier, D.P., 2002. Effects of land-cover changes on the hydrological response of interior Columbia River basin forested catchments. Hydrological Processes 16, 2499–2520. https://doi.org/10.1002/hyp.1017

Vereecken, H., Binley, A., Cassiani, G., Revil, A., Titov, K., 2006. APPLIED HYDROGEOPHYSICS, in: Applied Hydrogeophysics, NATO Science Series. Springer, Dordrecht, pp. 1–8. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4912-5_1

W

Wagener, T., Boyle, D.P., Lees, M.J., Wheater, H.S., Gupta, H.V., Sorooshian, S., 2001. A framework for development and application of hydrological models. Hydrol. Earth Syst. Sci. 5, 13–26. https://doi.org/10.5194/hess-5-13-2001.

Wenninger, J., Uhlenbrook, S., Lorentz, S., Leibungdut, C., 2008. Identification of runoff generation processes using combined hydrometric, tracer and geophysical methods in a headwater catchment in South Africa / Identification des processus de formation du débit en combinat la méthodes hydrométrique, traceur et géophysiques dans un bassin versant sud-africain. Hydrological Sciences Journal 53, 65–80. https://doi.org/10.1623/hysj.53.1.65

Wigmosta, M.S., L. Vail, and D. P. Lettenmaier, 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain, Wat. Resour. Res., 30, 1665-1679.

Woolhiser, D.A., Smith, R.E., Goodrich, D.C., 1990. KINEROS, a Kinematic Runoff and Erosion Model : Documentation and User manual. U.S. Department of Agriculture, Agriculture Research Service, ARS-77, 130 p.

Z

Zacharias, S., Wessolek, G., 2007. Excluding Organic Matter Content from Pedotransfer Predictors of Soil Water Retention. Soil Science Society of America Journal 71, 43–50. https://doi.org/10.2136/sssaj2006.0098

Apport du traçage naturel à l'identification de l'origine des écoulements en crue : analyses appliquées à quatre épisodes de crues

Introduction

Les traceurs chimiques pour séparer les masses d'eaux contributives à l'écoulement ont déjà été utilisés avec succès sur les bassins de l'ORE Draix-Bléone par Cras *et al.* (2007). Ce travail a permis d'identifier 3 pôles de mélanges (eau de surface, eau de subsurface ou hypodermique et eau profonde) et d'isoler, dans ce contexte particulier, deux traceurs chimiques conservatifs et pertinents du point de vue du contexte géochimique :

L'alcalinité résiduelle calcite (ARC) est la différence en équivalents entre l'alcalinité carbonatée et le calcium. Elle reste théoriquement invariante malgré la précipitation ou la dissolution de la calcite car la précipitation ou la dissolution du minéral soustrait ou ajoute des quantités égales d'alcalinité carbonatée et de calcium (Ribolzi *et al.*, 2000). Dans le matériau géologique en présence, l'existence de pyrite et d'évaporites sulfatées secondaires très solubles (anhydrite, kiesierite) entraine de fortes concentrations en sulfates dans les eaux lorsqu'elles sont entrées en contact avec le sol, même de façon intermittente ou discontinue. Ainsi, ARC est proche de zéro dans les eaux de ruissellement "pur" (pas ou peu de contact avec la matrice de sol) et devient fortement négative dès que les eaux sont entrées en contact avec le sol marneux. ARC est donc un traceur pertinent pour séparer les eaux de ruissellement direct (pôle S) des eaux ayant transité par la matrice poreuse (pôle H).

Dans les eaux de surface du Laval en période d'étiage, les concentrations en chlorures sont plus élevées à l'amont qu'à l'aval. Cet écart, qui peut atteindre presque 1 meq/l, provient du contexte structural du bassin. En effet, un accident décrochant d'importance régional traverse le bassin selon un axe nord sud et permet, dans le secteurs amont, la remontée d'eaux profondes enrichies par la dissolution des terrains évaporitiques triasiques sous jacents (Marc *et al.*, 2017). Le chlorure constitue donc un marqueur de la contribution d'une eau profonde (pôle N).

Lorsqu'on porte l'ensemble des données disponibles sur un diagramme de mélange ARC-Cl^-, tous les points se répartissent dans un triangle dont les sommets représentent les pôles contributifs précédemment décrits. Le pôle S a été déterminé avec une bonne précision à partir d'échantillons d'eaux de ruissellement récoltés sur des placettes de 1 m^2 (Cras *et al.*, 2007). Le pôle H a également été bien défini par une série de lixiviations du régolithe de marne pyriteuse (Cras *et al.*, 2007). Le pôle N ne peut pas être échantillonné directement. Il est donc défini par construction, à partir des échantillons collectés dans les eaux de surface du Laval et des sous-bassins. Il est, par conséquent, entaché d'une incertitude importante tant pour son marquage en ARC que pour sa concentration en chlorures (Figure 4.2.2). Pour l'ensemble des crues étudiées, le calcul de mélange a été reproduit 1000 fois à partir d'un tirage aléatoire des valeurs des pôles autour des marges d'erreur définies. Il est ainsi possible de proposer à chaque fois une estimation de l'incertitude sur les proportions calculées. En moyenne, ces contributions sont calculées avec une incertitude de +/- 0.03.

Tous les instruments de prélèvements (bougies poreuse, préleveur séquentiel de pluie, préleveurs d'eau dans les cours d'eau) (Figure 4.2.1) sont présentés en détail dans le Chapitre 2 (section 3.3).

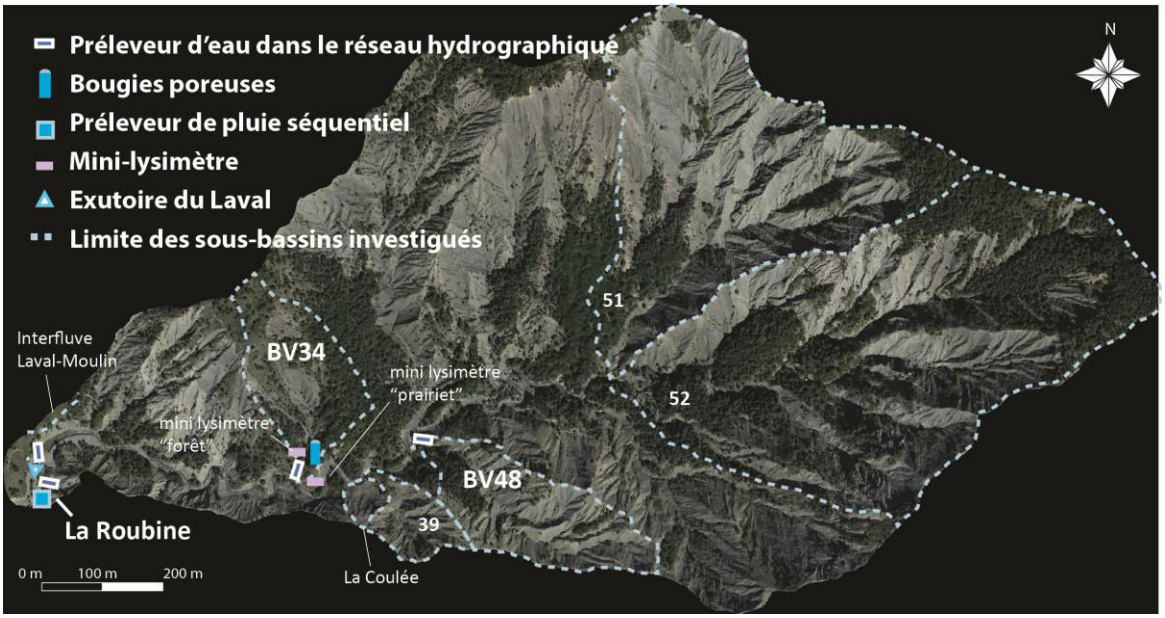


Figure 4.2.1 : Localisation des instruments dont les données ont alimenté les analyses chimiques et isotopiques.

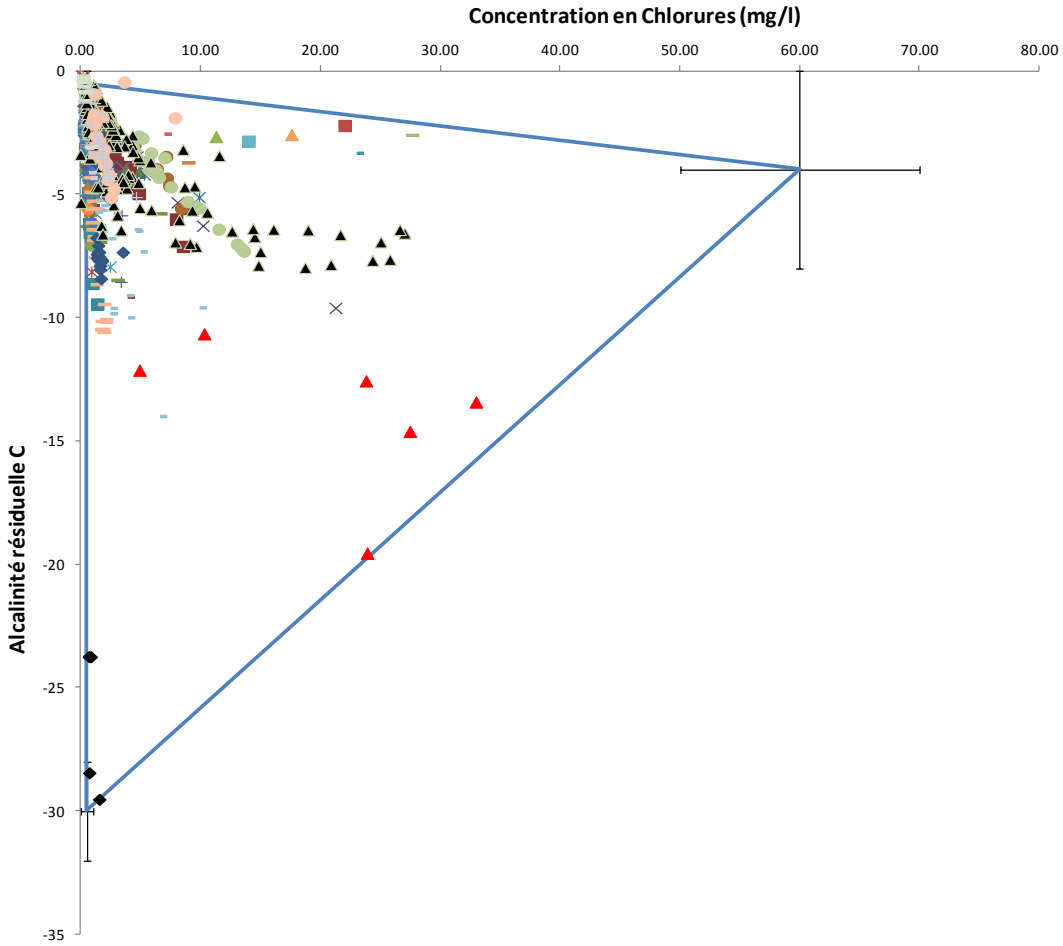


Figure 4.2.2 : Diagramme de mélange ARC - Cl^- à partir de la base de données chimique complète de l'ORE Draix-Bléone.

1 Crue du 13/09/2015

Cette crue n'est pas la première du cycle. Une crue importante est survenue vers le 24 août 2015 entrainant un débit maximal sur le Laval de l'ordre de 14 m^3/s.

1.1 Analyse EMMA (*End-Member-Mixing-Analysis*)

Dans les deux cas (Roubine et Laval), la proportion d'eau de surface est relativement modeste en début d'événement (Figure 4.2.3). Elle est de l'ordre de 0.7 en début de montée de crue et n'atteint un maximum de 0.9 - 0.95 que bien après le passage de la pointe de crue. Cet effet est également visible lors de la seconde pointe de crue bien que moins marqué. La majeure partie de la crue est donc provoquée par l'écoulement d'une eau ayant échangé avec la matrice de sol (mélange avec une eau déjà présente ou dissolution des minéraux les plus solubles).

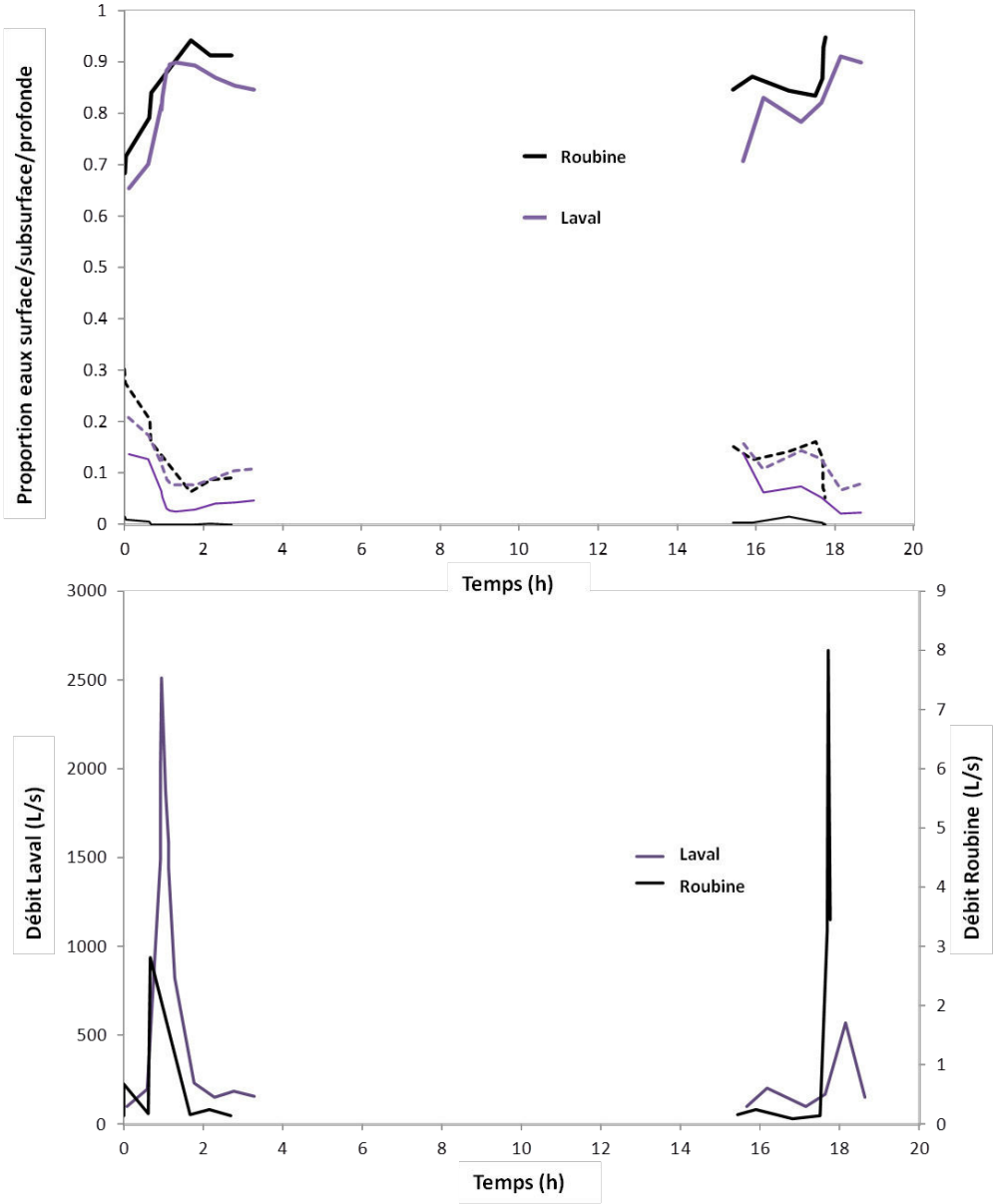


Figure 4.2.3 : Proportions de contribution des pôles de mélange au cours de la crue du 13/09/2015 (trait gras : pôle S ; tiretés : pôle H ; traits fins : pôle N)

1.2 Analyse isotopique

- Pas d'isotopes de l'eau des sous-bassins ni de l'eau du sol avant la crue du 13/09/15
- BP (Bougie Poreuse) (-30 cm), 15/09/2015 : -5.5 ‰

L'évolution isotopique des eaux au cours du temps est assez semblable sur la Roubine et le Laval (Figure 4.2.4). La variabilité est cependant plus grande dans les eaux de la Roubine. Dans le cas d'un ruissellement pur, cette situation pourrait s'expliquer par la taille plus réduite de l'impluvium et en conséquence un amortissement du signal d'entrée moins marqué. Mais cet effet peut également résulter d'un processus de mélange entre la pluie et des eaux préexistantes dans le sol. Les données isotopiques disponibles pour la pluie sont entachées d'incertitudes chronologiques en raison d'un dysfonctionnement du préleveur séquentiel de pluie. On peut cependant estimer que la première phase de l'épisode pluvieux a été marquée par des eaux de l'ordre de $\delta^{18}O$ = - 5.5 ‰. Pendant l'épisode, la tendance a été à l'appauvrissement isotopique des eaux avec un minimum atteint de -8.8 ‰. Comme les premiers volumes d'eau qui arrivent à l'exutoire de la Roubine sont très nettement enrichis en ^{18}O par rapport à la pluie (jusqu'à la pointe de crue), on peut affirmer qu'ils ont été mobilisés dans le sol par un processus de mélange avec les eaux de l'événement pluvieux. La présence d'eaux plus enrichies isotopiquement en montée de crue s'explique par la mobilisation des eaux du sol évaporées, retenues depuis l'événement pluvieux du 24/08. L'effet est moins évident pour le Laval en raison de l'impact plus grand du mélange successif des différentes fractions de pluie et de l'effet d'amortissement du à la surface du bassin.

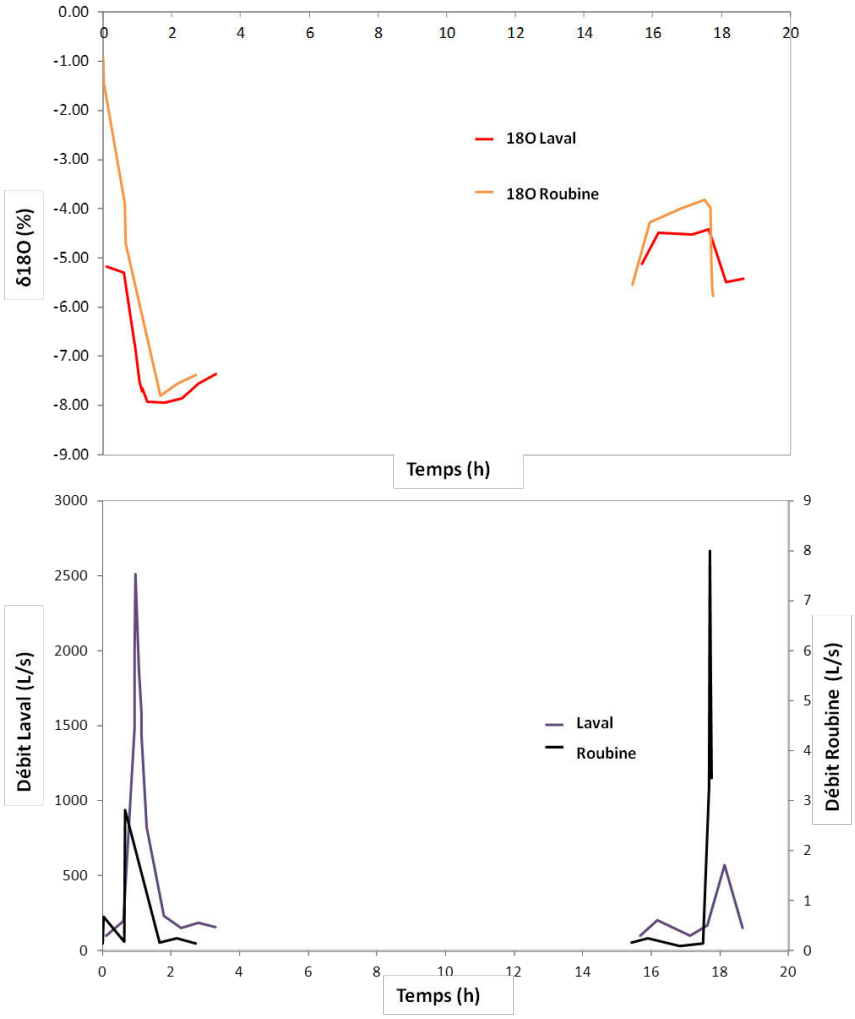


Figure 4.2.4 : Comparaison des teneurs isotopiques dans les eaux du Laval et de la Roubine - crue du 13/09/2015

Synthèse : Au cours de cet épisode, il y a une mobilisation d'eaux préexistantes jusqu'au delà de la pointe de crue de la première phase de l'événement. Les mesures de flux d'eau gravitaire enregistrées avec le mini-lysimètre (secteur forestier - Figure 4.2.1) tendent à montrer que la mobilisation d'eaux anciennes a pu se produire sous la forme d'un écoulement de subsurface à travers les premiers horizons du sol. Les effets visibles également sur la Roubine montrent que le transfert d'eau peut également se produire efficacement dans le régolithe de marne.

2 Crue du 03/10/2015

L'événement pluvieux commence le 02/10 dans la matinée avec un premier pic de crue modéré en début d'après midi suivi d'une phase de récession. La crue principale se produit le 03/10 en début d'après midi avec un pic de crue de plus de 6 m^3/s sur le Laval vers 18:55. L'échantillonnage a concerné les eaux du Laval, de la Roubine et des sous bassins BV34 et BV48, dont les proportions de surface végétalisée et dénudée sont variables (Figure 2.4 - Chapitre 2).

2.1 Analyse EMMA (*End-Member-Mixing-Analysis*)

Le calcul des proportions de mélange entre les 3 pôles montre, pour tous les bassins étudiés, une contribution largement majoritaire de la composante "eau de surface" (au delà de 70 %) tandis que la composante "eau profonde" est négligeable (Figure 4.2.5). La contribution du pôle "eau hypodermique" augmente en basses eaux, que l'on se situe avant ou après la crue principale. Cette contribution peut atteindre 20 % et même près de 40 % dans le cas du bassin BV48. Dans la phase pré-crue, cette importante proportion d'eau "hypodermique" peut s'expliquer par la mobilisation rapide des eaux déjà présentes dans les talwegs (suintements issus de la crue précédente). Dans la phase post crue, il s'agit de l'écoulement retardé issu du drainage progressif des versants.

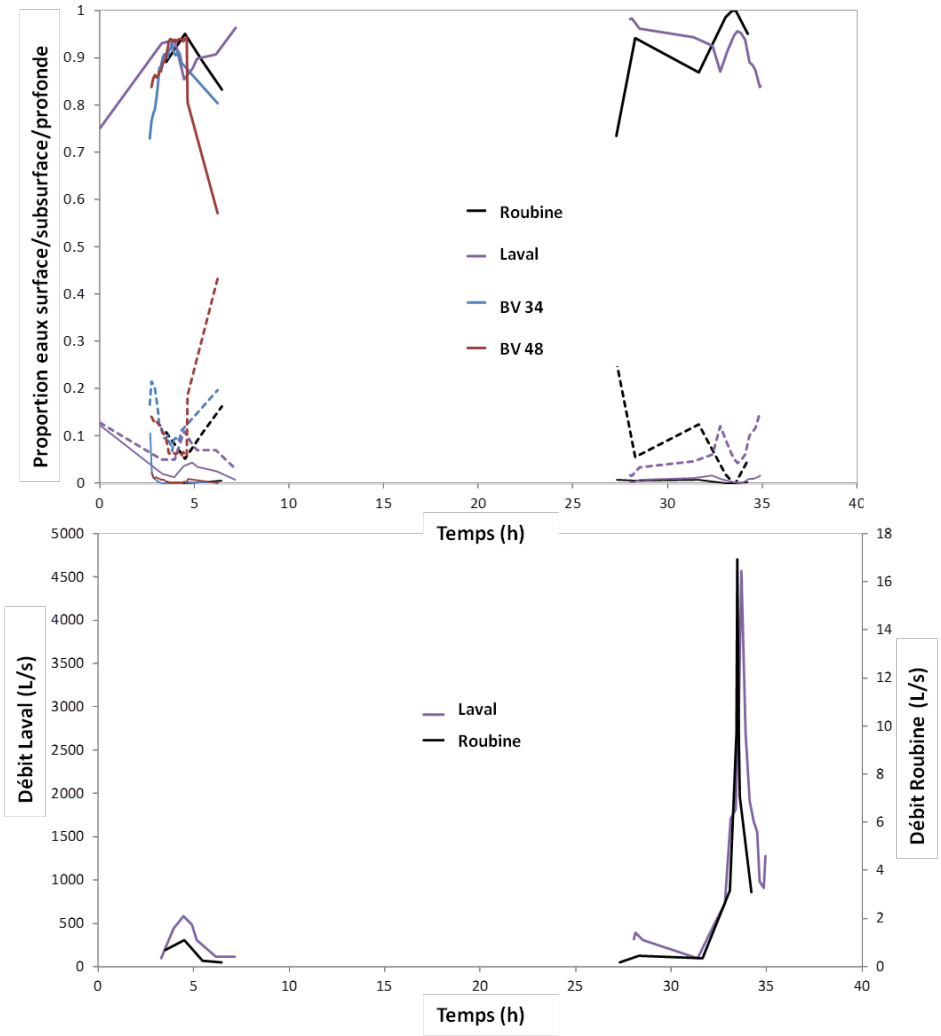


Figure 4.2.5 : Proportions de contribution des pôles de mélange au cours de la crue du 03/10/2015 (trait gras : pôle S ; tiretés : pôle H ; traits fins : pôle N)

2.2 Analyse isotopique

- Pas d'isotopes du sol entre les crues du 28/09 et du 03/10
- Laval 29/09 : -6.57
- BV39 29/09 : -6.78
- BV48 29/09 : -6.75
- BV51 29/09 : -6.44
- BV52 29/09 : -7.10

Tableau 4.2.1 : Moyennes pondérée par les débits de la composition isotopique des eaux du laval et de la Roubine au cours de la crue du 02-03/10.

EAU DU SOL	-10 cm	-30 cm	-60 cm
05/10 11h	-7.58	-6.45	-5.59
12/10	-8.43		
13/10	-8.34	-5.78	

Tableau 4.2.2 : Teneur isotopique dans les solutions de sol entre le 05/10 et le 13/10.

	Roubine	Laval
Evénement du 02/10	-13,93	-14.38
Evénement du 03/10	-9.46	-9.04
Evénement total	-9.64	-9.47

En absence d'une mesure fiable et séquencée de la pluie, la moyenne isotopique, pondérée par les débits, dans l'écoulement de la Roubine, considérée comme ravine élémentaire, est utilisée pour estimer la moyenne isotopique de l'événement pluvieux. On supposera également que la teneur isotopique moyenne de l'eau préexistante sur le bassin est égale à celle de l'eau du Laval avant la crue (valeur du 29/09). Cette valeur est d'ailleurs assez proche de celles mesurée à l'exutoire d'autres sous bassins le même jour.

Sur la base de cette hypothèse, il est possible d'estimer la proportion de l'événement pluvieux du 02-03/10 dans l'eau du sol collectées le 05/10 aux différentes profondeurs investiguées (Tableau 4.2.1 ; Tableau 4.2.2). La teneur isotopique moyenne pondérée par les débits de l'eau de la Roubine est de - 9.65 ‰, ce qui permet de calculer une proportion d'environ 30 % de contribution de la pluie de l'événement au niveau de l'horizon -10 cm tandis que les horizons inférieurs ne sont pas affectés (-30 et -60 cm). Ce résultat témoigne d'un processus de transfert latéral en surface privilégié par rapport à l'infiltration et à l'écoulement de subsurface.

Le suivi isotopique dans les eaux du Laval au cours de l'événement montre une évolution temporelle très proche de celle observée dans la Roubine, ce qui démontre la contribution principale de la pluie événementielle à l'écoulement dans le Laval (Figure 4.2.6). A partir des moyennes pondérées dans les écoulements à l'échelle de l'événement dans sa globalité, on peut estimer cette contribution à 94 %.

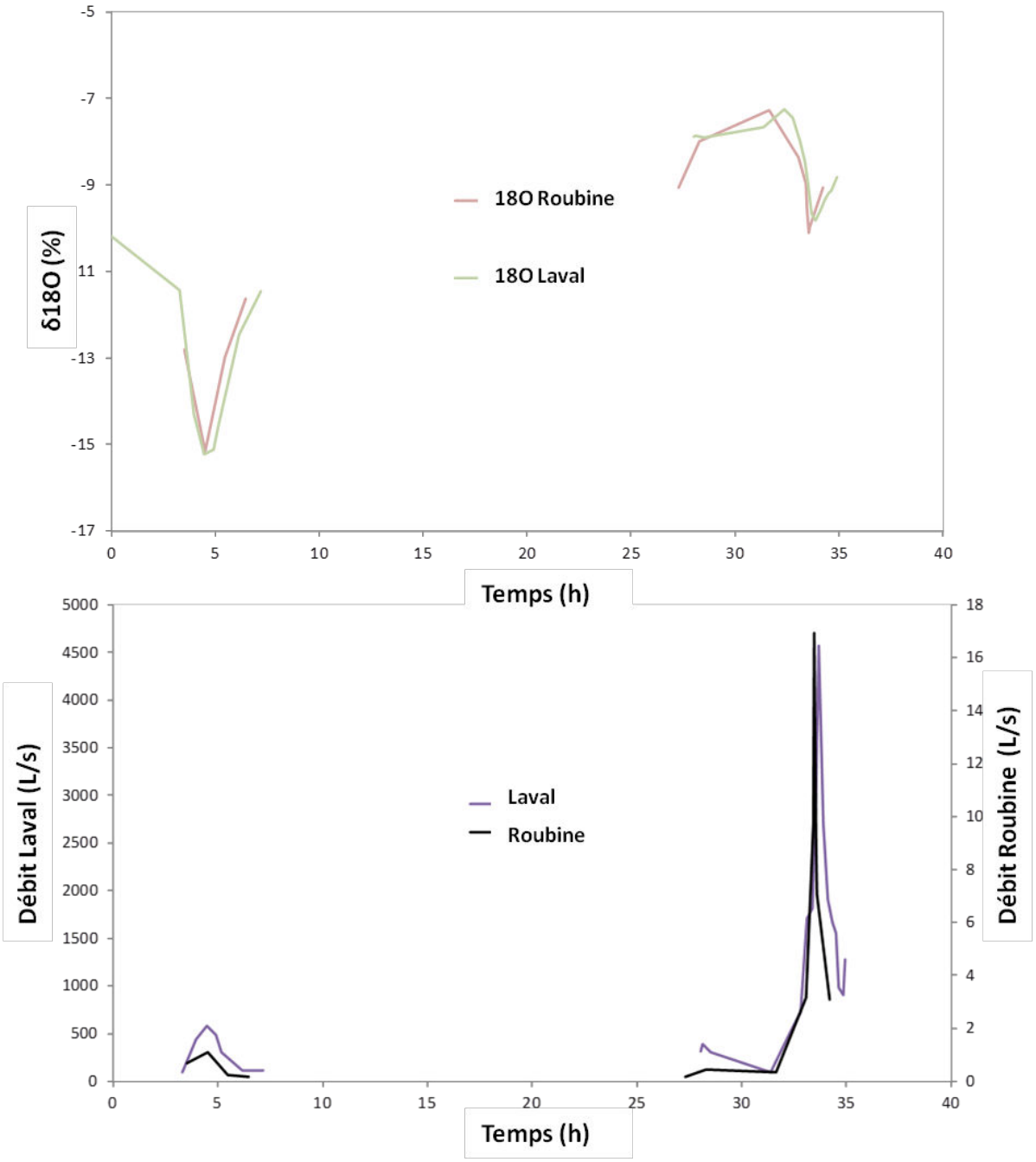


Figure 4.2.6 : Comparaison des teneurs isotopiques dans les eaux du Laval et de la Roubine - crue du 03/10/2015

Synthèse : Une crue essentiellement dominée par une participation de la pluie de l'événement sous la forme principale d'un ruissellement direct. L'écoulement de subsurface est peu représenté (seulement en décrue) et il implique une faible proportion d'eau préexistante.

3 Crue du 12/09/2016

3.1 Analyse EMMA (*End-Member-Mixing-Analysis*)

C'est la première crue significative du cycle, la dernière crue d'importance datant du 18/06. En première partie de crue (premier pic de crue), le comportement observé sur le Laval rappelle celui identifié au cours de la crue de début septembre en 2015 : augmentation progressive de la part du ruissellement direct avec un maximum atteint seulement en basse décrue (Figure 4.2.7). La variation de la conductivité est en cohérence avec ce résultat puisqu'elle décroit par effet de dilution seulement très progressivement avec un minimum en fin de décrue. Sur La Roubine, le comportement est très différent car la conductivité est constante et bien inférieure à celle mesurée dans les eaux du Laval. Le calcul de mélange montre que l'écoulement provient quasi exclusivement d'un ruissellement direct (donc situation assez différente de celle observée en septembre de l'année 2015).

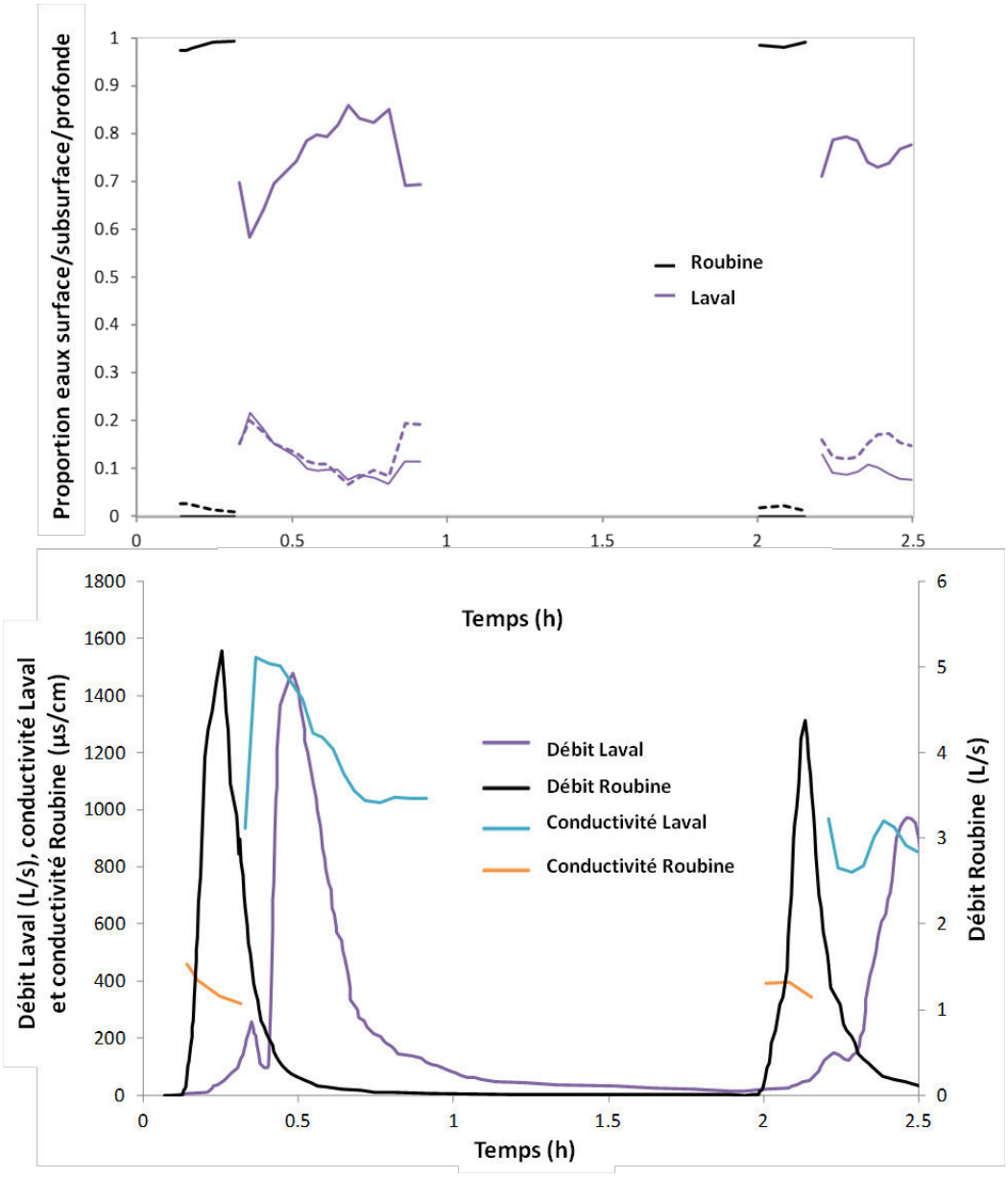


Figure 4.2.7 : Proportions de contribution des pôles de mélange au cours de la crue du 12/09/2016 (trait gras : pôle S ; tiretés : pôle H ; traits fins : pôle N)

3.2 Analyse isotopique

- Pas d'isotopes de l'eau des sous-bassins ni de l'eau du sol avant la crue du 12/09/16
- BP (-10 cm), 15/09/2016 : - 4,38 ‰
- Une pluie le 28/09 --> pas de crue
- BP (-10 cm), 03/10/2016 : -5,1 ‰
- BP (-30 cm), 03/10/2016 : -5,6 ‰

La variation isotopique dans le Laval précise les résultats de l'analyse EMMA. La teneur isotopique dans l'eau prélevée dans le sol le 15/09 est sensiblement plus élevée que celles collectées dans les talwegs au cours de la crue. Cette eau du sol est donc représentative d'un mélange entre l'eau de l'épisode pluvieux du 12/09 et l'eau pré-événementielle, cette dernière étant plus enrichie en raison des effets de l'évaporation. En début de crue, les eaux enrichies sur le Laval pourraient donc indiquer la contribution de cette eau pré-événementielle. Mais cet enrichissement pourrait également être la marque des premières fractions de pluies (Figure 4.2.8). Les eaux du Laval deviennent de plus en plus appauvries avec le temps dans la première phase de crue en lien avec une participation plus évidente de la pluie. Sur la Roubine, l'augmentation du $\delta^{18}O$ en phase avec le débit s'explique par les valeurs très positives de la pluie au tout début de l'épisode. Cet enrichissement isotopique est donc bien la marque du mélange des premières fractions de pluie et confirme les résultats de l'analyse EMMA.

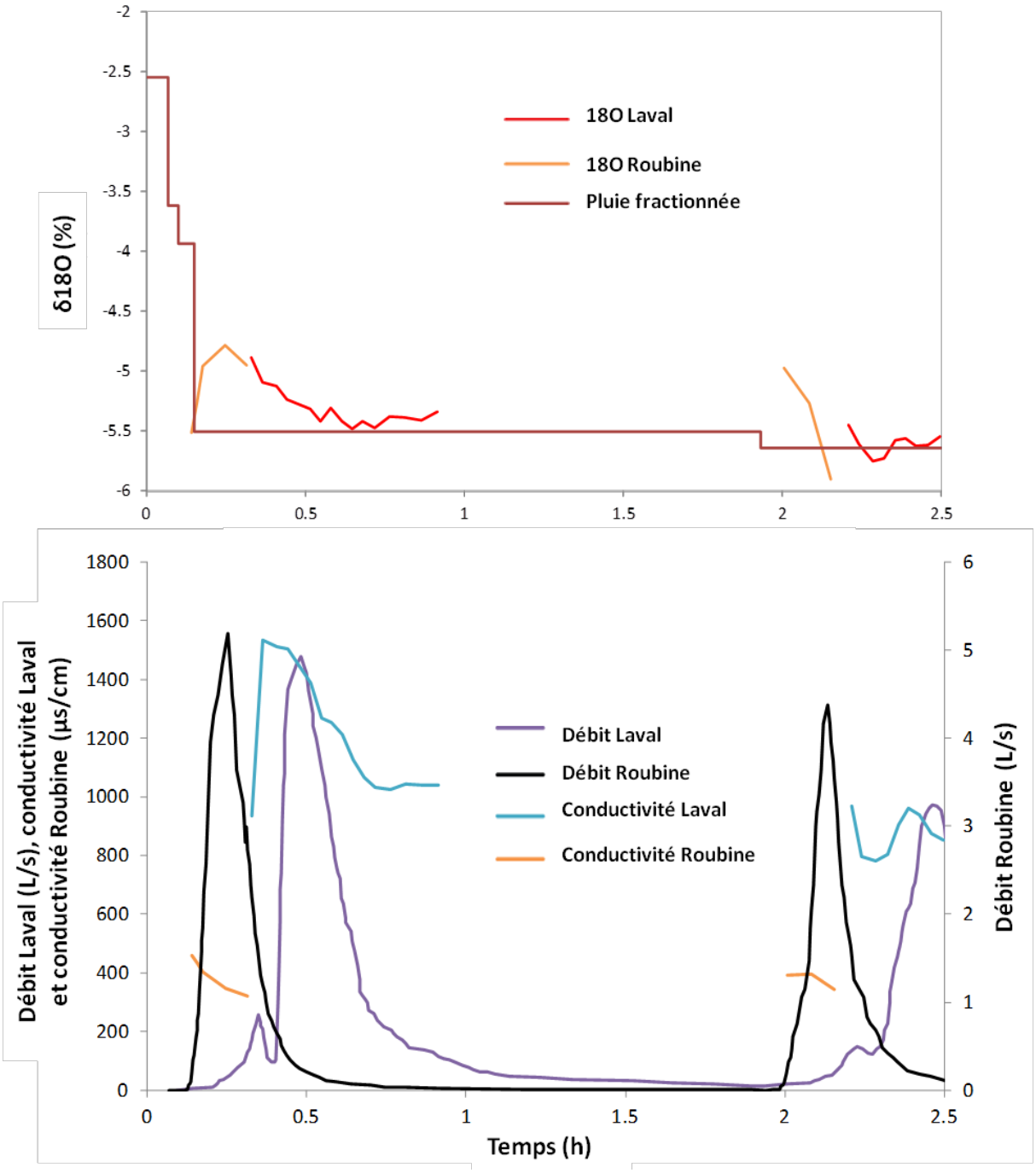


Figure 4.2.8 : Comparaison des teneurs isotopiques dans les eaux du Laval et de la Roubine - crue du 12/09/2016

Synthèse : Sur la Roubine, ruissellement direct simple avec pas ou très peu d'échange avec la matrice du sol. Sur le Laval, contribution de 40 à 20 puis 10 % d'eau ayant échangé avec le sol. Les isotopes ne permettent pas de savoir si cet échange se manifeste sous la forme d'un mélange avec de l'eau pré- événementielle ou s'il s'agit plus simplement de la pluie de l'événement qui a eu le temps d'interagir chimiquement avec le sol.

4 Crue du 05/11/2016

4.1 Analyse EMMA (*End-Member-Mixing-Analysis*)

Pas d'échantillons du Laval pour cette crue. Sur la Roubine, on observe un événement très majoritairement dominé par le ruissellement de surface (>= 90 %) (Figure 4.2.9). Il est très difficile d'apprécier les éventuels échanges avec la matrice du sol au cours de l'événement compte tenu de la grande variabilité des conditions hydrauliques et des pas de temps de prélèvement non adaptés à cette variabilité. Sur le bassin marneux du secteur amont (BV48), on observe une situation déjà relevée à l'échelle du Laval à d'autres occasions. En début de crue, la proportion de contribution du pôle "hypodermique" est assez élevée (de l'ordre de 20 %) et diminue progressivement au cours de l'événement . Ce résultat confirme la capacité du régolithe de marne à transférer de l'eau rapidement, ce rôle n'étant pas seulement joué par les sols plus évolués sous végétation. Sur le bassin BV34 (en grande partie végétalisé), les proportions d'eau issues du pôle "H" sont en moyenne encore plus élevées (situation déjà vue pendant la crue du 03/10/2015). Mais les variations sont également plus erratiques ce qui semblent montrer la sensibilité au ruissellement d'une partie du bassin et l'alternance entre les deux mécanismes.

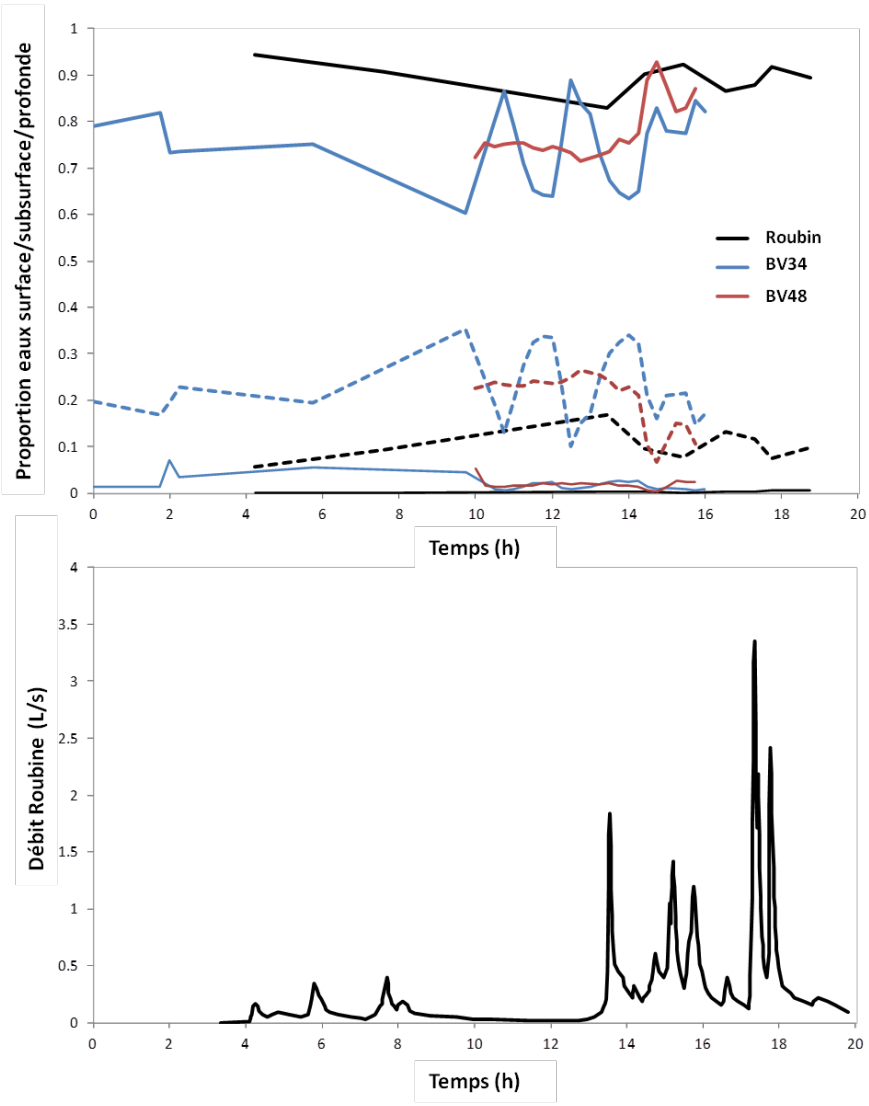


Figure 4.2.9 : Proportions de contribution des pôles de mélange au cours de la crue du 0511/2016 (trait gras : pôle S ; tiretés : pôle H ; traits fins : pôle N)

4.2 Analyse isotopique

- Prélèvement séquentiel de la pluie non disponible. Teneur moyenne de la pluie estimée à -6,17 ‰
- BP (-10 cm), 20/10/2016 : -6,16 ‰
- BP (-30 cm), 20/10/2016: -5,42 ‰
- BP (-10 cm), 04/11/2016, 15 h : -6,12 ‰
- BP (-30 cm), 04/11/2016, 15 h: -5,67 ‰
- BP (-60 cm), 04/11/2016, 15 h: -6,26 ‰
- BP (-10 cm), 05/11/2016 : -5.73 ‰
- BP (-30 cm), 05/11/2016: -6.06 ‰
- BP (-60 cm), 05/11/2016: -6.04 ‰

Cette crue n'est pas favorable à l'interprétation des données isotopiques car les différentes masses d'eau en jeu ont des marquages très voisins. On remarque cependant que la dynamique de variation du signal isotopique dans les eaux des différents sous bassins suit remarquablement celle qui a été observée précédemment avec les traceurs chimiques. On remarque notamment la forte variabilité du traceur sur le bassin BV34 qui indique que les eaux sont appauvries pendant les phases d'augmentation du ruissellement et enrichies quand la part d'eau de subsurface croit (Figure 4.2.10). Comme le d18O est peu susceptible de varier de cette façon au sein de l'épisode pluvieux, il est probable que les phases d'écoulement de subsurface sont caractérisées par un mélange avec de l'eau préexistante à l'événement. Sur le sous-bassin BV48, la variation du signal isotopique est assez amortie à l'image des traceurs chimiques et indique que les eaux deviennent de plus en plus appauvries en ^{18}O au fur et à mesure que la part du ruissellement augmente. Cette situation est tout à fait logique car on s'attend à ce que le signal isotopique dans la pluie s'appauvrisse au cours du temps. Il est cependant impossible de conclure sur la part potentielle d'une eau préexistante dans l'écoulement, notamment en début de crue. Pour la Roubine, le pas de temps de prélèvement non adapté à la dynamique hydrologique ne permet pas de faire une analyse précise.

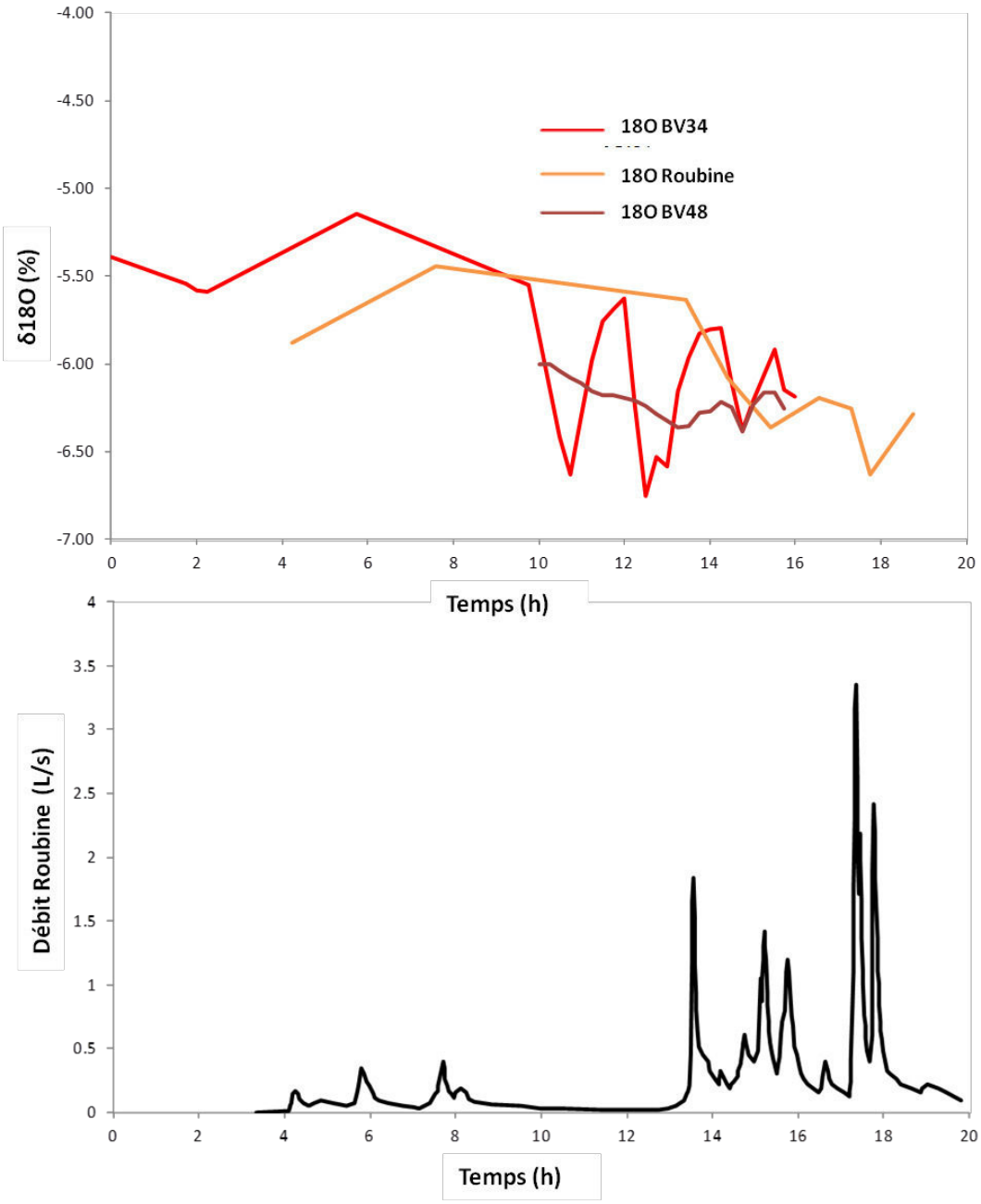


Figure 4.2.10 : Comparaison des teneurs isotopiques dans les eaux de la Roubine, du BV34 et du BV48 - crue du 05/11/2016

Conclusion

Le traçage chimique et isotopique des eaux de crue et inter-crue a permis dans un premier temps de confirmer les travaux déjà menés sur le Laval (Cras *et al.*, 2007) ayant mis en avant une importante proportion d'eau de surface à l'échelle événementielle. Par exemple, la crue du 03.10.2016 est dominée par des écoulements issus de la pluie événementielle, se traduisant par une proportion presque totale (> 90 %) de ruissellement "pur" durant le pic de crue (au sein de tous les sous-bassins investigués). Dans un second temps, l'investigation au sein des sous-bassins internes a montré une mobilisation d'eau préexistante en phase de drainage et même parfois en phase de crue. Ce constat a pu être confirmé par les flux gravitaires enregistrés par le mini-lysimètre (secteur forestier - BV34). Cette eau "ancienne" est associée à des écoulements de subsurface qui s'observent surtout lors de la crue de 05.11.2016 au sein du bassin végétalisé du BV34. La contribution des écoulements hypodermiques monte même jusqu'à 20 % ce jour là, ce qui est assez élevé pour le Laval. Les données de la Roubine montrent également une proportion d'eau ayant transité par les premiers horizons du sol, montrant que le transfert d'eau peut également se produire dans le régolithe (13.09.2015), et pas seulement au niveau des sols plus épais (en secteur végétalisé). Le suivi isotopique incomplet en raison d'un problème d'échantillonnage de la pluie ne permet malheureusement pas systématiquement de savoir si l'eau transitant dans le sol ou le régolithe provient d'un mélange avec de l'eau pré-événementielle ou s'il s'agit de l'eau de la pluie de l'événement qui interagit chimiquement avec le sol.

CONCLUSION GENERALE

Mesures des propriétés hydrodynamiques du régolithe du glissement dit "la Coulée" (source : Stéphane Ruy, 2015)

L'objectif principal de ce travail de thèse était de mesurer puis de spatialiser la teneur en eau des sols, pour caractériser l'impact de l'occupation de surface sur les processus de stockage/déstockage de l'eau et sur la formation des écoulements dans un haut bassin-versant torrentiel. Les résultats obtenus nous permettent de mieux comprendre le comportement du bassin à différentes échelles (saisonnière, journalière, événementielle). Cette conclusion vise à mettre en perspective les différents enseignements tirés dans les quatre chapitres. Des pistes de recherche (d'ordre méthodologique et thématique) seront ensuite proposées.

1 - Mise en évidence de dynamiques de stockage variées en fonction des unités hydro-paysagères

Ce travail a tout d'abord mis en évidence une relation significative entre les données mesurées *in situ* (saturation du sol, EC_a) et certaines variables environnementales (épaisseur des sols, NDVI, pente, rugosité des versants) qui sont essentiellement liées à la morphologie des versants dans les badlands. Ces informations ont permis d'identifier quatre unités hydro-paysagères, dont la contribution aux écoulements de crue dépend de la nature des forçages climatiques et des facteurs de prédisposition (morphologie, sol, couvert végétal, teneur en eau initiale).

- Les secteurs dénudés (Fau 1) : Ils sont pentus (en moyenne 46 °) et présentent une forte rugosité en raison de l'érosion incisant les versants et créant un réseau de talweg dense et homogène au sein d'un substrat peu épais et peu cohésif. D'ailleurs, 91.3 % des drains d'ordre 1 traversent ces versants et 53.6 % y prennent source. La modélisation hydrologique révèle l'apparition des premiers ruissellements dans les têtes de réseau. La faible épaisseur et la nature du régolithe marneux provoquent d'importantes variations de la teneur en eau du substrat et une saturation régulièrement atteinte à l'échelle événementielle. Les écoulements latéraux y sont dominants par rapport aux écoulements verticaux en raison de l'anisotropie du matériau lié au pendage des couches (Calvo-Cases et al., 1991; Castillo et al., 2003, Cantón et al., 2011, Garel et al., 2012). En été, le retard mesuré par les sondes capacitives (entre 10 cm et 20 cm de profondeur) lors d'épisodes pluvieux très intenses (intensité max > 38 mm/h le 24.07.2015 et le 24.08.2015) et courts (< 2h) peut s'expliquer par un processus de ruissellement par refus d'infiltration (82.6 % de ruissellement simulés en marne le 18.06.2016), ou par des écoulements latéraux dans les 10 premiers centimètres du substrat. En automne, la hausse des teneurs en eau observée pendant les précipitations est plus courte en raison d'un taux de saturation déjà élevé. D'ailleurs, la saturation totale est atteinte à l'échelle des sondes capacitives situées en secteur dénudé durant 70 % des épisodes pluvieux d'automne. Ceci entraine une alternance entre les processus de ruissellement par saturation et/ou refus d'infiltration et des écoulements latéraux de subsurface. Au regard de leurs caractéristiques et de la surface totale qu'ils représentent (environ 65 % de la surface du Laval), les versants dénudés constituent des facteurs de prédisposition au ruissellement. Leur contribution a par ailleurs été confirmée par la modélisation et le traçage isotopique.

- les secteurs de pelouse (Fal 2) : Ils sont moins pentus (en moyenne 25.8 °), très peu érodés, orientés au sud, et présentent un sol développé mais peu épais (< 1 m) occupé par une végétation basse et arbustive. Ces secteurs s'observent principalement au sein du sous-bassin 34. La présence d'un sol avec une grande porosité (jusqu'à 45 % localement), sans couverture végétale "haute", favorise des variations de teneur en eau plus rapide qu'ailleurs à l'échelle événementielle. En moyenne, on observe des variations (mesurées par les sondes) environ 90 min après le début de la pluie en secteur de pelouse, contre 120 min en secteur dénudé et 130 min en secteur forestier. L'amplitude et la dynamique des variations de la saturation en secteur de pelouse est similaire aux observations faites dans les secteurs dénudés à l'échelle événementielle (avec une différence moyenne d'environ 22 % de teneur en eau entre la valeur la plus basse et la plus haute par sonde). Les valeurs maximales de teneur en eau y sont plus rapidement atteintes lors des orages d'été (environ 100 min contre environ 700 min lors des crues automnales), pourtant le substrat n'est presque jamais saturé. Par leur localisation, ces secteurs contribuent aux écoulements de crue dans la partie aval du bassin. Les fortes

variations de teneur en eau qui y sont mesurées ainsi que les mesures réalisées par le mini-lysimètre amènent à penser qu'il s'y produit des écoulements de subsurface dont une part est probablement de type préférentiel, en raison de la faune souterraine (surtout en secteur végétalisé), même si la modélisation hydrologique a montré une contribution aux écoulements de crue sous forme de ruissellement.

- les secteurs forestiers (Fau 2, Fal 1, Fal 2, Fal 3, Fal 4, Fal 5, Fal 6) : Ils sont caractérisés par un sol épais (50 cm - 120 cm ; jusqu'à 4 m au niveau de l'interfluve) et couverts par une végétation dense (arbustive et forestière) installée sur des versants moyennement pentus (en moyenne 29.5 °). Les variations des teneurs en eau sont observées presque toujours en décalage par rapport aux autres environnements (en moyenne 10 min plus tard que les secteurs dénudés et 30 min plus tard que les secteurs de pelouse) en raison de l'interception par la canopée. La faible amplitude des teneurs en eau (en moyenne 16 % de teneur en eau) s'explique par des taux de saturation qui restent élevés entre les épisodes pluvieux, à cause d'un drainage plus lent. Les dynamiques de variation de la teneur en eau associées à ce secteur sont assez amorties ce qui laisse penser que le processus de stockage y est majoritaire, notamment lors des crues d'été, et que des écoulements de subsurface et du ruissellement peuvent soutenir les débits de crue seulement lors des précipitations d'automne. La modélisation hydrologique a démontré une proportion croissante d'eau issue du ruissellement sur les versants forestiers de l'été vers la fin de l'automne.

- les secteurs de type pionnier (Fau 1, Fau 2, Fal 1, Fal 2, Fal 3, Fal 4) : Situés sur les interfluves et au contact avec des secteurs dénudés ou forestiers, ils sont composés majoritairement d'une végétation basse même si on observe parfois la présence plus ou moins dense d'épineux et de feuillus installées sur le régolithe marneux (Fau 2). La colonisation de la marne par des espèces végétales, et la pédogénèse associée, entraine une stabilisation du substrat et l'apparition localement d'un sol plus ou moins développé permettant un stockage de l'eau**.** D'ailleurs, ce type de secteur est associé à une dynamique de teneur en eau très proche de celle observée en forêt, donc liée à un processus de stockage. Ces versants contribuent à la hausse de la saturation des versants adjacents et ils favorisent la formation du ruissellement sur les versants dénudés qu'ils surplombent.

2 - L'état hydrique initial et l'intensité maximale des pluies : deux facteurs clefs au cœur du modèle conceptuel de fonctionnement des crues d'été et d'automne

Le protocole mis en œuvre a permis de caractériser le poids de chaque processus d'écoulement. Les mesures de teneur en eau des sols réalisées entre 10 et 20 cm de profondeur démontrent une saturation des sols sur des pas de temps courts, en lien avec les pics de crue, notamment lors des épisodes d'automne. Des écoulements de subsurface sont observés dans tous les versants du Laval (et ce, quel que soit le type d'occupation de surface observé), tandis que le ruissellement de surface par saturation (non identifié par les sondes de teneur en eau) est un processus qui se manifeste au niveau des versants dénudés, notamment à cause de l'épaisseur réduite du régolithe (ce qui est montré cette fois-ci par de la modélisation hydrologique). Toutefois, le processus de ruissellement par refus d'infiltration est bien le processus d'écoulement prédominant à l'échelle événementielle. Il est majoritaire (de 83.3 % à 93 % sur les crues modélisées) par rapport aux écoulements de subsurface (de 7 % à 13.1 % sur les crues modélisées). Les analyses chimiques et isotopiques confortent ce constat en mettant en évidence une forte proportion d'eau de surface lors des pics de crue (entre 71 % et 98 %) dans les sous-bassins dont la part de surfaces dénudées est principale.

La réponse hydrologique du Laval n'est reste pas moins complexe et non linéaire : elle dépend de l'organisation spatio-temporelle des écoulements, qui eux-mêmes dépendent de deux facteurs essentiels : l'état hydrique initial du bassin versant (qui conditionne les types d'écoulement) et l'intensité pluvieuse (qui détermine l'ordre de grandeur des débits produits). Nous proposons ici un modèle de fonctionnement hydrologique du bassin en fonction de la saison, de l'état hydrique initial et de l'intensité pluviométrique

maximale (Fig. 5.1). La teneur en eau initiale a été divisée en deux classes correspondant à l'état hydrique moyen du bassin versant : < 25 % pour un état sec à humide ; > 25 % pour un été humide à très humide. Ces classes sont été choisies en fonction des observations de terrain. L'intensité pluviométrique a été aussi divisée en deux classes qui apparaissent clairement dans les analyses pluviométriques. D'un côté des faibles intensités maximales inférieures à 25 mm/h (sur 15 min) et de l'autre des intensités maximales élevées supérieures variant de 35 à 58 mm/h (sur 15 min). Le seuil de 30 mm/h (sur 15min) a donc été retenu pour séparer ces deux classes.

En été, la combinaison d'une faible teneur en eau initiale et d'une faible intensité pluviométrique maximale entraine des débits faibles à moyens (< 5000 l/s). A l'inverse, la combinaison d'une teneur en eau initiale élevée et d'une forte intensité pluviométrique maximale entraine des débits moyens à élevés (< 5000 l/s). Il semblerait alors que les processus de ruissellement par refus d'infiltration et les écoulements de subsurface interagissent même si la part de ruissellement reste majoritaire. En automne, la combinaison de la teneur en eau initiale et de l'intensité maximale des précipitations entrainent soit des débits max faibles soit des débits max élevés, sans situation intermédiaire. Les débits faibles sont initiés dès lors qu'un des deux facteurs (teneur en eau initiale ou intensité pluviométrique max) présentent des valeurs faibles. Les faibles débits associés résultent alors de processus d'écoulement de subsurface et de ruissellement par refus d'infiltration. En revanche, lorsque la teneur en eau initiale et l'intensité pluviométrique maximale sont élevées, les débits sont systématiquement très importants, et ils résultent des trois processus d'écoulement qui s'emboîtent dans le temps et dans l'espace.

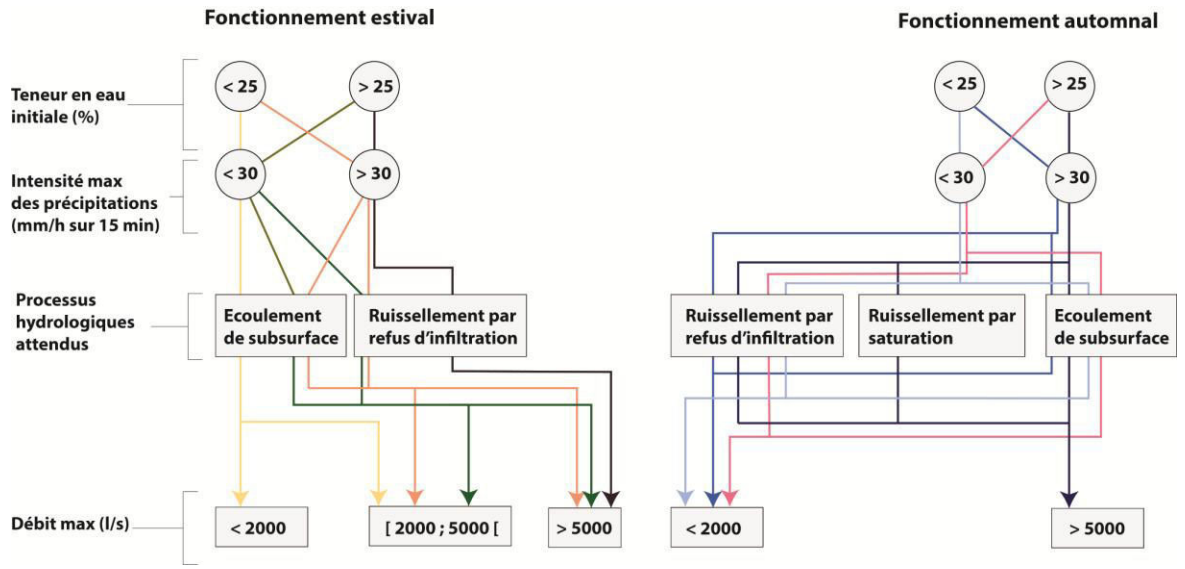


Figure 5.1 : Impact de la teneur en eau initiale et de l'intensité maximale des précipitations sur les processus hydrologiques et les débits associés. Modèle conceptuel des crues d'été et d'automne.

3 – L'importance de l'organisation spatio-temporelle des écoulements

L'agencement spatial des sous-bassins influencent par ailleurs la dynamique temporelle de la réponse hydrologique globale du bassin versant. Chaque sous-bassin présente des caractéristiques différentes, avec des réactions tout aussi variables : les hauteurs d'eau sont plus élevées dans les sous-bassins 51 et 52 (malgré une largeur de chenal plus importante, entre 4 m et 5 m) que dans les sous-bassins 34 et 48 (largeur d'1,50m). En revanche, les hauteurs d'eau mesurées à l'exutoire du sous-bassin 34 (végétalisé à plus de 80 %) ont systématiquement été inférieures aux autres bassins, ce qui permet de confirmer le rôle tampon joué par la

végétation, et notamment celui de la forêt. Mais plus que leurs réponses propres, c'est leur position au sein du bassin qui va conditionner la réponse globale. Si les bassins réactifs se situaient par exemple en amont du bassin, la réponse mesurée à l'échelle globale serait progressive, avec des pointes de crue plus faibles et des durées de crue plus grandes, alors que si les bassins les plus réactifs se situaient tous à proximité de l'exutoire global, les réactions seraient encore plus soudaines. Dans la configuration actuelle, les temps de transfert entre les sous-bassins sont assez faibles (écart moyen de 7 minutes mesuré entre les sous-bassins n° 34, 48, 51 et 52) (Figure 5.2) mais tout de même non négligeables au regard de la taille du Laval. L'écart temporel entre l'enregistrement du niveau d'eau maximal à l'exutoire des sous-bassins et le Q_{max} mesuré à l'exutoire du Laval (en moyenne 15 min d'écart avec le sous-bassin 34, 16 min avec le sous-bassin 48, et 14 min avec le sous-bassin 51) illustre toutefois une plus grande réactivité des sous-bassins situés à l'amont.

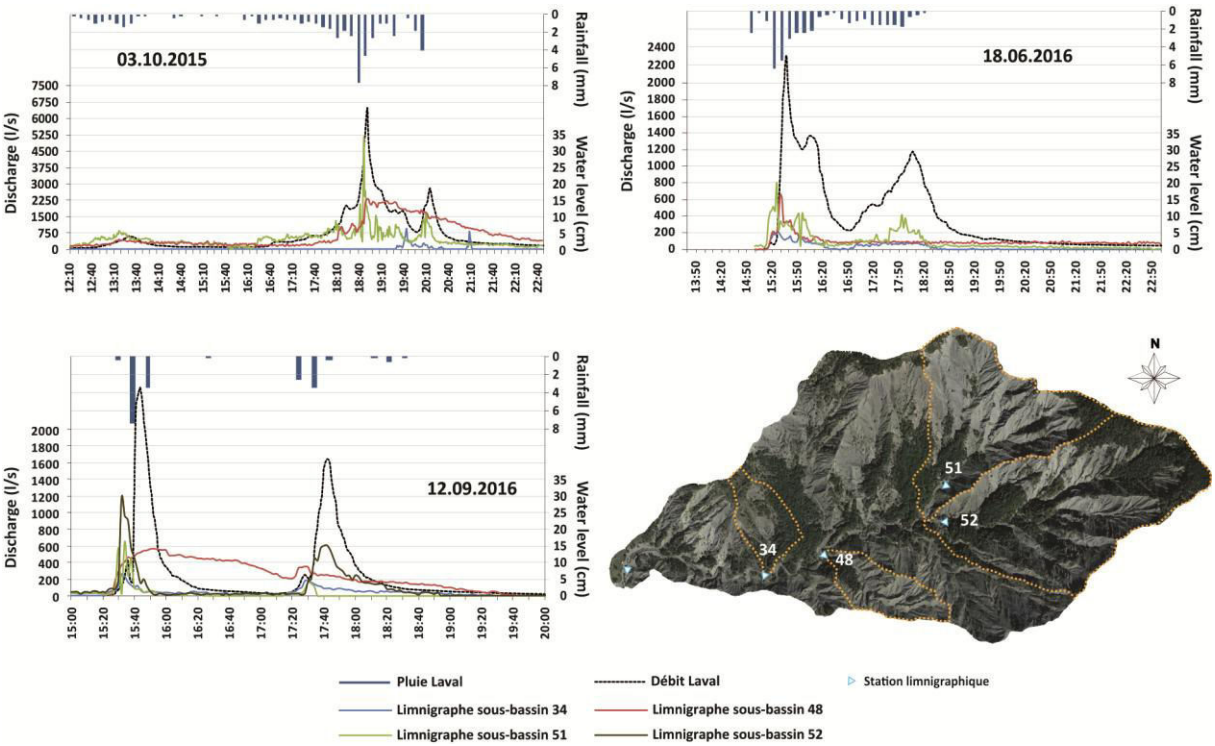


Figure 5.2 : Variations des hauteurs d'eau mesurées à l'exutoire des sous-bassins 34, 48, 51 et 52. Exemples de deux crues d'automne et d'une crue d'été.

Afin de représenter l'organisation spatio-temporelle des écoulements à l'échelle événementielle, nous proposons un modèle conceptuel du fonctionnement du Laval. Pour cela, nous caractérisons trois pics de crues initiés par des conditions hydriques initiales et des forçages climatiques différents correspondant à l'été, le début d'automne et la fin de l'automne. (Figure 5.3)

1. Première crue d'été après une longue période sans précipitations : La teneur en eau des sols est très basse et proche de la capacité au champ par endroit. Une pluie orageuse, courtes, avec de fortes intensités max mais des cumuls assez peu élevés entraîne l'apparition d'un pic de crue élevé à très élevé (> 2500 l/s). Le coefficient d'écoulement est assez faible (< 0.3) mais le coefficient de ruissellement est élevé (ruissellement par refus d'infiltration majoritaire). Les écoulements sont concentrés au niveau du réseau de drainage et sont alimentés par du ruissellement initié à proximité des talwegs. La contribution des versants végétalisés est très faible.

2. Crue de septembre : Le bassin a commencé à s'humidifier et un orage aux intensités maximales, similaires à celles des orages d'été, mais plus long, entraîne une rapide hausse de la saturation du substrat déjà humecté par les pluies précédentes laissant apparaitre du ruissellement de subsurface en zone dénudée mais également

en zone végétalisée. Le ruissellement se déploie du réseau de drainage vers les versants adjacents avec une alternance entre écoulements de subsurface et ruissellement sur les versants dénudés selon la microtopographie et les variations d'épaisseur du régolithe.

3. Crue d'octobre/novembre : Si le bassin montre des valeurs de teneur en eau proches de la saturation en raison de cumuls pluviométriques importants depuis septembre, alors les pluies longues avec des intensités max faibles donnent lieu à des Q_{max} faible malgré un cumul pluviométrique important. Les sols végétalisés atteignent rapidement la saturation en forêt et on peut associer cette saturation aux écoulements de subsurface et même à du ruissellement lorsque l'intensité augmente. Le régolithe alterne entre des phases de saturation et des phases de drainage suivant les variations d'intensité des pluies. Les écoulements dans les marnes s'effectuent en subsurface dans le régolithe et la part de ruissellement reste supérieure à celles des autres processus mais diminue progressivement depuis l'été.

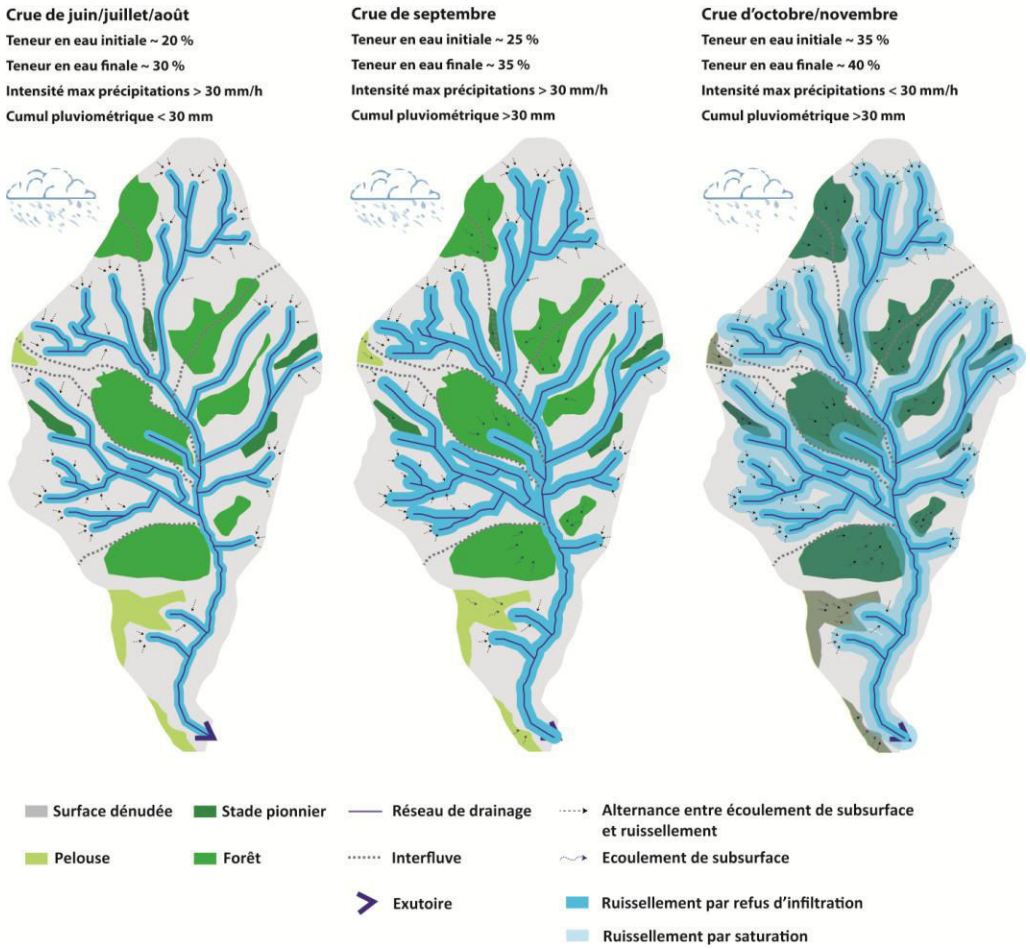


Figure 5.3 : Modèle conceptuel du fonctionnement hydrologique du bassin du Laval lors d'un pic de crue. Exemple pour trois situations saisonnières distinctes en termes d'état hydrique initiale et de forçage pluviométrique

4. Ouverture et perspectives

D'un point de vue méthodologie

La mesure de la teneur en eau des sols a été guidée par une approche « experte », c'est à dire basée sur la connaissance des principales unités hydro paysagères. Cette approche visait à mieux comprendre le

fonctionnement global du Laval à partir d'un nombre de capteurs réduit installés sur des versants aux comportements hydrologiques variés. Notre objectif a été atteint, dans le sens où les écoulements observés au sein des unités hydro-paysagères choisies et investiguées sont révélateurs des sous-bassins amont, qui génèrent des réponses particulières et variables dans le temps, et les capteurs permettent d'identifier certains seuils de déclenchement des crues torrentielles y étant observées, aux échelles locales et à l'échelle globale. Nos résultats remettent eux aussi en cause la notion d'homogénéité que sous-tend la notion de « bassin versant » (Douvinet et Delahaye, 2010 ; Viel *et al.*, 2014) : la réponse globale traduit en effet la combinaison de toutes les interactions locales internes et efficaces, mais elle masque également les sous-unités fonctionnelles.

De manière plus spécifique, l'investigation terrain a aussi mis en avant une réelle difficulté à mesurer la teneur en eau dans le régolithe à l'aide de sondes capacitives (difficulté d'installation des sondes, problème de contact sol-électrodes en raison du manque de cohésion du substrat, interprétation des données délicate et plus difficile que dans d'autres environnements). Des discussions avaient déjà eu lieu au cours de la thèse sur un tel protocole de mesure, et l'utilisation de méthodes non invasives avait été évoquée, telles que l'imagerie par « proxi détection ». Le suivi photographique à très haute résolution temporelle des variations de couleur de la marne en surface pourrait en effet être un moyen d'identifier l'extension des zones saturées (depuis le fond de talweg vers les versants) et la connexion des surfaces saturées depuis les versants. Les contraintes liées à ce genre d'approche (la luminosité doit être similaire au cours de l'épisode pour comparer et analyser les images) nous avaient toutefois amené à abandonner un tel protocole. Il pourrait aussi être intéressant de voir s'il existe une relation significative entre l'état hydrique moyen du bassin versant (mesuré par les sondes capacitives) et un indicateur plus synthétique ne demandant pas de mesure *in situ* tel que l'API (Antecedent Precipitation Index). Si c'est le cas, l'API pourrait alors permettre de mieux comprendre la réponse du bassin à l'échelle saisonnière, mais aussi de modéliser les crues passées pour lesquelles on ne dispose pas de données sur la teneur en eau des sols, et d'alimenter ainsi davantage le modèle conceptuel de fonctionnement du Laval.

En parallèle, nos résultats posent la question de l'utilisation de modèle simplifiés pour comprendre des processus complexes dans des environnements montagneux où la topographie joue un rôle déterminant sur l'occupation de surface, les sols qui s'y sont formés, et la nature des processus d'écoulement. Peut-on imaginer une modélisation dans d'autres *badlands* en simplifiant l'occupation de surface en deux classes : zone dénudée ou végétalisée ? Peut-on imaginer une modélisation uniquement basée sur la topographie comme le proposent Gao *et al.* (2018) ? Ces perspectives nécessitent que la résolution du MNT soit cohérente avec la taille du bassin versant utilisé. Ces observations posent également la question de l'optimisation des modèles opérationnels sur des bassins de plus grande taille : est-ce que l'approche "experte" permettrait de caractériser un nombre d'unités hydro-paysagères suffisant malgré un nombre de sous-bassins fonctionnels augmentant inévitablement avec la surface étudiée ? Si oui, on pourrait disposer de mesures *in situ* à partir d'une investigation à coût réduit. Cela permettrait d'améliorer la prévision du risque inondation à plus grande échelle, en réduisant les incertitudes liées à l'attribution de valeurs de type "constantes" par type de sol et/ou de végétation.

D'un point de vue thématique

Cette étude permet d'alimenter la réflexion sur la lutte contre l'érosion, thématique qui fait l'objet de nombreux travaux au sein de l'ORE Draix-Bléone. Divers travaux de génie écologique ont par exemple été menés dans les BVRE de Draix pour réduire l'érosion en végétalisant les talwegs des ravines élémentaires (Rey *et al.*, 2001). Toutefois, nos travaux montrent que les zones situées en position d'interfluve, adjacentes aux versants dénudés, alimentent directement le ruissellement depuis les têtes de versant (notamment les plus pentus). Dès lors, il semblerait judicieux de végétaliser ces interfluves, pour favoriser la pédogénèse permettant l'apparition d'un sol sur le régolithe, augmenter le stockage de l'eau et la part des écoulements de subsurface au détriment du ruissellement de surface, et réduire potentiellement l'érosion dans les marnes noires. Le traçage chimique et isotopique des eaux du sous-bassin 34 (80 % végétalisé) confirme une

proportion d'écoulement de subsurface supérieure à ce qui a été mesuré à l'exutoire des sous-bassins dénudés (BV 48, Roubine). Or, la faible germination dans les badlands est fortement liée au faible temps de résidence des eaux dans le régolithe ainsi qu'aux propriétés physico-chimique du régolithe (Mathys, 2006).

Le recours à la modélisation hydrologique distribuée à base physique (DHSVM) a par ailleurs permis de révéler des processus d'écoulements différents sur les versants dénudés ou végétalisés. Elle met également en avant l'importance des paramètres liés au sol : toutes les zones où la pédogénèse s'est produite sont des zones plus propices au stockage (forêt, stade pionnier) et/ou aux écoulements de subsurface (pelouse), alors que les zones dénudées sont sensibles au ruissellement de surface en raison de la faible épaisseur et des propriétés hydrodynamiques du régolithe, et des fortes pentes associées. Nos résultats amènent sur ce point à nous poser des questions en lien avec l'évolution de l'occupation du sol sur le bassin versant du Laval : en considérant que les épisodes pluvieux pouvaient avoir les mêmes intensités qu'aujourd'hui, comment le bassin réagissait il y a 150 ans, quand les taux de surfaces dénudées dépassaient près de 80% du bassin, et que se passerait-il si le bassin versant était ou devenait complètement végétalisé ? On pourrait imaginer que le réseau de talweg serait bien moins dense et que la réponse du bassin ressemblerait alors davantage à celle actuelle du Brusquet (bassin boisé) qui lui était dénudé au début du 20ème siècle. En conservant les pourcentages des principaux types d'occupation de surface mesurés à l'échelle globale, que se passerait-il si on changeait la répartition des surfaces dénudées ou végétalisées ? Si tous les secteurs végétalisés étaient situés dans la partie aval du bassin versant, est-ce que la réponse serait plus faible qu'actuellement, ou seraient-ils incapables de réduire les crues puisque les débits seraient concentrés dans les fonds de talwegs ? Ces questions pourraient faire l'objet d'une nouvelle modélisation plus expérimentale, prenant en compte divers scénarios d'évolution de l'occupation de surface (thèse en cours d'Alexandra Carrière) en fonction du changement climatique, pour mesurer l'impact futur des crues torrentielles sur les bassins versants aval.

A

Abdu, H., Robinson, D.A., Seyfried, M., Jones, S.B., 2008a. Geophysical imaging of watershed subsurface patterns and prediction of soil texture and water holding capacity. Water Resour. Res. 44, W00D18. https://doi.org/10.1029/2008WR007043

Ajami, H., Khan, U., Tuteja, N.K., Sharma, A., 2016. Development of a computationally efficient semi-distributed hydrologic modeling application for soil moisture, lateral flow and runoff simulation. Environmental Modelling & Software 85, P319–331. https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2016.09.002

Alexander, R.B., Boyer, E.W., Smith, R.A., Schwarz, G.E., Moore, R.B., 2007a. The Role of Headwater Streams in Downstream Water Quality. J Am Water Resour Assoc 43, P41–59. https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2007.00005.x

Altdorff, D., Hebel, C. von, Borchard, N., Kruk, J. van der, Bogena, H.R., Vereecken, H., Huisman, J.A., 2017. Potential of catchment-wide soil water content prediction using electromagnetic induction in a forest ecosystem. Environ Earth Sci 76, 111. https://doi.org/10.1007/s12665-016-6361-3

Amiri, R., Weng, Q., Alimohammadi, A., Alavipanah, S.K., 2009. Spatial–temporal dynamics of land surface temperature in relation to fractional vegetation cover and land use/cover in the Tabriz urban area, Iran. Remote Sensing of Environment 113, 2606–2617. https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.07.021

Antoine, J.M., Desailly, B., Peltier, A., 2009. Sources historiques et problématiques de recherche en géographie des risques naturels. Géocarrefour 2009, n° Vol. 84/4. https://doi.org/10.4000/geocarrefour.7519.

Aubert, M., 2012. Caractérisation de l'état de surface des sols nus agricoles par imagerie radar TerraSAR-X (phdthesis). AgroParisTech.

B

Bailey, R.W., Becraft, R.J., Forsling, C.L., 1934. Floods and Accelerated Erosion in Northern Utah. U.S. Government Printing Office.

Balsamo, G., Pappenberger, F., Dutra, E., Viterbo, P., Hurk, B. van den, 2011. A revised land hydrology in the ECMWF model: a step towards daily water flux prediction in a fully-closed water cycle. Hydrological Processes 25, 1046–1054. https://doi.org/10.1002/hyp.7808

Bárdossy, A., Lehmann, W., 1998. Spatial distribution of soil moisture in a small catchment. Part 1: geostatistical analysis. Journal of Hydrology 206, P1–15. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00152-2

Barriendos Valve, M., Bellet, R., Lluís, J., Tuset Mestre, J., Mazón Bueso, J., Solanes, B., Carles, J., Pino González, D., Ayala, J.L., 2014. The "Prediflood" database of historical floods in Catalonia (NE Iberian Peninsula) AD 1035–2013, and its potential applications in flood analysis. Hydrology and Earth system sciences 18, P4807–4823. https://doi.org/10.5194/hess-18-4807-2014

Bechet, J., Duc, J., Loye, A., Jaboyedoff, M., Mathys, N., Malet, J.P., Klotz, S., Le Bouteiller, C., Rudaz, B., Travelletti, J., 2016. Detection of seasonal cycles of erosion processes in a black marl gully from a time series of high-resolution digital elevation models (DEMs). Earth Surface Dynamics 4, P781–798. https://doi.org/10.5194/esurf-4-781-2016

Beguería, S., López-Moreno, J.I., Lorente, A., Seeger, M., García-Ruiz, J.M., 2003. Assessing the Effect of Climate Oscillations and Land-use Changes on Streamflow in the Central Spanish Pyrenees. AMBIO: A Journal of the Human Environment 32, P283–286. https://doi.org/10.1579/0044-7447-32.4.283

Benda, L., Hassan, M.A., Church, M., May, C.L., 2005. Geomorphology of Steepland Headwaters: The Transition from Hillslopes to Channels1. JAWRA Journal of the American Water Resources Association 41, P835–851. https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2005.tb03773.x

Beven, K. J., Kirkby, M.J. 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. Hydrological Sciences Bulletin 24, n° 1. P43- 69. https://doi.org/10.1080/02626667909491834.

Beven, K.J., Kirkby, M.J., Schofield, N., Tagg, A.F., 1984. Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. Journal of Hydrology 69, P119–143. https://doi.org/10.1016/0022-1694(84)90159-8

Beven, K., Binley, A., 1992. The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction. Hydrol. Process. 6, 279–298. https://doi.org/10.1002/hyp.3360060305

Bishop, K., Buffam, I., Erlandsson, M., Fölster, J., Laudon, H., Seibert, J., Temnerud, J., 2008. Aqua Incognita: the unknown headwaters. Hydrol. Process. 22, P1239–1242. https://doi.org/10.1002/hyp.7049

Biswas, A., Si, B.C., 2011. Identifying scale specific controls of soil water storage in a hummocky landscape using wavelet coherency. Geoderma 165,P50–59. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.07.002

Blavoux, B., 1978. Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium: possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée.

Blonquist, J.M., Jones, S.B., Robinson, D.A., 2005. Standardizing Characterization of Electromagnetic Water Content Sensors. Vadose Zone Journal 4, 1059–1069. https://doi.org/10.2136/vzj2004.0141

Blöschl, G., Blaschke, A.P., Broer, M., Bucher, C., Carr, G., Chen, X., Eder, A., Exner-Kittridge, M., Farnleitner, A., Flores-Orozco, A., Haas, P., Hogan, P., Kazemi Amiri, A., Oismüller, M., Parajka, J., Silasari, R., Stadler, P., Strauss, P., Vreugdenhil, M., Wagner, W., Zessner, M., 2016. The Hydrological Open Air Laboratory (HOAL) in Petzenkirchen: a hypothesis-driven observatory. Hydrol. Earth Syst. Sci. 20, 227–255. https://doi.org/10.5194/hess-20-227-2016

Blume, T., Zehe, E., Bronstert, A., 2007. Rainfall—runoff response, event-based runoff coefficients and hydrograph separation. Hydrological Sciences Journal 52, P843–862. https://doi.org/10.1623/hysj.52.5.843

Blume, T., Tromp van-Meerveld, H.J., 2015. From hillslope to stream: methods to investigate subsurface connectivity. WIREs Water 2, 177–198. https://doi.org/10.1002/wat2.1071

Blume, T., Zehe, E., Reusser, D.E., Iroumé, A., Bronstert, A., 2008. Investigation of runoff generation in a pristine, poorly gauged catchment in the Chilean Andes I: A multi-method experimental study. Hydrological Processes 22, P3661–3675. https://doi.org/10.1002/hyp.6971

Blume, T., Zehe, E., Bronstert, A., 2009. Use of soil moisture dynamics and patterns at different spatio-temporal scales for the investigation of subsurface flow processes. Hydrol. Earth Syst. Sci. 13, P1215–1233. https://doi.org/10.5194/hess-13-1215-2009

Blyth, E.M., Finch, J., Robinson, M., Rosier, P., 2004. Can soil moisture be mapped onto the terrain? Hydrology and Earth System Sciences Discussions 8, 923–930.

Boer, M., Del Barrio, G., Puigdefábres, J., 1996. Mapping soil depth classes in dry Mediterranean areas using terrain attributes derived from a digital elevation model. Geoderma 72, P99–118. https://doi.org/10.1016/0016-7061(96)00024-9

Bogena, H., Schulz, K., Vereecken, H., 2006. Towards a network of observatories in terrestrial environmental research. Advances in Geosciences 9, P109–114.

Bogena, H.R., Huisman, J.A., Oberdörster, C., Vereecken, H., 2007. Evaluation of a low-cost soil water content sensor for wireless network applications. Journal of Hydrology 344, 32–42. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.06.032

Bogena, H.R., Herbst, M., Huisman, J.A., Rosenbaum, U., Weuthen, A., Vereecken, H., 2010a. Potential of Wireless Sensor Networks for Measuring Soil Water Content Variability. Vadose Zone Journal 9, 1002–1013. https://doi.org/10.2136/vzj2009.0173

Boisvert, J.B., Gwyn, Q.H.J., Chanzy, A., Major, D.J., Brisco, B., Brown, R.J., 1997. Effect of surface soil moisture gradients on modelling radar backscattering from bare fields. International Journal of Remote Sensing 18, 153–170. https://doi.org/10.1080/014311697219330

Bosch, J.M., Hewlett, J.D., 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. Journal of Hydrology 55, P3–23. https://doi.org/10.1016/0022-1694(82)90117-2

Brammer, D., n.d. 1996. Hydrologie des collines dans un petit bassin versant boisé, Maimai, Nouvelle-Zélande

Braud, I., Ayral, P.-A., Bouvier, C., Branger, F., Delrieu, G., Le Coz, J., Nord, G., Vandervaere, J.-P., Anquetin, S., Adamovic, M., Andrieu, J., Batiot, C., Boudevillain, B., Brunet, P., Carreau, J., Confoland, A., Didon-Lescot, J.-F., Domergue, J.-M., Douvinet, J., Dramais, G., Freydier, R., Gérard, S., Huza, J., Leblois, E., Le Bourgeois, O., Le Boursicaud, R., Marchand, P., Martin, P., Nottale, L., Patris, N., Renard, B., Seidel, J.-L., Taupin, J.-D., Vannier, O., Vincendon, B., Wijbrans, A., 2014. Multi-scale hydrometeorological observation and modelling for flash flood understanding. Hydrol. Earth Syst. Sci. 18, P3733–3761. https://doi.org/10.5194/hess-18-3733-2014

Bravard, J.P., Petit, F., 2000. Les cours d'eau : dynamique du système fluvial. In: L'information géographique, Vol. 62, N°2, 1998. 93p

Brevik, E.C., Fenton, T.E., Lazari, A., 2006. Soil electrical conductivity as a function of soil water content and implications for soil mapping. Precision Agric 7, P393–404. https://doi.org/10.1007/s11119-006-9021-x

Brillante, L., Bois, B., Mathieu, O., Bichet, V., Michot, D., Lévêque, J., 2014. Monitoring soil volume wetness in heterogeneous soils by electrical resistivity. A field-based pedotransfer function. Journal of Hydrology, Determination of soil moisture: Measurements and theoretical approaches 516, 56–66. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.052

Brocca, L., Morbidelli, R., Melone, F., Moramarco, T., 2007. Soil moisture spatial variability in experimental areas of central Italy. Journal of Hydrology 333, 356–373. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.09.004

Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., Morbidelli, R., 2009. Soil moisture temporal stability over experimental areas in Central Italy. Geoderma 148, 364–374. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.11.004

Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., Morbidelli, R., 2010. Spatial-temporal variability of soil moisture and its estimation across scales. Water Resour. Res. 46, W02516. https://doi.org/10.1029/2009WR008016

Brocca, L., Hasenauer, S., Lacava, T., Melone, F., Moramarco, T., Wagner, W., Dorigo, W., Matgen, P., Martínez-Fernández, J., Llorens, P., Latron, J., Martin, C., Bittelli, M., 2011. Soil moisture estimation through ASCAT and AMSR-E sensors: An intercomparison and validation study across Europe. Remote Sensing of Environment 115, 3390–3408. https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.08.003

Brochot, S., 1997. Les bassins versants de Draix. Géologie.2p.

Bronstert, A., Creutzfeldt, B., Graeff, T., Hajnsek, I., Heistermann, M., Itzerott, S., Jagdhuber, T., Kneis, D., Lück, E., Reusser, D., Zehe, E., 2012. Potentials and constraints of different types of soil moisture observations for flood simulations in headwater catchments. Nat Hazards 60, 879–914. https://doi.org/10.1007/s11069-011-9874-9

Brunet, P., Clément, R., Bouvier, C., 2010. Monitoring soil water content and deficit using Electrical Resistivity Tomography (ERT) – A case study in the Cevennes area, France. Journal of Hydrology 380, 146–153. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.10.032.

Buttle, J.M., Metcalfe, R.A., 2000. Boreal forest disturbance and streamflow response, northeastern Ontario. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 57, 5–18. https://doi.org/10.1139/f00-107

C

Calamita *et al.*, 2015 Calamita, G., Perrone, A., Brocca, L., Onorati, B., Manfreda, S., 2015. Field test of a multi-frequency electromagnetic induction sensor for soil moisture monitoring in southern Italy test sites. Journal of Hydrology 529, 316–329. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.07.023

Calvo-Cases, A., Harvey, A.M., Paya-Serrano, J., Alexander, R.W., 1991. Response of badland surfaces in south east Spain to simulated rainfall. Cuaternario y Geomorfologia, 5, 3-14

Campbell, J.E., 1990. Dielectric Properties and Influence of Conductivity in Soils at One to Fifty Megahertz. Soil Science Society of America Journal 54, 332–341. https://doi.org/10.2136/sssaj1990.03615995005400020006x

Cantón, Y., Solé-Benet, A., Lázaro, R., 2003. Soil–geomorphology relations in gypsiferous materials of the Tabernas Desert (Almería, SE Spain). Geoderma 115, 193–222. https://doi.org/10.1016/S0016-7061(03)00012-0

Cantón, Y., Solé-Benet, A., de Vente, J., Boix-Fayos, C., Calvo-Cases, A., Asensio, C., Puigdefábregas, J., 2011. A review of runoff generation and soil erosion across scales in semiarid south-eastern Spain. Journal of Arid Environments, Deserts of the World Part IV: Iberian Southeast 75, 1254–1261. https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2011.03.004

Carlson, T.N., Gillies, R.R., Perry, E.M., 1994. A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer surface soil water content and fractional vegetation cover. Remote Sensing Reviews 9, 161–173. https://doi.org/10.1080/02757259409532220

Castillo, V.M., Gómez-Plaza, A., Martínez-Mena, M., 2003. The role of antecedent soil water content in the runoff response of semiarid catchments: a simulation approach. Journal of Hydrology 284, 114–130. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00264-6

Chaney, N., Roundy, J., Herrera-Estrada, J., Wood, E., High-resolution modeling of the spatial heterogeneity of soil moisture: Applications in network design. Water Resources Research Vol.51, P619-638. https://doi.org/10.1002/2013WR014964

Chen Jiquan, Franklin Jerry F., Spies Thomas A., 1995. Growing-Season Microclimatic Gradients from Clearcut Edges into Old-Growth Douglas-Fir Forests. Ecological Applications 5, 74–86. https://doi.org/10.2307/1942053

Clark Martyn P., Fan Ying, Lawrence David M., Adam Jennifer C., Bolster Diogo, Gochis David J., Hooper Richard P., Kumar Mukesh, Leung L. Ruby, Mackay D. Scott, Maxwell Reed M., Shen Chaopeng, Swenson Sean C., Zeng Xubin, 2015. Improving the representation of hydrologic processes in Earth System Models. Water Resources Research 51, 5929–5956. https://doi.org/10.1002/2015WR017096

Clark Martyn P., Schaefli Bettina, Schymanski Stanislaus J., Samaniego Luis, Luce Charles H., Jackson Bethanna M., Freer Jim E., Arnold Jeffrey R., Moore R. Dan, Istanbulluoglu Erkan, Ceola Serena, 2016. Improving the theoretical underpinnings of process-based hydrologic models. Water Resources Research 52, 2350–2365. https://doi.org/10.1002/2015WR017910

Comegna, V., Basile, A., 1994. Temporal stability of spatial patterns of soil water storage in a cultivated Vesuvian soil. Geoderma 62, 299–310. https://doi.org/10.1016/0016-7061(94)90042-6

Cortesi, N., Gonzalez-Hidalgo, JC., Trigo, RM., Ramos, AM., 2013. Weather types and spatial variability of precipitation in the Iberian Peninsula. International Journal of Climatology, https://doi.org/10.1002/joc.3866.

Cosandey, C., 1990. L'origine des crues dans les bassins-versants élémentaires : du ruissellement sur les versants à l'écoulement de crue. Annales de Géographie 99, 641–659. https://doi.org/10.3406/geo.1990.21002

Cosandey, C., Lavabre, J., Martin, C., Mathys, N., 2002. Conséquences de la forêt méditerranéenne sur les écoulements de crue - Synthèse des recherches menées en France. La Houille Blanche - Revue internationale de l'eau 38–42.

Cosandey, C., Andréassian, V., Martin, C., Didon-Lescot, J.F., Lavabre, J., Folton, N., Mathys, N., Richard, D., 2005. The hydrological impact of the mediterranean forest: a review of French research. Journal of Hydrology 301, 235–249. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.06.040

Cosh, M.H., Ochsner, T.E., McKee, L., Dong, J., Basara, J.B., Evett, S.R., Hatch, C.E., Small, E.E., Steele-Dunne, S.C., Zreda, M., Sayde, C., 2016. The Soil Moisture Active Passive Marena, Oklahoma, In Situ Sensor Testbed (SMAP-MOISST): Testbed Design and Evaluation of In Situ Sensors. Vadose Zone Journal 15. https://doi.org/10.2136/vzj2015.09.0122

Cossart, E., Bourlès, D., Braucher, R., Carcaillet, J., Fort, M., Siame, L., 2011. L'englacement du haut bassin durancien (Alpes françaises du sud) du Dernier Maximum Glaciaire à l'Holocène : synthèse chronologique. Géomorphologie : relief, processus, environnement 17, 123–142. https://doi.org/10.4000/geomorphologie.9336

Cossart, E., 2014. Des sources sédimentaires à l'exutoire : un problème de connectivité ? (thesis). Université Blaise Pascal - Clermont 2.

Cossart, E., 2016. L'(in)efficacité géomorphologique des cascades sédimentaires en question : les apports d'une analyse réseau. Cybergeo : European Journal of Geography. https://doi.org/10.4000/cybergeo.27625

Cowie, R.M., Knowles, J.F., Dailey, K.R., Williams, M.W., Mills, T.J., Molotch, N.P., 2017. Sources of streamflow along a headwater catchment elevational gradient. Journal of Hydrology 549, 163–178. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.044

Cras, A., 2005. Etude et modélisation de la dynamique de fonctionnement hydrologique des bassins versants torrentiels marneux, apport du traçage naturel : application aux bassins versants de recherche et d'expérimentation (BVRE) de Draix, Alpes-de-Haute-Provence, France. Avignon.

Cras, A., Marc, V., Travi, Y., 2007. Hydrological behaviour of sub-Mediterranean alpine headwater streams in a badlands environment. Journal of Hydrology 339, 130–144. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.03.004

Crosaz, Y., 1995. Lutte contre l'érosion des terres noires en montagnes Méditerranéenne. Connaissance du matériel végétal herbacé et quantification de son impact sur l'érosion (phdthesis). Université de droit, d'économie et des sciences - Aix-Marseille III.

Cubizolle, H., Sacca, C., Tourman, A., Porteret, J., Thébaud, G., 2004. Les tourbières du haut bassin versant de la Loire (Massif central oriental). Norois. Environnement, aménagement, société 95–115. https://doi.org/10.4000/norois.943

D

Dauge, Y., 1999. Cadre de débat et de concertation dans le domaine des inondations, rapport de mission pour le Premier ministre sur la prévention du risque d'inondation. Assemblée Nationale, 55p.

Davies J., Beven, K., 2015. Hysteresis and scale in catchment storage, flow and transport.Hydrological Processes

Dehotin, J., Braud, I., 2008. Which spatial discretization for distributed hydrological models? Proposition of a methodology and illustration for medium to large-scale catchments. Hydrol. Earth Syst. Sci. 12, 769–796. https://doi.org/10.5194/hess-12-769-2008

Dehotin, J., Breil, P., Braud, I., de Lavenne, A., Lagouy, M., Sarrazin, B., 2015. Detecting surface runoff location in a small catchment using distributed and simple observation method. Journal of Hydrology 525, 113–129. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.02.051

Delrieu, G., Nicol, J., Yates, E., Kirstetter, P.-E., Creutin, J.-D., Anquetin, S., Obled, C., Saulnier, G.-M., Ducrocq, V., Gaume, E., Payrastre, O., Andrieu, H., Ayral, P.-A., Bouvier, C., Neppel, L., Livet, M., Lang, M., du-Châtelet, J.P., Walpersdorf, A., Wobrock, W., 2005a. The Catastrophic Flash-Flood Event of 8–9 September 2002 in the Gard Region, France: A First Case Study for the Cévennes–Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. J. Hydrometeor. 6, 34–52. https://doi.org/10.1175/JHM-400.1

Detty, J.M., McGuire, K.J., 2010. Threshold changes in storm runoff generation at a till-mantled headwater catchment. Water Resources Research. Vol.46

Di Castri, F., Vitali- Di Castri, V., 1981. Soil fauna of mediterranean-climate regions. P445–478.

Doolittle, J., Zhu, Q., Zhang, J., Guo, L., Lin, H., 2012.Geophysical investigations of soil-landscape architecture and its impacts on subsurface flow. Hydropedology: Synergistic integration of soil science and hydrology. Chapter 13.

Douinot, A., 2016. Analyse des processus d'écoulement lors de crues à cinétique rapide sur l'arc méditerranéen (phdthesis). Université Paul Sabatier - Toulouse III.

Douvinet, J., 2008. Les bassins versants sensibles aux "crues rapides" dans le Bassin Parisien - Analyse de la structure et de la dynamique de systèmes spatiaux complexes (phdthesis). Université de Caen.

Douvinet, J., Delahaye, D., 2010. Caractéristiques des « crues rapides » du nord de la France (Bassin parisien) et risques associés. Géomorphologie : relief, processus, environnement 16, 73–90. https://doi.org/10.4000/geomorphologie.7829

Dubreuil-Boisclair, C., Gloaguen, E., Marcotte, D., Giroux, B., 2011. Heterogeneous aquifer characterization from ground-penetrating radar tomography and borehole hydrogeophysical data using nonlinear Bayesian simulations. GEOPHYSICS 76, J13–J25. https://doi.org/10.1190/1.3571273

Dumolard, B., 1984. Mise au point d'une technique d'étude et de mesure de l'altération des marnes dans les Terres Noires du Bathonien-Oxfordien, précédée d'une étude géologique des bassins versants expérimentaux de Draix. Rapport de stage IRIGM Grenoble/Cemagref Grenobme. Thesis, Université Joseph Fournier Grenoble, 63p.

E

Esteves M, Descroix L, Mathys N, Lapetite JM (2005) Soil hydraulic properties in a marly gully catchment (Draix, France). CATENA 63, 282 à 298. https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.06.006

Estupina Borrell, V., Chorda, J., Dartus, D., 2005. Prévision des crues éclair. Comptes Rendus Geoscience 337, 1109–1119. https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.06.009

F

Famiglietti, J.S., Rudnicki, J.W., Rodell, M., 1998. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas. Journal of Hydrology 210, 259–281. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00187-5

Famiglietti James S., Ryu Dongryeol, Berg Aaron A., Rodell Matthew, Jackson Thomas J., 2008. Field observations of soil moisture variability across scales. Water Resources Research 44. https://doi.org/10.1029/2006WR005804

Fort, M., 2014. La difficile gestion des risques naturels en Himalaya : une question d'échelle ? Le cas du Népal. Bulletin de l'association de géographes français. Géographies 91, 241–256. https://doi.org/10.4000/bagf.1581

Freeze, R.A., Harlan, R.L., 1969. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. Journal of Hydrology 9, 237–258. https://doi.org/10.1016/0022-1694(69)90020-1

G

Gallart, F., Latron, J., Llorens, P., 2005. Chapter 1 Catchment dynamics in a Mediterranean mountain environment. The Vallcebre research basins (southeastern Pyrenees) I: Hydrology, in: Garcia, C., Batalla, R.J. (Eds.), Developments in Earth Surface Processes, Catchment Dynamics and River Processes. Elsevier, pp. 1–16. https://doi.org/10.1016/S0928-2025(05)80007-0

Gallart, F., Marignani, M., Pérez-Gallego, N., Santi, E., Maccherini, S., 2013. Thirty years of studies on badlands, from physical to vegetational approaches. A succinct review. CATENA, Updating Badlands Research 106, 4–11. https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.02.008

Gao, H., Birkel, C., Hrachowitz, M., Tetzlaff, D., Soulsby, C., Savenije, H.H.G., 2018a. A simple topography-driven and calibration-free runoff generation module. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. 2018, 1–42. https://doi.org/10.5194/hess-2018-141

Garambois, P.A., Roux, H., Larnier, K., Labat, D., Dartus, D., 2015. Parameter regionalization for a process-oriented distributed model dedicated to flash floods. Journal of Hydrology 525, 383–399. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.052

Garcia-Estringana, P., Latron, J., Llorens, P., Gallart, F., 2013. Spatial and temporal dynamics of soil moisture in a Mediterranean mountain area (Vallcebre, NE Spain). Ecohydrol. 6, 741–753. https://doi.org/10.1002/eco.1295

García-Ruiz, J.M., Regüés, D., Alvera, B., Lana-Renault, N., Serrano-Muela, P., Nadal-Romero, E., Navas, A., Latron, J., Martí-Bono, C., Arnáez, J., 2008. Flood generation and sediment transport in experimental catchments affected by land use changes in the central Pyrenees. Journal of Hydrology 356, 245–260. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.04.013

Garel, E., Marc, V., Ruy, S., Cognard-Plancq, A.-L., Klotz, S., Emblanch, C., Simler, R., 2012. Large scale rainfall simulation to investigate infiltration processes in a small landslide under dry initial conditions: the Draix hillslope experiment. Hydrol. Process. 26, 2171–2186. https://doi.org/10.1002/hyp.9273

Gaudu, J.C., Mathieu, J.M., Fumanal, J.C., Bruckler, L., Chanzy, A., Bertuzzi, P., Stengel, P., Guennelon, R., 1993. Mesure de l'humidité des sols par une méthode capacitive : analyse des facteurs influençant la mesure. Agronomy for Sustainable Development 13, 17. https://doi.org/10.1051/agro:19930105

Gaume, E., 2002. Eléments d'analyse sur les crues éclair (phdthesis). ENGREF (AgroParisTech).

Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaškovičová, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., Viglione, A., 2009. A compilation of data on European flash floods. Journal of Hydrology 367, 70–78. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.028

Gaume, E., Borga, M., 2013. Etat des connaissances récentes acquises sur les crues éclair en Europe : bilan du projet de recherches européen HYDRATE (2006-2010). La Houille Blanche 24–30. https://doi.org/10.1051/lhb/2013012

Genuchten, V., Th, M., 1980. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils 1. Soil Science Society of America Journal 44, 892–898. https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x

Gherboudj, I., Magagi, R., Berg, A.A., Toth, B., 2011. Soil moisture retrieval over agricultural fields from multi-polarized and multi-angular RADARSAT-2 SAR data. Remote Sensing of Environment 115, 33–43. https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.07.011

Giot, G., Cousin, I., 2012. Méthode d'étalonnage des réfléctomètres de teneur en eau CS616 pour la mesure et le suivi de l'humidité du sol sur le site atelier OS. Le cahier des techniques de l'INRA. 17p.

Gleason, C.J., Smith, L.C., 2014. Toward global mapping of river discharge using satellite images and at-many-stations hydraulic geometry. PNAS 111, 4788–4791. https://doi.org/10.1073/pnas.1317606111

Gomi, T., Sidle, R.C., Richardson, J.S., 2002. Understanding Processes and Downstream Linkages of Headwater Systems. BioScience 52, 905–916. https://doi.org/10.1641/0006-3568(2002)052[0905:UPADLO]2.0.CO;2

Graeff, T., Zehe, E., Schlaeger, S., Morgner, M., Bauer, A., 2010. A quality assessment of Spatial TDR soil moisture measurements in homogenous and heterogeneous media with laboratory experiments. Hydrology and Earth System Sciences. Vol.14, N°6.

Grayson, R., Blöschl, G., 2001. Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling. CUP Archive.

Guber, A.K., Gish, T.J., Pachepsky, Y.A., van Genuchten, M.T., Daughtry, C.S.T., Nicholson, T.J., Cady, R.E., 2008. Temporal stability in soil water content patterns across agricultural fields. Catena 73, 125–133. https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.09.010

H

Hanson B. R., Kaita K., 1997. Response of Electromagnetic Conductivity Meter to Soil Salinity and Soil-Water Content. Journal of Irrigation and Drainage Engineering 123, 141–143. https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(1997)123:2(141)

Hauet, A., Jodeau, M., Coz, J.L., Marchand, B., Moran, A. die, Boursicaud, R.L., Dramais, G., 2014. Application de la méthode LSPIV pour la mesure de champs de vitesse et de débits de crue sur modèle réduit et en rivière. La Houille Blanche 16–22. https://doi.org/10.1051/lhb/2014024

Heidbüchel, I., Güntner, A., Blume, T., 2016. Use of cosmic-ray neutron sensors for soil moisture monitoring in forests. Hydrol. Earth Syst. Sci. 20, 1269–1288. https://doi.org/10.5194/hess-20-1269-2016

Hewlett, J.D., 1970. Effects of Forest Clear-Felling on the Storm Hydrograph. Vol.6. P768-782 https://doi.org/10.1029/WR006i003p00768

Hewlett J. D., 2010. Comments on letters relating to 'Role of subsurface flow in generating surface runoff: 2, Upstream source areas' by R. Allan Freeze. Water Resources Research 10, 605–607. https://doi.org/10.1029/WR010i003p00605

Holko, L., Holzmann, H., Lima, M.I.P. de, Lima, J.L.M.P. de, 2015. Hydrological research in small catchments – an approach to improve knowledge on hydrological processes and global change impacts. Journal of Hydrology and Hydromechanics 63, 181–182. https://doi.org/10.1515/johh-2015-0032

Horton, R.E., 1945. Erosional Development Of Streams And Their Drainage Basins; Hydrophysical Approach To Quantitative Morphology. GSA Bulletin 56, 275–370. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56[275:EDOSAT]2.0.CO;2

Hrachowitz, M., Clark, M., 2017. HESS Opinions: The complementary merits of competing modelling philosophies in hydrology. Vol.21, N°8.

Hsü, K.J., 1975. Catastrophic Debris Streams (Sturzstroms) Generated by Rockfalls. GSA Bulletin 86, 129–140. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<129:CDSSGB>2.0.CO;2

Huisman, J.A., Hubbard, S.S., Redman, J.D., Annan, A.P., 2003. Measuring Soil Water Content with Ground Penetrating Radar. Vadose Zone Journal 2, 476–491. https://doi.org/10.2136/vzj2003.4760

Hupet, F., Vanclooster, M., 2002. Intraseasonal dynamics of soil moisture variability within a small agricultural maize cropped field. Journal of Hydrology 261, 86–101. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00016-1

I

Inoue, M., Park, D., Justic, D., Wiseman, W.J., 2008. A high-resolution integrated hydrology–hydrodynamic model of the Barataria Basin system. Environmental Modelling & Software 23, 1122–1132. https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2008.02.011

J

Jacob, F., Petitcolin, F., Schmugge, T., Vermote, É., French, A., Ogawa, K., 2004. Comparison of land surface emissivity and radiometric temperature derived from MODIS and ASTER sensors. Remote Sensing of Environment 90, 137–152. https://doi.org/10.1016/j.rse.2003.11.015

Jacome, A., Puech, C., Raclot, D., Bailly, J.S., Roux, B., 2007. MNT issu de photographies par drone sur badlands [WWW Document].

Javelle, P., Fouchier, C., Arnaud, P., Lavabre, J., 2010. Flash flood warning at ungauged locations using radar rainfall and antecedent soil moisture estimations. Journal of Hydrology, Flash Floods: Observations and Analysis of Hydrometeorological Controls 394, 267–274. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.032

Jawson, S.D., Niemann, J.D., 2007. Spatial patterns from EOF analysis of soil moisture at a large scale and their dependence on soil, land-use, and topographic properties. Advances in Water Resources 30, 366–381. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.05.006

Jetten, V., de Roo, A., Favis-Mortlock, D., 1999. Evaluation of field-scale and catchment-scale soil erosion models. CATENA 37, 521–541. https://doi.org/10.1016/S0341-8162(99)00037-5

Jetten, V., Govers, G., Hessel, R., 2003. Erosion models: quality of spatial predictions. Hydrological Processes 17, 887–900. https://doi.org/10.1002/hyp.1168

K

Kachanoski, R.G., Wesenbeeck, I.J.V., Gregorich, E.G., 1988. Estimating Spatial Variations of Soil Water Content Using Noncontacting Electromagnetic Inductive Methods. Can. J. Soil. Sci. 68, 715–722. https://doi.org/10.4141/cjss88-069

Kargas, G., Soulis, K., 2015. Discussion of "Calibration of the 10HS Soil Moisture Sensor for Southwest Florida Agricultural Soils" by David Spelman, Kristoph-Dietrich Kinzli, and Tanya Kunberger. Journal of Irrigation and Drainage Engineering 141, 07014050. https://doi.org/10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000823

Kendall, C., Coplen, T.B., 2001. Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States. Hydrological Processes 15, 1363–1393. https://doi.org/10.1002/hyp.217

Kim, S., Liu, Y.Y., Johnson, F.M., Parinussa, R.M., Sharma, A., 2015. A global comparison of alternate AMSR2 soil moisture products: Why do they differ? Remote Sensing of Environment 161, 43–62. https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.02.002

Kinzli K., 2012. A low cost remote monitoring method for determining farmer irrigation practises and water use. Problem perspectives and challenges of agricultural water management.

Kirkby, M., 1988. Hillslope runoff processes and models. Journal of Hydrology 100, 315–339. https://doi.org/10.1016/0022-1694(88)90190-4

Kohler, M., Linsley, R., 1951. The runoff from storm rainfall. US Departement Of Commerce. Research Paper N°34. 12p

Kondolf, G.M., Montgomery, D.R., Piégay, H., Schmitt, L., 2005. Geomorphic Classification of Rivers and Streams, in: Tools in Fluvial Geomorphology. Wiley-Blackwell, pp. 171–204. https://doi.org/10.1002/0470868333.ch7

Kong, M., Chiari, M., Rimkus, S., Torowski, J. M, Molnar, P., 2011. Sediment transport modelling in a distributed physically based hydrological catchment model. Hydrology and Earth System Sciences

Krzeminska, D.M., Steele-Dunne, S.C., Bogaard, T.A., Rutten, M.M., Sailhac, P., Geraud, Y., 2012. High-resolution temperature observations to monitor soil thermal properties as a proxy for soil moisture condition in clay-shale landslide. Hydrol. Process. 26, 2143–2156. https://doi.org/10.1002/hyp.7980

Kuráž, V., 1981. Testing of a Field Dielectric Soil Moisture Meter. GTJ 4, 111–116. https://doi.org/10.1520/GTJ10776J

L

Lacheny, B., 1998. Etude et modélisation de l'érosion dans un bassin versant forestier. CEMAGREF, ISTG, Grenoble, 120p.

Laganier, O., 2014. Un couplage de modèles hydrologique et hydraulique adapté à la modélisation et à la prévision des crues à cinétique rapide – Application au cas du bassin versant du Gardon (France). Saint-Etienne, EMSE.

Lahousse, P., Salvador, P.-G., 1998. La crue torrentielle du Bez (Hautes-Alpes, Briançonnais), 24 juillet 1995. Geodinamica Acta 11, 163–170. https://doi.org/10.1080/09853111.1998.11105317

Laio, F., Porporato, A., Ridolfi, L., Rodriguez-Iturbe, I., 2001. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress: II. Probabilistic soil moisture dynamics. Advances in Water Resources 24, 707–723. https://doi.org/10.1016/S0309-1708(01)00005-7

Lajournade, C., Beaufrère, C., Lalanne-Berdouticq, G., Martignac, F., 1998. La catastrophe de Biescas du 7 août 1996 ; analyse de la crue torrentielle du rio Aras dans les Pyrénées aragonaises (Espagne). La Houille Blanche 128–137. https://doi.org/10.1051/lhb/1998073

Langlois P., Delahaye D., 2002. RuiCells, automate cellulaire pour la simulation du ruissellement de surface. Revue internationale de géomatique, vol 12, n° 4, P461-487.

Lastennet, R., 1994. Rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques : approche par l'étude physico-chimique et isotopique du signal d'entrée et des exutoires du massif du Ventoux (Vaucluse). Avignon.

Latron, J., Gallart, F., 2008. Runoff generation processes in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). Journal of Hydrology 358, 206–220. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.06.014

Lefort, P., Chapuis, M., 2012. Incidence des aménagements hydro- électriques sur la morphologie des tronçons court-circuités de la Durance et du Verdon. La Houille Blanche 42–48. https://doi.org/10.1051/lhb/2012014

Lekshmi, S., Singh, D., Shojaei Baghini, M., 2014. A critical review of soil moisture measurement. https://doi.org/10.1016/j.measurement.2014.04.007

Lesaignoux, A., 2010. Estimation de l'humidité de surface des sols nus à partir de l'imagerie hyperspectrale à haute résolution spatiale sur le domaine optique 0. 4 - 14 µm. Toulouse, ISAE.

Liébault, F., Piégay, H., 2001. Assessment of channel changes due to long-term bedload supply decrease, Roubion River, France. Geomorphology 36, 167–186. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(00)00044-1

Liébault, F., Peteuil, C., Remaître, A., 2010. Approches géomorphologiques de la production sédimentaire des torrents. Sciences Eaux and Territoires : la Revue du IRSTEA 128–135.

Loague, K., 1992. Soil water content at R-5. Part 1. Spatial and temporal variability. Journal of Hydrology 139, 233–251. https://doi.org/10.1016/0022-1694(92)90204-9

Lozano-Parra, J., Schnabel, S., Ceballos-Barbancho, A., 2015. The role of vegetation covers on soil wetting processes at rainfall event scale in scattered tree woodland of Mediterranean climate. Journal of Hydrology 529, 951–961. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.09.018

Luino, F., Turconi, L., Paliaga, G., Faccini, F., Marincioni, F., 2018. Torrential floods in the upper Soana Valley (NW Italian Alps): Geomorphological processes and risk-reduction strategies. International Journal of Disaster Risk Reduction 27, 343–354. https://doi.org/10.1016/j.ijdrr.2017.10.021

Lumbroso, D., Gaume, E., 2012. Reducing the uncertainty in indirect estimates of extreme flash flood discharges. Journal of Hydrology 414–415, 16–30. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.048

Luquet, D., 2002. Suivi de l'etat hydrique des plantes par infrarouge thermique : analyse experimentale et modelisation 3D de la variabilite des temperatures au sein d'une culture en rang de cotonniers (These). These de doctorat -- Sciences de la terre

M

Malet, J.-P., Maquaire, O., Locat, J., Remaître, A., 2004. Assessing debris flow hazards associated with slow moving landslides: methodology and numerical analyses. Landslides 1, 83–90. https://doi.org/10.1007/s10346-003-0005-x

Marc, V., 1995. Etude de la relation pluie-débit sur bassin versant en climat méditerranéen par le traçage chimique et isotopique naturel de l'eau (Réal Collobrier, massif des Maures, Var). La Houille Blanche 22–27. https://doi.org/10.1051/lhb/1995076

Marc, V., Bertrand, C., Malet, J.-P., Carry, N., Simler, R., Cervi, F., 2017. Groundwater—Surface waters interactions at slope and catchment scales: implications for landsliding in clay-rich slopes. Hydrol. Process. 31, 364–381. https://doi.org/10.1002/hyp.11030

Marchi, L., Borga, M., Preciso, E., Gaume, E., 2010 Characterisation of selected extreme flash floods in Europe and implications for flood risk management. Journal of Hydrology. Volume 394, p 118-133.

Martínez-Carreras, N., Soler, M., Hernández, E., Gallart, F., 2007. Simulating badland erosion with KINEROS2 in a small Mediterranean mountain basin (Vallcebre, Eastern Pyrenees). CATENA, Soil erosion and sediment transport under different land use/land cover scenarios 71, 145–154. https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.05.013

Martínez-Garrido, M.I., Fort, R., Gómez-Heras, M., Valles-Iriso, J., Varas-Muriel, M.J., 2018. An overview of non-destructive and minimally invasive techniques for moisture control in the cultural heritage. Journal of Applied Geophysics. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2018.03.008

Martini, E., Werban, U., Zacharias, S., Pohle, M., Dietrich, P., Wollschläger, U., 2017. Repeated electromagnetic induction measurements for mapping soil moisture at the field scale: validation with data from a wireless soil moisture monitoring network. Hydrol. Earth Syst. Sci. 21, 495–513. https://doi.org/10.5194/hess-21-495-2017

Massari, C., Brocca, L., Moramarco, T., Tramblay, Y., Didon Lescot, J.-F., 2014. Potential of soil moisture observations in flood modelling: Estimating initial conditions and correcting rainfall. Advances in Water Resources 74, 44–53. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2014.08.004

Mathys, N., 2006. Analyse et modélisation à différentes échelles des mécanismes d'érosion et de transport de matériaux solides : cas des petits bassins versants de montagne sur marne (Draix, Alpes-de-Haute-Provence). Grenoble INPG

Maxwell, R. M., Condon, L.E, Kollet, S.J., 2015. A high-resolution simulation of groundwater and surface water over most of the continental US with the integrated hydrologic model ParFlow v3. Geoscientific Model Development

McDonnell, J., Beven, K.1 2014. Debates-The future of hydrological sciences : A (common) path forward ? A call to action aimed at understanding velocities, celerities, and residence time distributions of the headwater hydrograph. Water Resource Research. 50. 5345-5350. https://doi.org/10.1002/2013WR015141

McDonnell, J.J., Beven, K., 2014. Debates -The future of hydrological sciences: A (common) path forward? A call to action aimed at understanding velocities, celerities and residence time distributions of the headwater hydrograph. Water Resour. Res. 50, 5342–5350. https://doi.org/10.1002/2013WR015141

McGlynn, B., McDonnell, J., Stewart, M., Seibert, J., 2003. On the relationships between catchment scale and streamwater mean residence time. Hydrol. Process. 17, 175–181. https://doi.org/10.1002/hyp.5085

McKenzie, N.J., Ryan, P.J., 1999. Spatial prediction of soil properties using environmental correlation. Geoderma 89, 67–94. https://doi.org/10.1016/S0016-7061(98)00137-2

McMillan, H.K., Srinivasan, M.S., 2015. Characteristics and controls of variability in soil moisture and groundwater in a headwater catchment. Hydrol. Earth Syst. Sci. 19, 1767–1786. https://doi.org/10.5194/hess-19-1767-2015

Melsen, L., Teuling, A., Torfs, P., Zappa, M., Mizukami, N., Clark, M., Uijlenhoet, R., 2016. Representation of spatial and temporal variability in large-domain hydrological models: case study for a mesoscale pre-Alpine basin. Hydrol. Earth Syst. Sci. 20, 2207–2226. https://doi.org/10.5194/hess-20-2207-2016

Ménard A. et Marceau D.J. – 2006 : Simulating the impact of forest management scenarios in an agricultural landscape of southern Quebec, Canada, using a geographic cellular automata. Landscape and Urban Planning (in press), 13 p.

Mendoza, P., 2015. Effects of Hydrologic Model Choice and Calibration on the Portrayal of Climate Change Impacts: Journal of Hydrometeorology: Vol 16, No 2

Merheb, M., Moussa, R., Abdallah, C., Colin, F., Perrin, C., Baghdadi N., 2017. Hydrological response characteristics of Mediterranean catchments : a review. Hydrological Sciences Journal, Taylor & Francis, pp2520-2539.

Meunier, M., 1990. La catastrophe du Grand Bornand : crue torrentielle du Borne le 14 juillet 1987. Revue de Géographie Alpine 78, 103–114. https://doi.org/10.3406/rga.1990.2769

Meunier, M., 1991. Éléments d'hydraulique torrentielle. Etudes Cemagref. 278p.

Meyer, J.L., Strayer, D.L., Wallace, J.B., Eggert, S.L., Helfman, G.S., Leonard, N.E., 2007. The Contribution of Headwater Streams to Biodiversity in River Networks1. JAWRA Journal of the American Water Resources Association 43, 86–103. https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2007.00008.x

Michot, D., Benderitter, Y., Dorigny, A., Nicoullaud, B., King, D., Tabbagh, A., 2003. Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. Water Resour. Res. 39, 1138. https://doi.org/10.1029/2002WR001581

Mittelbach, H., Casini, F., Lehner, I., Teuling, A.J., Seneviratne, S.I., 2011. Soil moisture monitoring for climate research: Evaluation of a low-cost sensor in the framework of the Swiss Soil Moisture Experiment (SwissSMEX) campaign. J. Geophys. Res. 116, D05111. https://doi.org/10.1029/2010JD014907

Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., 1992. Channel Initiation and the Problem of Landscape Scale. Science 255, 826–830.

Mougin, P., 1914. Les torrents de Savoie. Revue de Géographie Alpine. P453-468.

Moussa, R., 1991. Variabilité spatio-temporelle et modélisation hydrologique : application au bassin du Gardon d'Anduze. Montpellier 2.

Murray, A.B., Paola, C., 1994. A cellular model of braided rivers | Nature

Musy, A., Higy, N.D., 2004. Hydrologie : Une science de la Nature. PPUR. 314p.

N

Naaim-Bouvet, F., Richard, D., 2015. Les risques naturels en montagne. Editions Quae. 392p.

Nogués-Bravo, D., 2006. Assessing the effect of environmental and anthropogenic factors on land-cover diversity in a Mediterranean mountain environment. Area 38, P432–444. https://doi.org/10.1111/j.1475-4762.2006.00709.x

Nyberg, L., 1996. Spatial variability of soil water content in the covered catchment at Gårdsjön, Sweden. Hydrological Processes 10, 89–103. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199601)10:1<89::AID-HYP303>3.0.CO;2-W

O

Ocampo, C.J., Sivapalan, M., Oldham, C., 2006. Hydrological connectivity of upland-riparian zones in agricultural catchments: Implications for runoff generation and nitrate transport. Journal of Hydrology 331, 643–658. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.06.010

Owe, M., De Jeu, R., Walker, J., 2001. A methodology for surface soil moisture and vegetation optical depth retrieval using the microwave polarization difference index - IEEE Journals & Magazine

P

Padhi, J., Misra, R.K., 2011. Sensitivity of EM38 in determining soil water distribution in an irrigated wheat field. Soil and Tillage Research 117, 93–102. https://doi.org/10.1016/j.still.2011.09.003

Pardé, M., 1919. Les phénomènes torrentiels sur le rebord oriental du Massif Central. Revue de Géographie Alpine 7, 1–199. https://doi.org/10.3406/rga.1919.4736

Penna, D., Borga, M., Norbiato, D., Dalla Fontana, G., 2009. Hillslope scale soil moisture variability in a steep alpine terrain. Journal of Hydrology 364, 311–327. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.009

Penna, D., 2011. The influence of soil moisture on threshold runoff generation processes in an alpine headwater catchment. Hydrology and Earth System Sciences. Vol.15 N°3. P689-702

Penna, D., Oliviero, O., Assendelft, R., Zuecco, G., Meerveld, I. (H. J.) van, Anfodillo, T., Carraro, V., Borga, M., Fontana, G.D., 2013. Tracing the Water Sources of Trees and Streams: Isotopic Analysis in a Small Pre-Alpine Catchment. Procedia Environmental Sciences, Four Decades of Progress in Monitoring and Modeling of Processes in the Soil-Plant-Atmosphere System: Applications and Challenges 19, 106–112. https://doi.org/10.1016/j.proenv.2013.06.012

Peters, N.E., Freer, J., Aulenbach, B.T., 2003. Hydrological Dynamics of the Panola Mountain Research Watershed, Georgia. Ground Water 41, 973–988. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02439.x

Peterson BJ, Wollheim WM, Mulholland PJ, et al. 2001. Control of nitrogen export from watersheds by headwater streams. Science 292: 86–90.

Petrović, A.M., Dragićević, S.S., Radić, B.P., Pešić, A.Z.M., 2015. Historical torrential flood events in the Kolubara river basin. Nat Hazards 79, 537–547.
https://doi.org/10.1007/s11069-015-1860-1

Pfister, L., McDonnell, J.J., Hissler, C., Hoffmann, L., 2010. Ground-based thermal imagery as a simple, practical tool for mapping saturated area connectivity and dynamics. Hydrol. Process. 24, 3123–3132. https://doi.org/10.1002/hyp.7840

Q

Qiu, Y., Fu, B., Wang, J., Chen, L., 2001. Soil moisture variation in relation to topography and land use in a hillslope catchment of the Loess Plateau, China. Journal of Hydrology

Qu, W., Bogena, H.R., Huisman, J.A., Vereecken, H., 2013. Calibration of a Novel Low-Cost Soil Water Content Sensor Based on a Ring Oscillator. Vadose Zone Journal 12. https://doi.org/10.2136/vzj2012.0139

Quesney, A., Le Hégarat-Mascle, 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 72, 290–303.
https://doi.org/10.1016/S0034-4257(99)00102-9

R

Ristić, R., Kostadinov, R., Abolmasov, S., Dragicevi, B., Trivan, S., Radić, G., Trifunović, B., Radosavljević, Z., 2012. Torrential floods and town and country planning in Serbia. Natural Hazards Earth System Sciences.

Rakotoarisoa, M.M., Fleurant, C., Amiot, A., Ballouche, A., Communal, P.Y., Jadas-Hécart, A., La Jeunesse, I., Landry, D., Razakamanana, T., 2014. Un système multi-agent pour la modélisation des écoulements de surface sur un petit bassin versant viticole du Layon. Revue Internationale de Géomatique - n°3/2012, 307-333

Rakovec, O., Kumar, R., Mai, J., Cuntz, M., Thober, S., Zink, M., Attinger, S., Schäfer, D., Schrön, M., Samaniego, L., 2015. Multiscale and Multivariate Evaluation of Water Fluxes and States over European River Basins. J. Hydrometeor. 17, 287–307. https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0054.1

Ramos-Diez, I., Navarro-Hevia, J., Fernández, R.S.M., Díaz-Gutiérrez, V., Mongil-Manso, J., 2016. Analysis of methods to determine the sediment retained by check dams and to estimate erosion rates in badlands. Environ Monit Assess 188, 405. https://doi.org/10.1007/s10661-016-5408-y

Recking, A., Richard, D., Degoutte, G., 2013. Torrents et rivières de montagne: Dynamique et aménagement. Editions Quae.

Reid I. (2004) – Flash flood. In Goudie A. (Ed.): Encyclopedia of Geomorphology. Routledge, London, 1156 p.

Rey, F., Vallauri, D., Chauvin, C., 2001. Génie écologique contre l'érosion des marnes dans les Alpes du Sud. Ingénieries - E A T 41–55.

Rey, F., Robert, Y., Vento, O., 2002. Influence de la végétation forestière sur la formation de dépôts sédimentaires en terrains marneux/ Influence of forest vegetation on sediment delivery in marly terrain. Géomorphologie : relief, processus, environnement 8, 85–92. https://doi.org/10.3406/morfo.2002.1130

Rey, F., Ballais, J.-L., Marre, A., Rovéra, G., 2004. Rôle de la végétation dans la protection contre l'érosion hydrique de surface. Comptes Rendus Geoscience 336, 991–998. https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.03.012

Reza, A., Weng, Q., Alimohammadi K., Kazem Alavipanah, S., 2009. Spatial–temporal dynamics of land surface temperature in relation to fractional vegetation cover and land use/cover in the Tabriz urban area, Iran. Remote Sensing of Environment 113, n° 12 : 2606- 17. https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.07.021.

Ribolzi, O., Andrieux, P., Valles, V., Bouzigues, R., Bariac, T., Voltz, M., 2000. Contribution of groundwater and overland flows to storm flow generation in a cultivated Mediterranean catchment. Quantification by natural chemical tracing. Journal of Hydrology 233, 241–257. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00238-9

Ries, F., Schmidt, S., Sauter, M., Lange, J., 2017. Controls on runoff generation along a steep climatic gradient in the Eastern Mediterranean. Journal of Hydrology: Regional Studies 9, 18–33. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2016.11.001

Rigon, R., Bertoldi, G., Over, T.M., 2006. GEOtop: A Distributed Hydrological Model with Coupled Water and Energy Budgets. J. Hydrometeor. 7, 371–388. https://doi.org/10.1175/JHM497.1

Robinson, D.A., Abdu, H., Lebron, I., Jones, S.B., 2012. Imaging of hill-slope soil moisture wetting patterns in a semi-arid oak savanna catchment using time-lapse electromagnetic induction. Journal of Hydrology 416, 39–49. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.034

Robinson, D.A., Campbell, C.S., Hopmans, J.W., Hornbuckle, B.K., Jones, S.B., Knight, R., Ogden, F., Selker, J., Wendroth, O., 2008. Soil Moisture Measurement for Ecological And Hydrological Watershed-Scale Observatories: A Review. Vadose Zone J. 358–389.

Robinson, M., Cognard-Plancq, A.-L., Cosandey, C., David, J., Durand, P., Führer, H.-W., Hall, R., Hendriques, M.O., Marc, V., McCarthy, R., McDonnell, M., Martin, C., Nisbet, T., O'Dea, P., Rodgers, M., Zollner, A., 2003. Studies of the impact of forests on peak flows and baseflows: a European perspective. Forest Ecology and Management 186, 85–97. https://doi.org/10.1016/S0378-1127(03)00238-X

S

Sagarin Raphael D., Barry James P., Gilman Sarah E., Baxter Charles H., 1999. Climate-related change in an intertidal community over short and long time scales. Ecological Monographs 69, 465–490. https://doi.org/10.1890/0012-9615(1999)069[0465:CRCIAI]2.0.CO;2

Sahoo, G.B., Ray, C., De Carlo, E.H., 2006. Calibration and validation of a physically distributed hydrological model, MIKE SHE, to predict streamflow at high frequency in a flashy mountainous Hawaii stream. Journal of Hydrology 327, 94–109. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.11.012

Schlaeger S., Huebner, C., Becker, R., 2005. Simple soil moisture probe low-cost measurement applications. 31p.

Schumm, S.A., 1956. EVOLUTION OF DRAINAGE SYSTEMS AND SLOPES IN BADLANDS AT PERTH AMBOY, NEW JERSEY. GSA Bulletin 67, 597–646. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1956)67[597:EODSAS]2.0.CO;

Seyfried, M., 1998. Spatial variability constraints to modeling soil water at different scales. Geoderma 85, 231–254. https://doi.org/10.1016/S0016-7061(98)00022-6

Seyfried, M.S., Grant, L.E., Marks, D., Winstral, A., McNamara, J., 2009. Simulated soil water storage effects on streamflow generation in a mountainous snowmelt environment, Idaho, USA. Hydrological Processes 23, 858–873. https://doi.org/10.1002/hyp.7211

Seyfried M. S., Wilcox B. P., 2010. Scale and the Nature of Spatial Variability: Field Examples Having Implications for Hydrologic Modeling. Water Resources Research 31, 173–184. https://doi.org/10.1029/94WR02025

Shreve, R.L., 1969. Stream Lengths and Basin Areas in Topologically Random Channel Networks. The Journal of Geology 77, 397–414. https://doi.org/10.1086/628366

Simard Marc, Pinto Naiara, Fisher Joshua B., Baccini Alessandro, 2011. Mapping forest canopy height globally with spaceborne lidar. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences 116. https://doi.org/10.1029/2011JG001708

Smith, A.B., Walker, J.P., Western, A.W., Young, R.I., Ellett, K.M., Pipunic, R.C., Grayson, R.B., Siriwardena, L., Chiew, F.H.S., Richter, H., 2012. The Murrumbidgee soil moisture monitoring network data set. Water Resour. Res. 48, W07701. https://doi.org/10.1029/2012WR011976

Soulsby, C., Tetzlaff, D., 2008. Towards simple approaches for mean residence time estimation in ungauged basins using tracers and soil distributions. Journal of Hydrology 363, 60–74. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.10.001

Spelman, D., Kinzli, K., Kunberger, T., 2013. Calibration of the 10HS Soil Moisture Sensor for Southwest Florida Agricultural Soils. Journal of Irrigation and Drainage Engineering 139, 965–971. https://doi.org/10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000647

Strahler, A.N., 1952. Dynamic basis of geomorphology. GSA Bulletin 63, 923–938. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1952)63[923:DBOG]2.0.CO;2

Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (Area-Altitude) Analysis Of Erosional Topography. GSA Bulletin 63, 1117–1142. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1952)63[1117:HAAOET]2.0.CO;2

Susanto, K., Malet, J.P., Gance, J., Marc, V., 2017. Fiber Optics Distributed Temperature Sensing (FO-DTS) for Long-term Monitoring of Soil Water Changes in the Subsoil. Presented at the EAGE/DGG Workshop 2017. https://doi.org/10.3997/2214-4609.201700161

T

Tarboton David G., 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. Water Resources Research 33, 309–319. https://doi.org/10.1029/96WR03137

Tarolli, P., 2014. High-resolution topography for understanding Earth surface processes: Opportunities and challenges. Geomorphology 216, 295–312. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.008

Thierfelder, T.K., Grayson, R.B., von Rosen, D., Western, A.W., 2003. Inferring the location of catchment characteristic soil moisture monitoring sites. Covariance structures in the temporal domain. Journal of Hydrology 280, 13–32. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00077-5

Thommeret, N., 2012. Analyse spatiale de réseaux de ravines hiérarchisées à partir de MNT à différentes résolutions : application aux badlands de Draix (Alpes de Haute-Provence).

Tolman, C.F., 1909. Erosion and deposition in the southern Arizona bolson region. The University of Arizona, Tucson.

Topp, G.C., Davis, J.L., Annan, A.P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. Water Resour. Res. 16, 574–582. https://doi.org/10.1029/WR016i003p00574

Tricart, J., 1958. La crue de la mi-juin 1957 sur le Guil, l'Ubaye et la Cerveyrette. Revue de Géographie Alpine. 46-4. pp.565-627

Tromp-van Meerveld, H.J., James, A.L., McDonnell, J.J., Peters, N.E., 2008. A reference data set of hillslope rainfall-runoff response, Panola Mountain Research Watershed, United States. Water Resour. Res. 44, W06502. https://doi.org/10.1029/2007WR006299

Tromp-van Meerveld, H.J., McDonnell, J.J., 2006. On the interrelations between topography, soil depth, soil moisture, transpiration rates and species distribution at the hillslope scale. Advances in Water Resources, Experimental Hydrology: A Bright Future 29, 293–310. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.02.016

Tromp-van Meerveld, H.J., McDonnell, J.J., 2009. Assessment of multi-frequency electromagnetic induction for determining soil moisture patterns at the hillslope scale. Journal of Hydrology 368, 56–67. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.01.037

U

Uhlenbrook, S., McDonnell, J., Leibundgut, C., 2003. Runoff generation and implications for river basin modelling special issue. Hydrological Processes 17, 197–198. https://doi.org/10.1002/hyp.1118

Ungar, E.D., Rotenberg, E., Raz-Yaseef, N., Cohen, S., Yakir, D., Schiller, G., 2013. Transpiration and annual water balance of Aleppo pine in a semiarid region: Implications for forest management. Forest Ecology and Management 298, 39–51. https://doi.org/10.1016/j.foreco.2013.03.003

V

Vachaud, G., Passerat De Silans, A., Balabanis, P., Vauclin, M., 1985. Temporal Stability of Spatially Measured Soil Water Probability Density Function. Soil Science Society of America Journal 49, 822–828. https://doi.org/10.2136/sssaj1985.03615995004900040006x

Valente, A., Morais, R., Tuli, A., Hopmans, J.W., Kluitenberg, G.J., 2006. Multi-functional probe for small-scale simultaneous measurements of soil thermal properties, water content, and electrical conductivity. Sensors and Actuators A: Physical, The 19th European Conference on Solid-State Transducers 132, 70–77. https://doi.org/10.1016/j.sna.2006.05.010

Vallauri, D., 1997. Dynamique de la restauration forestière des sustrats marneux avec Pinus nigra J. F Arnold ssp. Nigra dans le secteur haut-provençal : trajectoires dynamiques, avancement du processus de restauration et diagnostic sur l'intégrité fonctionnelle des écosystèmes recrées. Aix-Marseille 3.

Van De Wiel, M.J., Coulthard, T.J., Macklin, M.G., Lewin, J., 2007. Embedding reach-scale fluvial dynamics within the CAESAR cellular automaton landscape evolution model. Geomorphology, Reduced-Complexity Geomorphological Modelling for River and Catchment Management 90, 283–301. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.10.024

Vanderlinden, K., Vereecken, H., Hardelauf, H., Herbst, M., Martínez, G., Cosh, M.H., Pachepsky, Y.A., 2012. Temporal Stability of Soil Water Contents: A Review of Data and Analyses. Vadose Zone Journal 11. https://doi.org/10.2136/vzj2011.0178

Vandervaere, J.-P., Vauclin, M., Elrick, D.E., 2000. Transient Flow from Tension Infiltrometers II. Four Methods to Determine Sorptivity and Conductivity. Soil Science Society of America Journal 64, 1272–1284. https://doi.org/10.2136/sssaj2000.6441272x

Vera, J., Mounzer, O., Ruiz-Sánchez, M.C., Abrisqueta, I., Tapia, L.M., Abrisqueta, J.M., 2009. Soil water balance trial involving capacitance and neutron probe measurements. Agricultural Water Management 96, 905–911. https://doi.org/10.1016/j.agwat.2008.11.010

Vereecken, H., Huisman, J.A., Bogena, H., Vanderborght, J., Vrugt, J.A., Hopmans, J.W., 2008. On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review. Water Resour. Res. 44, W00D06. https://doi.org/10.1029/2008WR006829

Vereecken, H., Huisman, J.A., Pachepsky, Y., Montzka, C., van der Kruk, J., Bogena, H., Weihermüller, L., Herbst, M., Martinez, G., Vanderborght, J., 2014. On the spatio-temporal dynamics of soil moisture at the field scale. Journal of Hydrology, Determination of soil moisture: Measurements and theoretical approaches 516, 76–96. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.061

Viel, V., Delahaye, D., Reulier, R., 2014. Impact de l'organisation des structures paysagères sur les dynamiques de ruissellement de surface en domaine bocager. Etude comparée de 3 petits bassins versants bas-normands. Géomorphologie : relief, processus, environnement 20, 175–188. https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10619
Viel, V., Delahaye, D., Reulier, R., 2014. Impact de l'organisation des structures paysagères sur les dynamiques de ruissellement de surface en domaine bocager. Etude comparée de 3 petits bassins versants bas-normands. Géomorphologie : relief, processus, environnement 20, 175–188. https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10619

W

Wagner, W., Blöschl, G., Pampaloni, P., Calvet, J.-C., Bizzarri, B., Wigneron, J.-P., Kerr, Y., 2007. Operational readiness of microwave remote sensing of soil moisture for hydrologic applications. Hydrology Research 38, 1–20. https://doi.org/10.2166/nh.2007.029

Wagner, W., Naeimi, V., Scipal, K., Jeu, R. de, Martínez-Fernández, J., 2007. Soil moisture from operational meteorological satellites. Hydrogeol J 15, 121–131. https://doi.org/10.1007/s10040-006-0104-6

Walling, 1991. Field Experiments and Measurement Programs in Geomorphology

Wang, C., Li, S., Esaki, T., 2008. GIS-based two-dimensional numerical simulation of rainfall-induced debris flow. Natural Hazards and Earth System Science 8, 47–58.

Weill, S., 2007. Modélisation des échanges surface/subsurface à l'échelle de la parcelle par une approche darcéenne multidomaine (phdthesis). École Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Western, A.W., Blöschl, G., Grayson, R.B., 1998. Geostatistical characterisation of soil moisture patterns in the Tarrawarra catchment. Journal of Hydrology 205, 20–37. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00142-X

Western, A.W., Grayson, R.B., Blöschl, G., Willgoose, G.R., McMahon, T.A., 1999. Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices. Water Resour. Res. 35, 797–810. https://doi.org/10.1029/1998WR900065

Western, A.W., Zhou, S.-L., Grayson, R.B., McMahon, T.A., Blöschl, G., Wilson, D.J., 2004. Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes. Journal of Hydrology 286, 113–134. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.014

Williams, A.G., Ternan, J.L., Fitzjohn, C., Alba, S. de, Perez-Gonzalez, A., 2003. Soil moisture variability and land use in a seasonally arid environment. Hydrological Processes 17, 225–235. https://doi.org/10.1002/hyp.1120

Wood, E., Sivapalan, M., Beven, K., Band, L., 1988a. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. Journal of Hydrology, Hydrologic Research: The U.S. — Japan Experience 102, 29–47. https://doi.org/10.1016/0022-1694(88)90090-X

Wood, E., 1992. A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. Journal of Geophysical Research: Atmospheres. P2717-2728 https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/91JD01786.

Z

Zehe, E., Becker, R., Bárdossy, A., Plate, E., 2005. Uncertainty of simulated catchment runoff response in the presence of threshold processes: Role of initial soil moisture and precipitation. Journal of Hydrology 315, P183–202. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.03.038

Zehe, E., Sivaplan, M., 2009. Threshold behaviour in hydrological systems as (human) geo-ecosystems: manifestations, controls, implications. Hydrology and Earth System Sciences. Vol.13, N°7

Zehe, E., Graeff, T., Morgner, M., Bauer, A., Bronstert, A., 2010. Plot and field scale soil moisture dynamics and subsurface wetness control on runoff generation in a headwater in the Ore Mountains. Hydrology and Earth System Sciences. Vol.14, N°6.

Zhou, Q.Y., Shimada, J., Sato, A., 2001. Three-dimensional spatial and temporal monitoring of soil water content using electrical resistivity tomography. Water Resour. Res. 37, P273–285. https://doi.org/10.1029/2000WR900284

Zreda, M., Desilets, D., Ferré, T.P.A., Scott, R.L., 2008. Measuring soil moisture content non-invasively at intermediate spatial scale using cosmic-ray neutrons. Geophys. Res. Lett. 35, L21402. https://doi.org/10.1029/2008GL035655

Zribi, M., Dechambre, M., 2003. A new empirical model to retrieve soil moisture and roughness from C-band radar data. Remote Sensing of Environment 84, P42–52. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00069-X

Zribi, M., Dechambre, M., 2003.« A new empirical model to retrieve soil moisture and roughness from C-band radar data ». Remote Sensing of Environment 84, N° 1. P42‑ 52. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00069-X.

Zwartendijk, B.W., van Meerveld, H.J., Ghimire, C.P., Bruijnzeel, L.A., Ravelona, M., Jones, J.P.G., 2017. Rebuilding soil hydrological functioning after swidden agriculture in eastern Madagascar. Agriculture, Ecosystems & Environment 239, P101–111. https://doi.org/10.1016/j.agee.2017.01.002

Liste des Figures

Introduction générale

Figure 0.1 : Méthodologie développée pour améliorer la compréhension du fonctionnement hydrologique des bassins versants torrentiels marneux 16
Figure 0.2 : Localisation de l'ORE Draix-Bléone et vue du bassin versant du Laval vu depuis le sommet du Cucuyon (photo par Yannis de Pereyras) 17

Chapitre 1

Figure 1.1 : Exemple de talweg aux écoulements intermittent et pérenne en milieu torrentiel. 23
Figure 1.2 : Carte de localisation des bassins versants présentés dans le tableau 1.1 29
Figure 1.3 : Exemples de mesures réalisées dans des bassins versants expérimentaux. 30
Figure 1.4 : Echelles d'analyse et type de capteurs associés 34

Chapitre 2

Figure 2.1 : Localisation des pluviographes de l'ORE Draix les plus proches du bassin versant du Laval. 51
Figure 2.2 : Pluviométrie mensuelle de 2016 (enregistrés par le pluviographe du Laval - P0) et synthèse des cumuls pluviométriques à l'échelle mensuelle de 1985 à 2016. 51
Figure 2.3 : Présentation des principales caractéristiques des horizons superficiels du bassin versant du Laval 53
Figure 2.4 : Présentation des principales caractéristiques d'occupation des sols du bassin versant du Laval. 55
Figure 2.5 : Cartographie des pentes calculée à partir d'un MNT à 1 m de résolution (levé LIDAR à 0.5 m agrégé à 1 m) à l'échelle du Laval. 56
Figure 2.6 : Analyse de la morphométrie du bassin versant du Laval 57
Figure 2.7 : Classification hiérarchique des sous-bassins versant du Laval basée sur la classification du réseau hydrographique de Strahler. 58
Figure 2.8 : Localisation des zones de concentration potentielles des écoulements surfaciques (Indice IC) calculées par le modèle hydrologique RuiCells à l'échelle du Laval. 59
Figure 2.9 : Caractérisation de l'occupation de surface des sous-bassins versants du Laval et choix des sous-bassins versants étudiés. 60
Figure 2.10 : Surface en pourcentage par rapport à la surface totale du bassin versant du Laval. 61
Figure 2.11 : Présentation des instruments de mesure utilisés durant la période d'étude pour de la mesure en continu ou sous forme de campagne ponctuelle. 62
Figure 2.12 : Présentation de la station météorologique du Laval située à l'exutoire du bassin, à l'aval de l'interfluve Laval-Moulin. 63
Figure 2.13 : Chronique et lacunes des données climatologiques enregistrées par la station installée à l'exutoire du Laval, de mai 2015 à novembre 2016. 63
Figure 2.14 : Présentation d'un pluviographe à augets basculants de type Rainwise ® et du pluviographe de type Précis Mécanique® 1000 cm3 situé à l'exutoire du bassin versant du Laval. 64
Figure 2.15 : Localisation de quelques pluviographes à l'intérieur du Laval. 65
Figure 2.16 : Chronique et lacunes des données pluviométriques enregistrées par les pluviographes installés dans le Laval et celui situé à son exutoire, de mai 2015 à novembre 2016. 66

Figure 2.17 : Station de jaugeage des débits située à l'exutoire du bassin versant du Laval. 67
Figure 2.18 : Débits journaliers enregistrés à l'exutoire du Laval de mai 2015 à novembre 2016. 68
Figure 2.19 : Installation d'une station limnigraphique à l'exutoire d'un sous-bassin. 69
Figure 2.20 : Localisation des stations limnigraphiques à l'exutoire des sous-bassins investigués. 70
Figure 2.21 : Chronique et lacunes des mesures de hauteur d'eau. 71
Figure 2.22 : Méthodologie de la mesure d'infiltrométrie in situ. 72
Figure 2.23 : Localisation des mesures d'infiltrométrie effectuées en juillet 2015. 73
Figure 2.24 : Localisation des sites de prélèvement des échantillons de sol et de mesure d'infiltrométrie in situ au sein du Laval depuis 2000. 74
Figure 2.25 : Présentation de la sonde capacitive 10HS. 76
Figure 2.26 : Localisation des sondes capacitives 10HS au sein du bassin versant du Laval. 77
Figure 2.27 : Chronique et lacunes des données de teneur en eau enregistrées entre 10 et 20 cm de profondeur par les sondes 10HS de mai 2015 à novembre 2016. 78
Figure 2.28 : Présentation de l'installation et de la mesure d'une sonde capacitive PR2 (Delta-T ®). 79
Figure 2.29 : Localisation des sondes PR2 au sein du bassin versant du Laval. 80
Figure 2.30 : Chronique et lacunes des données de teneur en eau enregistrées entre 10 cm et 40 cm de profondeur par les sondes PR2 de mai 2015 à novembre 2016. 81
Figure 2.31 : Présentation de la sonde capacitive ML3. 81
Figure 2.32 : Localisation des versants investigués par les sondes ML3. 82
Figure 2.33 : Caractéristiques du pot de récupération des eaux (d'après Franck Tison, 2017). 83
Figure 2.34 : Localisation des mini lysimètres et installation au sein de la station de bilan hydrique sous végétation du sous-bassin 34. 84
Figure 2.35 : Fonctionnement et localisation des bougies poreuses installées au niveau de la station de bilan hydrique du sous-bassin 34. 85
Figure 2.36 : Localisation des préleveurs automatiques échantillonnant les eaux du Laval. 86
Figure 2.37 : Caractéristiques des deux collecteurs séquentiels de pluie utilisés. 87
Figure 2.38 : Contraintes liées au terrain 89
Figure 2.39 : Impacts de la crue du 08.06.2015 sur les stations limnigraphiques à l'exutoire des sous-bassins 41, 34 et 52 90
Figure 2.40 : Exemple de mesure du profil en travers de la section exutoire du sous bassin 48 avant et après la crue du 08.06.2016 91
Figure 2.41 : Système de suivi vidéo d'une crue. Exemple d'image lors de la crue du 05.11.2016 92
Figure 2.42 : Corrélation entre les teneurs en eau échantillonnées et les données brutes mesurées par les sondes 10HS 94
Figure 2.43 : Ecarts entre les teneurs en eau échantillonnées et celles mesurées par les sondes 10HS avec la nouvelle calibration en pelouse et en zone dénudée. 95
Figure 2.44 : Installation finale au sein du bassin versant du Laval 97
Figure 2.45 : Chroniques et lacunes enregistrées entre octobre 2014 et novembre 2016 au sein du réseau de mesure du Laval 98

Chapitre 3

Fig. 3.1.1 : Survey area location, land cover, and monitoring. 108
Fig. 3.1.2 : Photographs of the survey area and its constraints. 109
Fig. 3.1.3 : DEM and the 448 common points measured with Slingram EM31 during the four campaigns. 112
Fig. 3.1.4 : Raw ECa values (no interpolation) measured with Slingram EM31. 113
Fig. 3.1.5 : Available dataset from May 2015 to February 2016. 114
Fig. 3.1.6 : Correlation between ECa measured with Slingram EM31 and SWC. 115

Fig. 3.1.7 : Correlation between measured ECa (from EM31) and estimated ECa (from LISDQS - based on topographical data) (7a - Example of campaign 4) and spatial extrapolation of estimated ECa (7b). 116
Fig. 3.1.8 : Subtraction of interpolated ECa maps to identify potential hydrological contributing locations between campaigns. 117
Fig. 3.1.9 : Relationship between ECa differences among campaigns and distance to the river network by main land covers. 118
Fig. 3.1.10 : Example of SWC measurements made by a PR2 probe (Delta-T) at the plot scale at 4 depths (10, 20, 30 and 40 cm) in grassland and forest. 120

Fig. 3.2.1 : Survey area 132
Fig. 3.2.2 : A four-step method to obtain an optimal capacitance sensor network in the study area 135
Fig. 3.2.3 : Explanatory variables derived from the DEM (LiDar, 1m) and the SPOT 6/7 image 137
Fig. 3.2.4 : A/ Correlation between explanatory variables used for the geostatistical modeling. B/ Correlation between local variables and saturation variations across time (daily time scale). 138
Fig. 3.2.5 : Saturation time-series data presentation. 140
Fig. 3.2.6 : Representation of the primary weighting of local variables in the geostatistical model at a daily time step. 142
Fig. 3.2.7 : Variables weight in the geostatistical models at the event scale = Weight of variables in event-scale geostatistical models 142
Fig. 3.2.8 : Model validation with three probes set up in grassland, forest, and black marl with porosities ranging from 0.41 to 0.5. 144
Fig. 3.2.9 : Correlation between observed saturation (in situ measurement by SWC 10HS sensors) and estimated saturation (by LISDQS model) during three rainfall events. 145
Fig. 3.2.10 : Saturation mapping at a 15min time-step during a summer flood event (18/06). 146
Fig. 3.2.11 : Mean saturation and standard deviation for each studied environment. 147

Chapitre 4

Fig. 4.1.1 : Survey area 164
Fig. 4.1.2 : Surface, subsurface flow routing and runoff generation (Wigmosta et al., 1994) 165
Fig. 4.1.3 : Input and output data (from Wigmosta et al., 1994) 166
Fig. 4.1.4 : Spatial inputs 167
Fig. 4.1.5 : Meteorological input data 168
Fig. 4.1.6 : Input parameters of DHSVM model 170
Fig. 4.1.7 : Outflows sensitivity to Ksat V, Ksat L, porosity and field capacity values variations 172
Fig. 4.1.8 : Outflows sensitivity to Ksat V, Ksat L, porosity and field capacity values variations. Outputs from the 18.06.2016 flood event modeling. 172
Fig. 4.1.9 : Schematic representation of SWC sensitivity to Ksat V, Ksat L, porosity and field capacity values variations 173
Fig. 4.1.10 : Comparison between simulated and observed discharge at the catchment outlet (on the left). Comparison of simulated and observed soil water content (on the right). 175
Fig. 4.1.11 : Runoff by infiltration excess mapping. Example for three flood events with various hydrographs and maximum discharges. 177
Fig. 4.1.12 : Main land uses contribution to runoff at the event scale. 178
Fig. 4.1.13 : Comparison between mean soil saturation simulated (by DHSVM) and measured (by capacitance probes) in the four main land uses (black marls, vegetated black marls, grassland, forest). Example of the 18.06.2016 flood event. 179

Fig. 4.1.14 : Hydrophobicity phenomenon observed during infiltrometry in situ measurements. 180
Fig. 4.1.15 : Characteristics of five flood event which discharge were not well simulated. 181
Fig. 4.1.16 : Examples of two model optimization for the 05.11.2016. 182
Fig. 4.1.17 : Relationship between measured and estimated SWC. 183

Figure 4.2.1 : Localisation des instruments dont les données ont alimenté les analyses chimiques et isotopiques. 196
Figure 4.2.2 : Diagramme de mélange ARC - Cl^- à partir de la base de données chimique complète de l'ORE Draix-Bléone. 196
Figure 4.2.3 : Proportions de contribution des pôles de mélange au cours de la crue du 13/09/2015 197
Figure 4.2.4 : Comparaison des teneurs isotopiques dans les eaux du Laval et de la Roubine - crue du 13/09/2015. 198
Figure 4.2.5 : Proportions de contribution des pôles de mélange au cours de la crue du 03/10/2015 200
Figure 4.2.6 : Comparaison des teneurs isotopiques dans les eaux du Laval et de la Roubine - crue du 03/10/2015. 202
Figure 4.2.7 : Proportions de contribution des pôles de mélange au cours de la crue du 12/09/2016. 203
Figure 4.2.8 : Comparaison des teneurs isotopiques dans les eaux du Laval et de la Roubine - crue du 12/09/2016. 205
Figure 4.2.9 : Proportions de contribution des pôles de mélange au cours de la crue du 0511/2016. 206
Figure 4.2.10 : Comparaison des teneurs isotopiques dans les eaux de la Roubine, du BV34 et du BV48 - crue du 05/11/2016. 208

Conclusion générale

Figure 5.1 : Impact de la teneur en eau initiale et de l'intensité maximale des précipitations sur les processus hydrologiques et les débits associés. 214
Figure 5.2 : Variations des hauteurs d'eau mesurées à l'exutoire des sous-bassins 34, 48, 51 et 52. 215
Figure 5.3 : Modèle conceptuel du fonctionnement hydrologique du bassin du Laval lors d'un pic de crue. 216

Liste des tableaux

Chapitre 1

Tableau 1.1 : Exemple de bassins versants expérimentaux (<100 km²) équipés à travers le monde depuis 1945 et toujours actifs. 26
Tableau 1.2 : Exemples de suivi de la teneur dans des bassins versants torrentiels à l'aide de la mesure par TDR. 37
Tableau 1.3 : Exemples de suivi de la teneur dans des bassins versants torrentiels à l'aide de la mesure par des sondes capacitives 38
Tableau 1.4 : Exemple de modèles distribués et semi-distribués à base physique pour l'étude du fonctionnement hydrologique de petits bassins versant inférieurs à 50 km² sujets aux crues à cinétique rapide. 44

Chapitre 2

Tableau 2.1 : Valeurs de conductivités hydrauliques à saturation (en m/s) obtenues in situ et en laboratoire au sein de 5 formations superficielles du Laval. 54
Tableau 2.2 : Caractéristiques morphologiques des sous-bassins étudiés. 61
Tableau 2.3 : Présentation du réseau de pluviographes déployé dans le bassin versant du Laval. 64
Tableau 2.4 : Caractéristiques des stations limnigraphiques à l'exutoire des sous-bassins investigués et des sondes Baro situées à l'exutoire du Laval et au niveau du glissement de la Coulée. 69
Tableau 2.5 : Description des campagnes d'infiltrométrie menées en juillet 2015. 72
Tableau 2.6 : Présentation des propriétés hydrodynamiques des formations superficielles au sein desquelles sont installées les sondes Decagon 10HS. 75
Tableau 2.7 : Présentation des points de mesure de teneur en eau par les sondes capacitives 10HS de mai 2015 à novembre 2016. 76
Tableau 2.8 : Présentation des points de mesure de teneur en eau par les sondes capacitives PR2 de mai 2015 à novembre 2016. 79
Tableau 2.9 : Présentation des mesures de teneur en eau par les sondes capacitives ML3 en mai et juin 2016. 82
Tableau 2.10 : Présentation des points de prélèvements de l'eau du sol à 3 profondeurs par des bougies poreuses de juillet 2015 à novembre 2016. 86
Tableau 2.11 : Présentation des points de prélèvement de l'eau de surface aux exutoires des sous-bassins 34 et 48, du sous-bassin de la Roubine et des bassins du Laval et du Brusquet. 87
Tableau 2.12 : Récapitulatif des campagnes de suivi chimique et isotopiques de 2015 et 2016. 88
Tableau 2.13 : Analyse de la variabilité spatio-temporelle de la pluie événementielle au sein du Laval 90
Tableau 2.14 : Analyse de la dispersion des teneurs en eau (%) échantillonnées. 93
Tableau 2.15 : Analyse des écarts des teneurs en eau échantillonnées par rapport à celles mesurées par les 10HS 93

Chapitre 3

Tab. 3.1.1 : Soil type and parameters at the SWC probe scale 108

Tab. 3.2.1 : Soil type and properties at the plot scale 133

Tab. 3.2.2 : Laval rain gauges 135
Tab. 3.2.3 : Cumulated rainfall monitored by 4 rain gauges for 14 rainfall events in 2016. 138
Tab. 3.2.4 : Plot scale saturation variation at the event time scale - mean values by environment. 141
Tab. 3.2.5 : Validation at the plot scale for each flood event 144

Chapitre 4

Tab. 4.1.1 : Characterization of the twelve studied flood events. 169
Tab. 4.1.2 : Soil hydrodynamic propreties minimum and maximum values measured on the field. 170
Tab. 4.1.3 : Level of sensitivity criteria 171
Tab. 4.1.4 : Qmax, runoff and subsurface flow proportion to toal flow, and flow coefficient computed for the seven flood events which discharge are well simulated (NSE > 0.6). 175

Tableau 4.2.1 : Moyennes pondérée par les débits de la composition isotopique des eaux du laval et de la Roubine au cours de la crue du 02-03/10. 201
Tableau 4.2.2 : Teneur isotopique dans les solutions de sol entre le 05/10 et le 13/10. 201

Tables des matières

Sommaire 5
Avant-propos 7
Remerciements 9
Résumé 11
Abstract 11

Introduction générale 13

Chapitre 1 - Constats et besoins de recherche 21

Introduction du chapitre 1 22
1 Pourquoi travailler à l'échelle des petits bassins versants torrentiels (< 10 km²) ? 22
1.1 Quelques précisions terminologiques 22
1.2 Une échelle de mesure pertinente pour l'étude des crues torrentielles 24
1.3 De nombreux bassins versants expérimentaux étudiés à l'échelle mondiale 25
1.4 Et pourtant, des hauts bassins versants qui restent partout à investiguer 31
2 Pourquoi s'intéresser à la teneur en eau ? 31
2.1 Un paramètre clef dans l'étude des processus hydrologiques 31
2.2 Un facteur de contrôle des écoulements à l'échelle événementielle 32
2.2.1 La teneur en eau des sols conditionne des processus d'écoulements variés selon les environnements 32
2.2.2 La teneur en eau des sols impacte les échanges versant-rivière 33
2.2.3 Et pourtant, des efforts à poursuivre… 33
3 Comment mesurer et spatialiser la teneur en eau ? 34
3.1 Différents types de mesures associées à différentes échelles d'analyse 34
3.1.1 Les mesures aéroportées 34
3.1.2 Les mesures au sol dites non invasives 35
3.1.3 Les mesures au sol dites invasives 36
3.2 Analyse critique de la mesure par des sondes capacitives 39
3.3 Des réseaux de capteurs en appui à la spatialisation 40
3.3.1 Définition d'un réseau de capteur 40
3.3.2 Pour spatialiser quels processus ? 41
3.3.3 Optimiser la localisation des capteurs 41
3.3.4 Enjeux de la spatialisation à partir d'un réseau de capteurs 41
3.4 Et pourtant, des efforts à poursuivre pour optimiser ces réseaux spatialement et temporellement 42
4 Quelles valeurs ajoutées peut-on attendre de la modélisation hydrologique ? 42
4.1 Justification et apports des modèles distribués à la spatialisation 42
4.1.1 Des outils appropriés pour faire apparaitre des processus spatiaux 42
4.1.2 Des outils déjà appliqués pour l'étude des petits bassins versants 43
4.2 Limites et investigations à poursuivre 44
4.2.1 L'adéquation entre la formalisation mathématique des processus et leur modélisation à différentes échelles 45
4.2.2 Les limites liées aux paramètres spatialisés 45
4.2.3 Les contraintes liées à l'informatique 46
Conclusion du chapitre 1 46

Chapitre 2 - Présentation et justification de la démarche d'investigation expérimentale 49

Introduction du chapitre 2 50
1 Caractéristiques physiographiques du bassin versant du Laval 50
1.1 Nature et ampleur des forçages climatiques 50
1.2 Caractérisation hydrodynamique des deux principales formations superficielles du Laval 52
1.3 Des sols majoritairement dénudés malgré un reboisement naturel depuis le 20ème siècle 54
1.4 Une prédisposition accrue au ruissellement liée à la morphologie du bassin 55
2 Choix et justification de la démarche d'investigation 58
3 Objectifs des mesures collectées et qualité des chroniques acquises 61
3.1 Améliorer l'étude des relations entre les forçages climatiques et les réponses hydrologiques 63
3.1.1 Affiner l'étude de la variabilité spatio-temporelle des pluies 63
3.1.2 Affiner l'étude de la réponse hydrologique interne du Laval 66
3.2 Les horizons superficiels : principaux réservoirs hydriques aux caractéristiques contrastées 71
3.2.1 Des différences marquées entre les propriétés hydrodynamiques du régolithe de marne et les sols végétalisés 71
3.2.2 Un réseau de capteurs diversifiés pour caractériser les variations *de teneur en eau des solsen subsurface* 75
3.2.3 Mesure des flux d'eau libre dans le sol 83
3.3 Suivi chimique et isotopique des eaux du Laval 84
4 Analyse critique des données collectées 88
4.1 Divers dysfonctionnements techniques liés à des contraintes environnementales 88
4.2 Critique des données hydrométéorologiques 89
4.2.1 Une faible variabilité spatiale des pluies à l'échelle événementielle 89
4.2.2 Des mesures de hauteur d'eau à l'exutoire des sous bassins contraintes par l'érosion 90
4.2.3 Tentative de jaugeage hydrologique 91
4.3 Analyse critiques des données liées au sol 92
4.3.1 Mesure d'infiltrométrie in situ 92
4.3.2 Critique de la mesure de teneur en eau et calibration des sondes capacitives 92
4.3.3 Critique du suivi le long de profils verticaux 95
Conclusion du chapitre 2 96

Chapitre 3 - Spatialisation et évaluation de la variabilité de la teneur en eau des sols : approches multi méthodes et multi échelles 101

Assessing soil water content spatio-temporal variability at the hillslope scale in a headwater catchment using a multi variable interpolation model based on EMI surveys (Draix, South Alps, France) 105
Abstract 105
1 Introduction 106
2 Survey area 107

3 Material and methods 109
3.1 Plot-scale measurements : Volumetric water content 110
3.2 Hillslope scale measurements: Soil electrical conductivity 110
3.3 Spatial interpolation model : LISDQS 111
4 Results and discussion 112
4.1 Measured ECa space-time distribution 112
4.2 Measured plot-scale SWC 113
4.3 Correlation between ECa and SWC 114
4.4 Catchment scale extrapolation of ECa from a multivariable correlation analysis 115
4.5 Identification of hydrological contributing areas from ECa maps 116
5 Conclusions 119
6 Acknowledgments 119
Annex 1 120
Annex 2 120
References 121

Mapping soil water saturation using a geostatistical model: results obtained in a small catchment in the Southern Alps (France) 129
Abstract 129
1 Introduction 130
2 Survey area 131
3 Material and method 132
3.1 In situ measurements 132
3.1.1 Presentation of capacitance sensors 132
3.1.2 Calibration of capacitance sensors 133
3.1.3 Network optimization 134
3.2 Geostatistical modeling framework 135
3.2.1 Presentation of LISDQS 135
3.2.2 A three-step analysis method 136
3.2.3 Parameterization 136
3.3 Relationships between local variables and saturation rates 137
4 Results 138
4.1 Low rainfall spatial variability at the event scale 138
4.2 Soil saturation dynamics from plot scale sensors 139
4.2.1 Daily time scale 139
4.2.2 Event time scale 140
4.3 Weight of variables in the geostatistical model 141
4.3.1 Daily time scale 141
4.3.2 Event time scale 142
4.4 Model validation 143
4.4.1 Daily time scale 143
4.4.2 Event time scale 144
4.5 Areal extrapolation and mapping at the event time scale 144
5 Discussions 147
5.1 Assessing hydrological processes from saturation spatial dynamics 147
5.2 Remarks on SWC measurements 147
5.3 Explanatory variables and data extrapolation 148
6 Conclusions and outlook 148
7 Acknowledgments 149
References 150

Chapitre 4 - Modélisation hydrologique et traçage naturel des crues de 2015 et 2016 : application aux épisodes d'été et d'automne 157

Modeling event runoff processes in torrential headwater catchment using a distributed physically based hydrological model (DHSVM) - application to the Draix-Bléone field observatory (South Alps) 161
Abstract 161
1 Introduction 162
2 Survey area 163
3 Material and method 164
3.1 DHSVM framework 164
3.2 Input data 165
3.2.1 Spatial data 166
3.2.2 Meteorological data 167
3.3 Presentation of studied rainfall and flood events 169
3.4 Sensitivity analysis based on field measurements 169
3.4.1 Simulated discharge sensitivity 171
3.4.2 Simulated soil water content sensitivity 173
4 Results 173
4.1 Model validation at the event time scale 173
4.2 Partition between surface runoff and subsurface flows 175
4.3 Runoff by infiltration excess mapping 175
4.4 Comparison between simulated and measured saturation data by land uses and at the plot scale 178
5 Discussions 179
5.1 Difficulty to model hydrological responses induced by high initial moisture conditions and/or rainfall intensity 179
5.2 Inadequacy between simulated discharge and SWC measured at the plot scale 181
6 Conclusions 184
Annex 184
References 189

Apport du traçage naturel à l'identification de l'origine des écoulements en crue : analyses appliquées à quatre épisodes de crues 195
Introduction 195
1 Crue du 13/09/2015 197
1.1 Analyse EMMA (End-Member-Mixing-Analysis) 197
1.2 Analyse isotopique 198
2 Crue du 03/10/2015 200
2.1 Analyse EMMA (End-Member-Mixing-Analysis) 200
2.2 Analyse isotopique 201
3 Crue du 12/09/2016 203
3.1 Analyse EMMA (End-Member-Mixing-Analysis) 203
3.2 Analyse isotopique 204
4 Crue du 05/11/2016 206
4.1 Analyse EMMA (End-Member-Mixing-Analysis) 206
4.2 Analyse isotopique 207
Conclusion 209

Conclusion générale 211

Références bibliographiques 221
Liste des figures 235
Liste des tableaux 239

ACADÉMIE D'AIX-MARSEILLE
UNIVERSITÉ D'AVIGNON ET DES PAYS DE VAUCLUSE

THÈSE présentée par

M. Florian Mallet

Spatialisation et modélisation de l'état hydrique des sols pour l'étude des processus de formation des écoulements en contexte torrentiel : application au bassin versant marneux du Laval

(ORE Draix-Bléone, Alpes-de-Haute-Provence, France)

Résumé

Pour améliorer la prévision des crues dans les bassins versants torrentiels, les hydrologues doivent connaître les conditions initiales de l'état hydrique des sols précédant les événements pluvieux. La cartographie de l'humidité des sols, dont les variations sont principalement influencées par la topographie, la couverture végétale et l'hétérogénéité des propriétés des sols, constitue alors un outil précieux pour étudier les processus de formation des écoulements. Ce travail aborde la problématique de la spatialisation des variations spatio-temporelles de l'état hydrique des sols en utilisant la modélisation géostatistique et hydrologique appliquées au bassin versant expérimental marneux du Laval (0.86 km², ORE Draix-Bléone, France). Le suivi *in situ* des épisodes pluvieux de mai 2015 à novembre 2016 a permis de mettre en évidence une relation significative entre la teneur en eau des sols, la topographie et l'occupation de surface dans les badlands. Il a également permis de mieux appréhender la dynamique spatio-temporelle des variations de teneur en eau des versants à l'échelle saisonnière et événementielle, et de confirmer la majeure contribution aux écoulements de crue des horizons superficiels dénudés. Enfin, la modélisation hydrologique associée au traçage chimique et isotopique des eaux du bassin a apporté une amélioration de la compréhension de l'organisation spatiale de la réponse hydrologique du bassin à l'échelle événementielle.

Mots-clefs : bassin versant torrentiel ; humidité des sols ; formation des écoulements ; spatialisation ; occupation de surface

Abstract

Hydrologists need to know soil moisture antecedent conditions before rainfall events to improve flood forecasting in torrential catchments. Soil moisture mapping, whose variations are mainly influenced by topography, vegetation cover, and heterogeneity of soil properties, is therefore a valuable tool to study hydrological processes. This work adresses the issue of the spatio-temporal variations of soil water status spatialization using geostatistical and hydrological modeling applied to the Laval marly experimental catchment (0.86 km², ORE Draix-Bléone, France). In situ monitoring of rainfall events from May 2015 to November 2016 revealed a significant relationship between soil water content, topography and land cover in the badlands. It also led to better assess soil water content spatio-temporal dynamics at the hillslope scale and the seasonal and event time scales. It confirmed the major contribution of bare areas to stream flows. Eventually, the hydrological modeling associated to the chemical and isotopic water tracing made it possible to better understand the spatial organization of the catchment hydrological response at the event scale.

Key-words : torrential catchment ; soil moisture ; runoff ; mapping ; land cover