



HAL
open science

Modelización hidrológica distribuida de crecidas en la región del Cévennes-Vivarais : impacto de incertidumbres ligadas a la estimación de la precipitación y a la parametrización del modelo

Rafael Navas Nunez

► **To cite this version:**

Rafael Navas Nunez. Modelización hidrológica distribuida de crecidas en la región del Cévennes-Vivarais : impacto de incertidumbres ligadas a la estimación de la precipitación y a la parametrización del modelo. Hydrology. Université Grenoble Alpes, 2017. Español. NNT : 2017GREAU025 . tel-01707871

HAL Id: tel-01707871

<https://theses.hal.science/tel-01707871>

Submitted on 13 Feb 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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE LA COMMUNAUTÉ UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité: Océan, Atmosphère, Hydrologie (CEOAH)

Arrêté ministériel: 25 mai 2016

Présentée par

Rafael Ignacio Navas Núñez

Thèse dirigée par **Guy Delrieu**

Préparée au sein **L'Institut des Géosciences de l'Environnement**
dans l'Ecole Doctorale **Terre Univers Environnement**

**Modélisation hydrologique distribuée des crues en
région Cévennes-Vivarais : impact des incertitudes
liées à l'estimation des précipitations et à la
paramétrisation du modèle**

**Distributed hydrological modeling of floods in the
Cévennes-Vivarais region: impact of uncertainties
related to precipitation estimation and model
parameterization**

Thèse soutenue publiquement le **6 octobre 2017**,
devant le jury compose de :

Madame Isabelle BRAUD

Directrice de recherche, IRSTEA, Lyon, Présidente

Monsieur Daniel SEMPERE-TORRES

Professeur Associé UNIV. POLYTECHNIQUE DE CATALOGNE
ESPAGNE, Rapporteur

Monsieur Christophe BOUVIER

DIRECTEUR DE RECHERCHE, IRD DELEGATION REGIONALE
OCCITANIE, Rapporteur

Monsieur Roger MOUSSA

DIRECTEUR DE RECHERCHE, INRA CENTRE OCCITANIE
MONTPELLIER, Examineur

Monsieur Guy DELRIEU

DIRECTEUR DE RECHERCHE, CNRS DELEGATION ALPES,
Directeur de these





Modelización hidrológica distribuida de crecidas en la región del Cévennes-Vivarais: impacto de incertidumbres ligadas a la estimación de la precipitación y a la parametrización del modelo

RÉSUMÉ

Il est connu qu'avoir un système d'observation de la pluie de haute résolution spatio – temporelle est crucial pour obtenir de bons résultats dans la modélisation pluie – écoulement. Le radar est un outil qui donne des estimations quantitatives de précipitation avec une très bonne résolution. Lorsqu'il est fusionné avec un réseau des pluviomètres les avantages des deux systèmes sont obtenus. Cependant, les estimations fournies par le radar ont des incertitudes différentes à celles qui sont obtenus avec les pluviomètres. Dans le processus de calcul pluie – écoulement l'incertitude des précipitations interagit avec l'incertitude du modèle hydrologique. L'objectif de ce travail est *d'étudier les méthodes utilisées pour quantifier l'incertitude dans l'estimation des précipitations par fusion radar – pluviomètres et de l'incertitude dans la modélisation hydrologique, afin de développer une méthodologie d'analyse de leurs contributions individuelles au traitement pluie - écoulement.*

Le travail est divisé en deux parties, la première cherche à évaluer: *Comment peut-on quantifier l'incertitude de l'estimation des précipitations par radar?* Pour répondre à la question, l'approche géostatistique par Krigeage avec Dérive Externe (KED) et Génération Stochastique de la précipitation a été utilisée, qui permet de modéliser la structure spatio – temporelle de l'erreur. La méthode a été appliquée dans la région des Cévennes - Vivarais (France), où il y a un système très dense d'observation. La deuxième partie explique: *Comment pourrais être quantifiée l'incertitude de la simulation hydrologique qui provient de l'estimation de précipitation par radar et du processus de modélisation hydrologique?* Dans ce point, l'outil de calcul hydrologique à Mesoéchelle (HCHM) a été développé, c'est un logiciel hydrologique distribuée et temps continu, basé sur le Numéro de Courbe et l'Hydrographe Unitaire. Il a été appliqué dans 20 résolutions spatio - temporelles allant de 10 à 300 km² et 1 à 6 heures dans les bassins de l'Ardèche (~ 1971 km²) et le Gardon (1810 km²). Après une analyse de sensibilité, le modèle a été simplifié avec 4 paramètres et l'incertitude de la chaîne de processus a été analysée: 1) Estimation de précipitation; 2) Modélisation hydrologique; et 3) Traitement pluie - écoulement, par l'utilisation du coefficient de variation de l'écoulement simulé.

Il a été montré que KED est une méthode qui fournit l'écart type de l'estimation des précipitations, lequel peut être transformé dans une estimation stochastique de l'erreur locale. Dans la chaîne des processus: 1) L'incertitude dans l'estimation de précipitation augmente avec la réduction de l'échelle spatio – temporelle, et son effet est atténué par la modélisation hydrologique, vraisemblablement par les propriétés de stockage et de transport du bassin ; 2) L'incertitude de la modélisation hydrologique dépend de la simplification des processus hydrologiques et pas de la surface du bassin ; 3) L'incertitude dans le traitement pluie - écoulement est le résultat de la combinaison amplifiée des incertitudes de la précipitation et la modélisation hydrologique.

Mots clés: *radar météorologique, fusion radar – pluviomètre, simulation pluie – écoulement, génération stochastique, propagation de l'incertitude, mésoéchelle.*

RESUMEN

Es sabido que disponer de un sistema de observación de precipitación a alta resolución espacio – temporal es crucial para obtener buenos resultados en la modelización lluvia – escorrentía. El radar es una herramienta que ofrece estimaciones cuantitativas de precipitación con muy buena resolución. Cuando se fusiona con la red pluviométrica se obtienen las ventajas de ambos sistemas. No obstante, la estimación que brinda el radar posee incertidumbres diferentes a las que se obtienen con los pluviómetros. En el proceso de cálculo lluvia - escorrentía, la incertidumbre de la precipitación interacciona con la incertidumbre del modelo hidrológico. El objetivo de este trabajo es: *Estudiar los métodos que se utilizan para cuantificar la incertidumbre en la estimación de precipitación por fusión radar – pluviómetro y la incertidumbre en la modelización hidrológica, con el fin de elaborar una metodología para el análisis de sus contribuciones individuales en el procesamiento lluvia – escorrentía.*

El trabajo se divide en dos partes, en la primera se evalúa: *¿Cómo puede ser cuantificada la incertidumbre de la estimación de la precipitación por radar?* Para responder la pregunta se ha utilizado el enfoque geoestadístico mediante el Krigeado con Deriva Externa (KED) y la Generación Estocástica de precipitación, los cuales permiten modelar la estructura espacio – temporal del error. El método fue aplicado en la región del Cévennes – Vivarais (Francia), que dispone de un muy buen sistema de observación. La segunda parte explica: *¿Cómo puede ser cuantificada la incertidumbre en la simulación hidrológica que proviene de la estimación de precipitación por fusión radar - pluviómetro y del proceso de modelación hidrológica?* En este punto se desarrolló la Herramienta de Cómputo Hidrológico a Mesoescala (HCHM), la cual es un software hidrológico distribuido y de tiempo continuo, que se basa en el Número de Curva y el Hidrograma Unitario de Clark. Fue aplicado en 20 resoluciones espacio - temporales que van desde 10 hasta 300 km² y de 1 hasta 6 horas, en las cuencas del Ardèche (~1971 km²) y el Gardon (1810 km²). Luego de realizar un análisis de sensibilidad, se simplificó el modelo a 4 parámetros y se analizó la incertidumbre de la cadena de procesos: 1) estimación de precipitación; 2) modelización hidrológica; y 3) estimación lluvia – escorrentía, mediante el coeficiente de variación de la escorrentía simulada.

Se mostró que KED, es un método que proporciona la desviación estándar de la estimación de precipitación, la cual puede ser transformada en una estimación estocástica del error local. En la cadena de procesos: 1) La incertidumbre en la estimación de precipitación aumenta al reducir la escala espacio – temporal y su efecto es atenuado en la modelización hidrológica, presuntamente por las propiedades de almacenamiento y tránsito de la cuenca; 2) La incertidumbre de la modelización hidrológica depende de la simplificación de los procesos hidrológicos y no de la superficie de la cuenca; y 3) La incertidumbre en el procesamiento lluvia – escorrentía es el resultado de la combinación amplificada de las incertidumbres de la precipitación y de la modelación hidrológica.

Palabras claves: *radar meteorológico, fusión radar – pluviómetro, simulación lluvia – escorrentía, generación estocástica, propagación de la incertidumbre, mesoescala.*

ABSTRACT

It is known that having a precipitation observation system at high space - time resolution is crucial to obtain good results in rainfall - runoff modeling. Radar is a tool that offers quantitative precipitation estimates with very good resolution. When it is merged with a rain gauge network the advantages of both systems are achieved. However, radars estimates have different uncertainties than those obtained with the rain gauge. In the modeling process, uncertainty of precipitation interacts with uncertainty of the hydrological model. The objective of this work is: *To study methods used to quantify the uncertainty in radar – raingauge merge precipitation estimation and uncertainty in hydrological modeling, in order to develop a methodology for the analysis of their individual contributions in the uncertainty of rainfall - runoff estimation.*

The work is divided in two parts, the first one evaluates: *How the uncertainty of radar precipitation estimation can be quantified?* To address the question, the geostatistical approach by Kriging with External Drift (KED) and Stochastic Generation of Precipitation was used, which allows to model the spatio - temporal structure of errors. The method was applied in the Cévennes - Vivarais region (France), where there is a very rich observation system. The second part explains: *How can it be quantified the uncertainty of the hydrological simulation coming from the radar precipitation estimates and hydrological modeling process?* In this point, the hydrological mesoscale computation tool was developed; it is distributed hydrological software in time continuous, within the basis of the Curve Number and the Unit Hydrograph. It was applied in 20 spatio-temporal resolutions ranging from 10 to 300 km² and 1 to 6 hours in the Ardèche (~ 1971 km²) and the Gardon (1810 km²) basins. After a sensitivity analysis, the model was simplified with 4 parameters and the uncertainty of the chain of process was analyzed: 1) Precipitation estimation; 2) Hydrological modeling; and 3) Rainfall - runoff estimation, by using the coefficient of variation of the simulated flow.

It has been shown that KED is a method that provides the standard deviation of the precipitation estimation, which can be transformed into a stochastic estimation of the local error. In the chain of processes: 1) Uncertainty in precipitation estimation increases with decreasing spatio-temporal scale, and its effect is attenuated by hydrological modeling, probably due by storage and transport properties of the basin; 2) The uncertainty of hydrological modeling depends on the simplification of hydrological processes and not on the surface of the basin; 3) Uncertainty in rainfall - runoff treatment is the result of the amplified combination of precipitation and hydrologic modeling uncertainties.

Keywords: *weather radar, radar – raingauge merge, rainfall – runoff simulation, stochastic generation, uncertainties propagations, mesoscale.*

CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	10
PRIMERA PARTE. Incertidumbre en la estimación de precipitación por radar.....	12
CAPÍTULO I. Estado del arte en la estimación de precipitación por radar	13
1. EL RADAR METEOROLÓGICO	14
1.1. Estimación de la precipitación por radar	16
1.2. Factores que afectan la estimación de precipitación por radar	17
2. MÉTODOS DE FUSIÓN RADAR – PLUVIÓMETRO.....	20
2.1. Krigeado Ordinario	21
2.2. Krigeado con Deriva Externa.....	23
3. ESTIMACIÓN DE LA INCERTIDUMBRE	25
3.1. Estimación de la incertidumbre mediante el concepto de visibilidad hidrológica.....	25
3.1.1. Principio de cálculo del software VISHYDRO	25
3.2. Estimación de la incertidumbre mediante la comparación radar – pluviómetro	27
3.3. Modelos de error en la estimación de la precipitación por radar	27
CAPÍTULO II. Experimentación en la estimación de precipitación por radar	32
4. MÉTODOS APLICADOS EN LAS EXPERIENCIAS DE ESTIMACIÓN DE LA INCERTIDUMBRE DE LA PRECIPITACIÓN	33
4.1. Primera experiencia. Influencia de las características del radar y de la región de estimación de interés en la calidad de la estimación de precipitación por radar.....	33
4.2. Segunda experiencia. Efecto de la densidad de la red pluviométrica en la calidad de la estimación de la precipitación por radar mediante la fusión radar – pluviómetro (planteamiento).....	35
4.2.1. Descripción de la zona de estudio de la segunda experiencia	36
4.2.2. Descripción del método empleado para el análisis de la segunda experiencia.....	38
4.3. Tercera experiencia. Simulación de la incertidumbre de la precipitación	42

5.	RESULTADOS Y ANÁLISIS	44
5.1.	Influencia de las características del radar y de la región de estimación de interés en la calidad de la estimación de precipitación por radar	44
5.2.	Efecto de la densidad de la red pluviométrica en la calidad de la estimación de la precipitación por radar mediante la fusión radar – pluviómetro	47
5.3.	Simulación de la incertidumbre de la precipitación.....	52
SEGUNDA PARTE. Incertidumbre en la simulación lluvia – escorrentía.....		57
CAPÍTULO III. Estado del arte en la simulación lluvia – escorrentía.....		58
6.	PROCESOS HIDROLÓGICOS Y SU COMPLEJIDAD.....	59
6.1.	Hidrograma de Creciente	60
6.2.	Procesos de Producción	61
6.3.	Procesos de Transferencia.....	63
7.	SOFTWARES Y MODELOS HIDROLÓGICOS.....	67
7.1.	Breve reseña de softwares hidrológicos populares	68
7.2.	Breve reseña de modelos hidrológicos utilizados en el Cévennes-Vivarais.....	69
8.	LOS PROBLEMAS DE ESCALA ESPACIO-TEMPORAL EN HIDROLOGÍA.....	72
9.	INCERTIDUMBRE EN LA SIMULACIÓN LLUVIA - ESCORRENTÍA.....	77
10.	HERRAMIENTAS DE ANÁLISIS.....	79
10.1.	Función de costo	79
10.2.	Técnicas de ajuste de parámetros.....	80
10.3.	Análisis de sensibilidad.....	81
CAPÍTULO IV. Experimentación lluvia - escorrentía.....		83
11.	DESCRIPCIÓN DEL SOFTWARE HIDROLÓGICO (HCHM).....	84
11.1.	Proceso de producción	84
11.1.1.	Flujo directo	85
11.1.2.	Caudal de base	86
11.1.3.	Producción total	87

11.2.	Proceso de Transferencia	87
11.2.1.	Tránsito en subcuencas	87
11.2.2.	Tránsito en Canales.....	89
11.3.	Recapitulación de variables y parámetros del HCHM.....	91
12.	IMPLEMENTACIÓN DEL HCHM.....	93
12.1.	Relieve y geología de las cuencas del Ardèche y el Gardon	93
12.2.	Uso del suelo en la región Ardèche y Gardon	94
12.3.	Precipitación máxima de período de retorno 2 años en el Cévennes- Vivarais	95
12.4.	Caudal de punta de período de retorno dos años en la región Ardèche- Gardon.....	96
12.5.	Evapotranspiración potencial.....	97
12.6.	Resolución espacio-temporal de trabajo del HCHM y puntos de control	97
12.7.	Histograma de Superficies	99
12.8.	Número de curva.....	102
12.9.	Tiempo de tránsito en canales.....	103
13.	MÉTODOS APLICADOS EN LAS EXPERIENCIAS DE SIMULACIÓN HIDROLÓGICA	105
13.1.	Cuarta experiencia. Análisis de sensibilidad y reducción del número de parámetros	105
13.2.	Quinta experiencia. Transferibilidad de los parámetros entre temporadas lluviosas.....	107
13.3.	Sexta experiencia. Calidad de la estimación en función de la superficie de los puntos de control y de la severidad del evento	108
13.4.	Séptima experiencia. Influencia de la desagregación espacio – temporal de la precipitación en la calidad de la simulación lluvia – escorrentía.	110
13.5.	Octava experiencia. Propagación de la incertidumbre en la modelización lluvia – escorrentía.	111
14.	RESULTADOS Y ANÁLISIS	113
14.1.	Análisis de sensibilidad y reducción del número de parámetros del modelo.....	113
14.2.	Transferibilidad de los parámetros de una temporada lluviosa a otra.....	117
14.3.	Calidad de la estimación en los puntos de control.....	121

14.4.	Efecto del uso de una mayor resolución de la precipitación con respecto a la resolución de trabajo del modelo.....	126
14.5.	Propagación de incertidumbre en la modelización lluvia - escorrentía	130
TERCERA PARTE. Conclusiones y Perspectivas.....		134
CONCLUSIONES		135
TRABAJO A SEGUIR.....		139
REFERENCIAS		142
ANEXO 1. Frecuencia de caudales máximos instantáneos		153
ANEXO 2. Cómputo del número de curva		154

INTRODUCCIÓN

El concepto de incertidumbre ha inspirado un buen número de investigaciones en diversas ciencias en los últimos 50 años. La incertidumbre es lo opuesto a certidumbre, certitud, certeza o seguridad sobre algo en específico. Desde el punto de vista metrológico, la incertidumbre es la caracterización de la dispersión de los valores atribuidos a una magnitud medida (JCGM, 2008); en otras palabras, es la cuantificación de la duda del resultado de una medición.

En el análisis científico, la cadena Datos – Información – Conocimiento está vinculada al concepto de incertidumbre. En primer lugar, el dato es el resultado de una medición y posee incertidumbre (Rabinovich, 2000); en segundo lugar, el procesamiento del dato para producir información acarrea la incertidumbre del dato y añade nueva incertidumbre propia del procesamiento (Petry and Yazici, 2010); finalmente, el conocimiento se obtiene a partir de la interpretación de la información integrando la incertidumbre que ella contiene (Tang et al., 2011). El análisis de incertidumbre debe centrarse en conocer *¿Cuán grande es la incertidumbre?* y *¿Cuán grande es el margen que puede ser tolerado?* (Briggs, 2016). Según Marco et al., (1993); en hidrología la respuesta a la primera interrogante puede ser abordada con hidrología *teórica* (sin. básica, científica o analítica), mientras que la segunda debe tratarse sin duda con hidrología *práctica* (sin. utilitaria, aplicada o ingeniería hidrológica).

De la misma manera, el conocimiento hidrológico se basa en la información hidrológica disponible, la cual es el resultado del procesamiento de los datos hidrológicos (Hughes et al., 2014; Schulze, 2007). Una herramienta que ha sido y sigue siendo muy utilizada para generar información hidrológica es la simulación lluvia – escorrentía (Todini, 2011). La incertidumbre en la simulación lluvia – escorrentía se presenta como un mosaico de incertidumbres provenientes de diferentes fuentes. Las dos principales son *la incertidumbre que proviene del dato de precipitación* (Carpenter and Georgakakos, 2004; Germann et al., 2009; Habib et al., 2008), la cual depende de sistema de observación con que se realiza la medición (e.g. pluviómetros, radar); y *la incertidumbre que se incorpora en la modelización hidrológica* (Beven and Binley, 2014, 1992), ésta última es dependiente de la representación simplificada de los procesos hidrológicos y de la parametrización (Anquetin et al., 2010; Arnaud et al., 2011; Emmanuel et al., 2015; F. Lobligeois et al., 2013; Lawler, 1964; Mallari et al., 2015).

El radar es una herramienta que está siendo utilizada cada vez más para producir datos de precipitación con muy buena resolución espacio – temporal sobre amplias áreas. Al igual que con las redes clásicas de pluviómetros, la incertidumbre de la precipitación por radar depende de la resolución espacio – temporal (Boudevillain et al., 2016; Delrieu et al., 2014c). Adicionalmente, la estimación de la precipitación por radar tiene fuentes de error diferentes a la estimación clásica con pluviómetros (e.g. el perfil vertical de reflectividad o la longitud de onda del pulso electromagnético; Bringi and Chandrasekar, 2001; Doviak and Zrníć, 1993). Estas nuevas fuentes de error son difíciles de cuantificar, limitan las aplicaciones hidrológicas

del radar y dan razones a la comunidad científica a seguir investigando en este campo (Berne and Krajewski, 2013).

En el análisis de incertidumbre en la modelización hidrológica, es difícil discernir cómo se propaga la incertidumbre que proviene de las diferentes fuentes (e.g. de la precipitación, de la modelización). Esta es una de las razones que explica porque en hidrología práctica se ha incorporado implícitamente la incertidumbre de la precipitación mediante la calibración de los parámetros del modelo (Kavetski et al., 2003). No obstante, ha sido reconocido que es necesario un tratamiento separado de ambas fuentes, ya que esto ayuda a evaluar la importancia de las componentes del modelo hidrológico y priorizar la investigación en los aspectos más importantes (Zappa et al., 2010). El objetivo general de esta investigación es:

- **Estudiar los métodos que se utilizan para cuantificar la incertidumbre en la estimación de precipitación por fusión radar – pluviómetro y la incertidumbre en la modelización hidrológica, con el fin de elaborar una metodología para el análisis de sus contribuciones individuales en el procesamiento lluvia – escorrentía.**

Este trabajo de tesis está conformado por 5 capítulos. En el capítulo I, se presenta el estado del arte de la estimación de precipitación por radar y su calidad. En el capítulo II, se realizan 3 experiencias de simulación que buscan responder: *¿Cómo puede ser cuantificada la incertidumbre de la estimación de la precipitación por radar?* En el capítulo III, se realiza la revisión bibliográfica en lo concerniente al procesamiento lluvia – escorrentía. En el capítulo IV, se desarrollan 5 experiencias de simulación para responder: *¿Cómo puede ser cuantificada la incertidumbre en la simulación hidrológica que proviene de la estimación de precipitación por fusión radar - pluviómetro y del proceso de modelación hidrológica?* El capítulo V, contiene las conclusiones y las perspectivas.

PRIMERA PARTE. Incertidumbre en la estimación de precipitación por radar

CAPÍTULO I. Estado del arte en la estimación de precipitación por radar

En el presente capítulo, se realiza la revisión del estado del arte en lo que concierne a la estimación de la precipitación con el radar y su incertidumbre. Se hace énfasis en las técnicas de cálculo que permiten estimar mediante simulación física la incertidumbre de la precipitación así como en los métodos geoestadísticos y probabilísticos.

1. EL RADAR METEOROLÓGICO

El radar meteorológico es un sistema que utiliza radiación electromagnética dirigida, cíclica y temporizada para la detección, localización y cuantificación de fenómenos hidrometeorológicos (World Meteorological Organization and Unesco, 2013). Tiene cuatro componentes *El transmisor*, es el componente que genera la señal de alta frecuencia; *La antena*, es el componente que envía y recibe la señal electromagnética; *El receptor*, que amplifica y acondiciona la señal recibida y *la cadena de tratamiento y visualización* que permite procesar, corregir, observar y archivar los ecos detectados por el radar.

La potencia de retorno producida por un único hidrometeoro se puede representar con la Ecuación 1 (Doviak and Zrníc, 1993).

Ecuación 1

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 r^4}$$

Donde P_t es la potencia emitida por el radar, P_r es la potencia media de una serie de pulsos electromagnéticos reflejados que llegan al receptor del radar, λ es la longitud de onda, G es la ganancia de la antena, r es el rango del objetivo y σ es la sección transversal de dispersión de retorno del hidrometeoro. La interacción entre el hidrometeoro y las ondas electromagnéticas depende de: la constante dieléctrica, la longitud de onda y del diámetro del hidrometeoro (D). La interacción puede describirse por la ley de Rayleigh (John Strutt) (Ecuación 2).

Ecuación 2

$$\sigma = \frac{\pi^5 |K|^2 D^6}{\lambda^4}$$

Donde K es una constante que depende del índice de refracción complejo y representa las propiedades dieléctricas del hidrometeoro. Es importante señalar, que el agua líquida en condiciones naturales, presenta propiedades de refracción relativamente estables y bien conocidas. Sin embargo, para el granizo o la nieve no es así; la composición multi-fase (sólido, líquido y gaseoso) y la variabilidad de formas, introducen un efecto del cual aún no se tiene un completo entendimiento (Zhang, 2016).

No obstante, los radares tienen una limitada resolución espacial; no son capaces de observar de manera aislada a cada hidrometeoro, en su lugar siempre muestrean volúmenes que contienen un gran número de hidrometeoros. La Figura 1 muestra de manera esquemática el volumen que es muestreado por el radar.

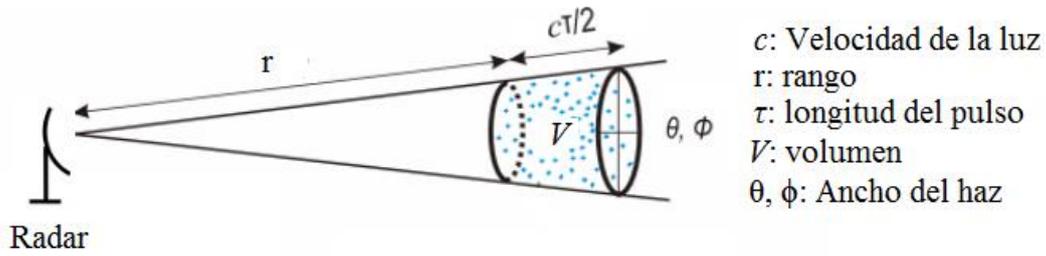


Figura 1. Esquema del volumen de muestreo del radar meteorológico.

Para considerar el efecto del volumen de muestreo (V), la sección transversal de dispersión de retorno del hidrometeoro, es reemplazada por la suma de todas las secciones transversales de dispersiones de retorno (Ecuación 3).

$$\sigma = \sum_V \sigma_i = V \sum_{V=1} \sigma_i = VZ \quad \text{Ecuación 3}$$

Donde Z es conocida como reflectividad radárica. Substituyendo la Ecuación 3 en la Ecuación 1 queda la ecuación del radar en función del volumen de muestreo (Ecuación 4).

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 V Z}{(4\pi)^3 r^4} \quad \text{Ecuación 4}$$

Ahora bien, el volumen de muestreo es directamente proporcional al rango y al ancho del haz del radar (θ, ϕ). Cuando el receptor tiene transferencia de frecuencia gaussiana y el pulso electromagnético es rectangular, el volumen de muestreo puede ser calculado por la Ecuación 5.

$$V = \frac{\pi r^2 \theta \phi}{8 \ln(2)} \frac{c \tau}{2} \quad \text{Ecuación 5}$$

Donde c es la velocidad de la luz y τ es la longitud del pulso. La Ecuación 4 puede ser escrita siguiendo la Ecuación 6.

$$P_r = \left(\frac{P_t G^2 \lambda^2 \theta \phi c \tau}{1024 \ln(2) \pi^2} \right) \frac{Z}{r^2} = C \frac{Z}{r^2} \quad \text{Ecuación 6}$$

Donde C es conocida como la constante del radar, debido a que $G, \lambda, P_t, \tau, \theta$ y ϕ son valores constantes y conocidos para cada radar.

La reflectividad generalmente se encuentra en varios órdenes de magnitud, por tal motivo es conveniente expresarla en decibeles (dBZ) con respecto a la Ecuación 1 según la equivalencia que se presenta en la Ecuación 7.

$$dBZ = 10 \log_{10} \frac{(Z \text{ mm}^6/\text{m}^3)}{(1 \text{ mm}^6/\text{m}^3)}$$

La potencia reflejada por los ecos meteorológicos que llegan al radar (Pr), se ve influenciada por la atenuación que produce la precipitación en la señal. Para tomar en cuenta este factor, se introduce un factor multiplicativo en la Ecuación 6 el cual depende del rango y es llamado factor de atenuación (A , Ecuación 8).

$$A(r) = \exp \left[-0.46 \int_0^r k(s) ds \right]$$

Donde k es el coeficiente de atenuación (dB/km) que es dependiente de la longitud de onda, de la distribución de tamaños y de la temperatura de los hidrometeoros y s es la superficie iluminada por el radar (Delrieu et al., 1997).

La Organización Meteorológica Mundial (WMO, 2009), ofrece una clasificación de los radares en función de la longitud de onda en diferentes bandas (Tabla 1). Por una parte, a medida que la longitud de onda aumenta; el diámetro, la potencia transmitida y el precio de la antena aumentan; por otra parte, a medida que la longitud de onda disminuye, la atenuación producto de la precipitación líquida aumenta; e.g. Delrieu et al., (2000) comenta que la atenuación es 6 veces más fuerte entre la banda C a la X.

Tabla 1. Comparación de los tres tipos de radares más utilizados para la detección de ecos meteorológicos (WMO, 2009).

Característica	Banda - S	Banda - C	Banda - X
Frecuencia	2-4 GHz (2.9 GHz)	4-8 GHz (5.6 GHz)	8-12 GHz (9.3 GHz)
Longitud de onda	15-7.5 cm (10.3 cm)	7.5-3.8 cm (5.3 cm)	3.8-2.5 cm (3.2 cm)
Rango	300-500 km	120-240 km	50-100 km
Potencia transmitida	500 kW- 1MW (750 kW)	250-500 kW (250 kW)	50-200 kW (200 kW)
Sensibilidad de la detección	Granizo, nieve y lluvia	Granizo, nieve, lluvia y lluvia ligera	Granizo, nieve, lluvia y lluvia muy ligera
Tamaño de la antena (1° del ancho del haz)	7.5 m	4.2 m	2.5 m
Costo	2x Banda - X	1.3x Banda - X	-

1.1. Estimación de la precipitación por radar

Diversos Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales (SMHN), así como instituciones de investigación, ofrecen productos de estimación cuantitativa de precipitación con el radar (QPE, del inglés: Quantitative Precipitation Estimation), con escalas espaciales

que van de 1 a 4 km y escalas temporales que van desde 5 min hasta 1 hora. En algunos casos, los productos QPE han sido ajustados a través de técnicas que permiten la fusión de los datos radar – pluviómetro (sección 0). La estimación cuantitativa de precipitación con el radar, se realiza mediante la relación reflectividad radárica (Z , en mm^6/m^3) en función de la intensidad de precipitación (R , en mm/h), que presentan Marshall and Palmer (1948) (Ecuación 9) y que se denominará de aquí en adelante relación $Z - R$.

Ecuación 9

$$Z = aR^b$$

Donde Z es una muestra instantánea de reflectividad, $a=200$ y $b=1.6$ son los parámetros propuestos por Marshall y Palmer para precipitaciones canadienses. Sin embargo, desde los primeros años del uso del radar se observa que a y b dependen del tipo de fenómeno meteorológico (e.g Battan, 1973, presenta sesenta y nueve relaciones $Z - R$). Yu et al (2014), muestran en la concentración promedio de gotas por unidad de volumen ($N(D)$) en función del diámetro de las gotas y de la intensidad de la precipitación (Figura 2). Se observa que la concentración de gotas aumenta con la intensidad y disminuye con el diámetro. La distribución del tamaño de las gotas (DSD) puede variar dentro de un mismo evento de tormenta; e.g. Chapon et al (2008) identificaron diferentes fases dentro de un mismo evento, donde cada fase está caracterizada por una DSD con parámetros a y b de la relación $Z - R$ muy diferentes.

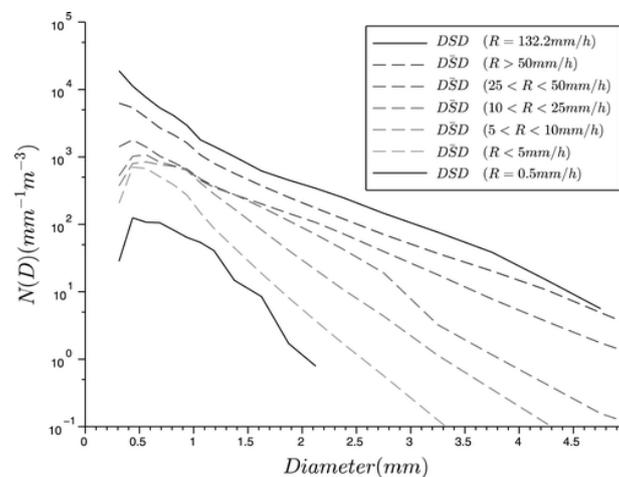


Figura 2. Concentración promedio de gotas por unidad de volumen $N(D)$ para varias intensidades de precipitación. (Yu et al., 2014).

1.2. Factores que afectan la estimación de precipitación por radar

Pudiese ser considerado ingenuo preguntar: *¿Cómo puede ser llevada una observación instantánea, volumétrica, repetida en tiempo discreto, de reflectividad radárica, a lámina total precipitada, en un intervalo de tiempo en (mm)?* Sin embargo, la respuesta es parte de uno de los problemas que genera incertidumbre; debido a que se considera que la

precipitación está distribuida uniformemente entre dos sondeos consecutivos; para luego integrarla hasta la resolución temporal de interés (SELEX, 2007). Es de esperar que el tiempo de repetición de los sondeos, sea una variable clave que explica parcialmente la incertidumbre. En el análisis realizado por Fabry et al (1994), se comenta que: 1) el error debido a la frecuencia de muestreo, puede ser mayor a todos los demás errores combinados; 2) Las mejores estimaciones se obtienen a partir de protocolos de muestreo con alta resolución temporal; y 3) para una resolución temporal dada, existe una resolución espacial que minimiza el error en la precipitación. Desde otro punto de vista, Jordan et al (2000), evalúa el efecto de la resolución temporal, el promedio espacial, la altitud de la medición con respecto al terreno y la resolución del radiómetro. Muestra que la fuente más importante de error, es la altitud del eco meteorológico, seguido de la resolución temporal de muestreo. La Figura 3, presenta un resumen de algunos factores que introducen incertidumbre en la QPE. Una descripción más detallada puede ser consultada en: Bringi and Chandrasekar, (2001); Doviak and Zrníć, (1993).

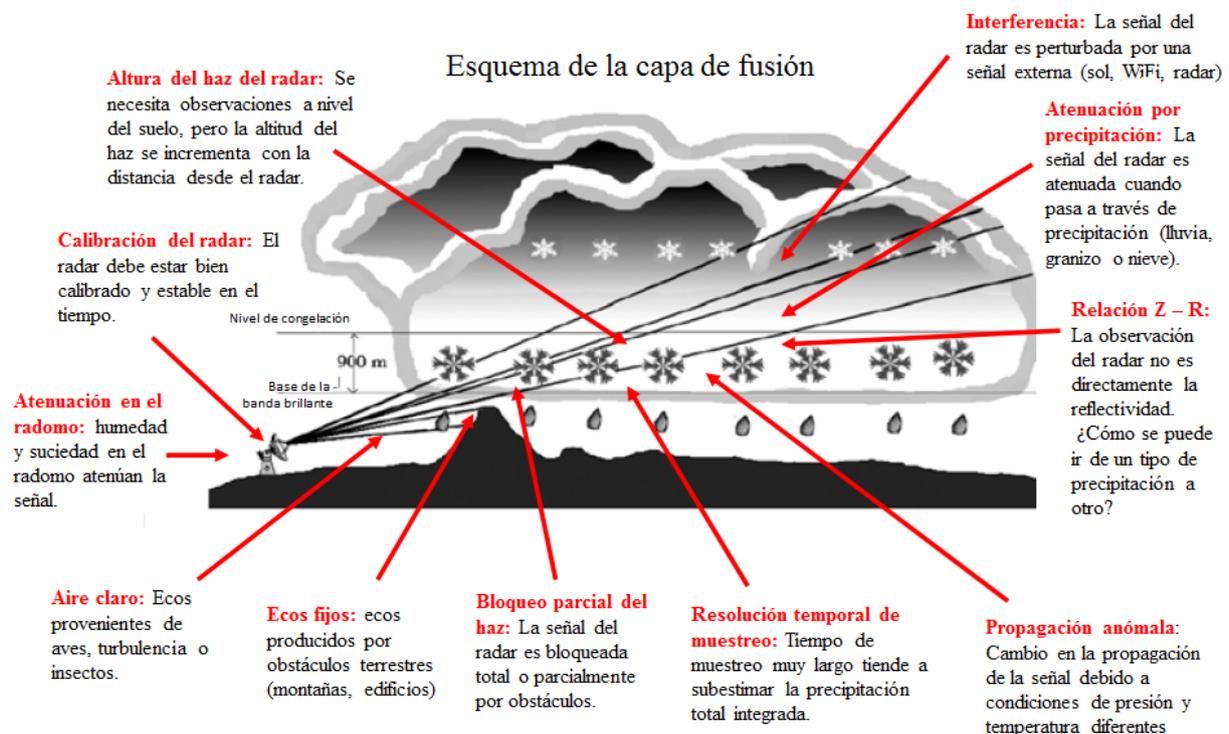


Figura 3. Factores que afectan la estimación de precipitación por radar. Fuente: SELEX, (2017) modificado.

En este punto es conveniente resumir algunas técnicas de ajuste que son empleadas para minimizar el error de estimación; e.g. Tabary (2007), describe los algoritmos empleados para generar el producto QPE de MétéoFrance. Para corregir el efecto del *perfil vertical de reflectividad* (íntimamente relacionado con *la altura del haz del radar*), se emplea la metodología presentada por Andrieu et al (1995) y Andrieu and Creutin (1995); a grosso modo, se basa en el cálculo del acumulado horario a partir de diferentes ángulos de elevación, y de la conceptualización y filtrado de VPRs. Para identificar los *ecos fijos* se usa la fluctuación pulso a pulso de la reflectividad (Sugier et al., 2002), el método considera la

propagación anómala y la intensa acumulación de precipitación (es más efectivo a baja velocidad de rotación de la antena). El *bloqueo parcial del haz* es tratado a través del software VISHYDRO (Delrieu et al., 1995; Pellarin et al., 2002). El software es utilizado para simular la fracción de ocultamiento del haz del radar (% de mm^6m^{-3}) en cada pixel. Posteriormente, los pixeles que poseen ocultamiento son ajustados mediante un factor de conversión. Para minimizar el efecto de la *resolución temporal de muestreo*, se aplica la corrección por advección¹ (Tuttle and Foote, 1990); la cual ha mostrado ser muy útil en casos de líneas convectivas o en sistemas frontales con gran velocidad de desplazamiento.

¹ Advección: Proceso de transporte de las propiedades de un fluido por un campo de velocidades.

2. MÉTODOS DE FUSIÓN RADAR – PLUVIÓMETRO

Las técnicas de fusión de datos provenientes de sensores múltiples como el radar y la red de pluviómetros, toman ventaja de las propiedades de los instrumentos disponibles, resultando en una mejor precisión y una mejor cobertura espacio temporal (Villarini and Krajewski, 2007), siempre y cuando los datos del radar y de los pluviómetros hayan sido corregidos y/o criticados. Durante los últimos años se han desarrollado y probado diversas técnicas de fusión basadas principalmente en:

- Factores uniformes de ajuste; e.g. el Sesgo Medio de Campo (MFB de Mean Field Bias) (e.g. Borga et al., 2002, 2000; Craciun and Catrina, 2016); mediante los cuales pueden ser compensados una posible calibración precaria del radar y una relación Z – R inadecuada.
- Factores dependientes de la distancia del hidrometeoro al radar (e.g. Borga and Tonelli, 2000); mediante los cuales se pueden corregir posibles errores de calibración, de la relación Z – R y adicionalmente se pueden compensar algunos de los problemas ligados a la estructura vertical de la precipitación y la altitud del eco meteorológico.
- Ajustes espaciales con técnicas geoestadísticas (e.g. Krigeado con Deriva Externa, Co-Krigeado) (Delrieu et al., 2014c); mediante los cuales son compensados de forma indirecta una amplia gama de fuentes de incertidumbre (e.g. calibración, relación Z – R, altura del haz del radar, y en algunos casos atenuación y banda brillante).

Haberlandt (2007), comenta que el enfoque de sensores múltiples siempre supera al enfoque univariado donde la principal fuente de información proviene del radar, seguido de una red densa de pluviómetros y por último siendo una variable poco sensible el relieve. No obstante, a partir del trabajo de Delrieu et al (2014c), es posible decir que la afirmación de Haberlandt no es una verdad absoluta; es conveniente que sea verificada comparando el resultado de la fusión de sensores múltiples, en función de las estimaciones basadas solamente en pluviómetros, o solamente en el radar. El valor añadido del radar rara vez es sistemático; y la calidad de un buen método de fusión puede ser establecida como la capacidad que tenga el método para producir una estimación tan buena o mejor que la estimación con un único sensor. Más aún, si la calidad del método de fusión no supera el enfoque univariado, el radar no aportaría información valiosa y no sería de utilidad.

A pesar de que los métodos geoestadísticos son bien conocidos (e.g. Chiles and Delfiner, 1999; Matheron, 1970) y están disponibles en paquetes científicos de cálculo como gstat (<http://www.gstat.org/>), es conveniente describir brevemente el principio de cálculo del krigeado ordinario (OK, de Ordinary Kriging) y el krigeado con deriva externa (KED, de Kriging with External Drift) ya que serán utilizados más adelante en algunas experiencias que se desarrollaran en este trabajo. El OK por sí solo no es un método de fusión radar – pluviómetro y representa el enfoque clásico de interpolación utilizando solamente los pluviómetros (por dar algunos ejemplos: el vecino cercano, el inverso de la distancia, los modelos de regresión ponderada, el análisis de tendencia en superficie, los splines, los polígonos de Thiessen y los diferentes tipos de Krigeado son otros de los métodos disponibles

en la literatura, capaces de interpolar solamente por medio del registro pluviométrico de superficie). Por otra parte, el KED es una variante la cual integra la información del radar y de la red de superficie.

El Krigado es un método de interpolación basado en la regresión de valores observados alrededor de un punto de interés, en donde el valor es interpolado a través de un proceso Gaussiano ponderado de acuerdo a la covarianza espacial de los valores. Todos los tipos de Krigado siguen la Ecuación 10, donde: u es la posición del punto de estimación; u_α la posición de los puntos de observación; $n(u)$ el número de valores observados usados en la estimación; $E(Z(u))$, $E(Z(u_\alpha))$ los valores esperados en el punto de estimación y en los puntos de observación respectivamente; $\lambda_\alpha(u)$ es el peso asignado en base a la posición; Z , Z^* son los valores observados y estimados respectivamente.

Ecuación 10

$$Z^*(u) - E(Z(u)) = \sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_\alpha [Z(u_\alpha) - E(Z(u_\alpha))]$$

2.1. Krigado Ordinario

Es el método clásico de interpolación de precipitación; es un tipo particular de Krigado, donde los valores esperados son aproximados a un valor constante y desconocido en el entorno del punto de estimación. Esto es $E(Z(u)) = E(Z(u_\alpha))$ para cada punto $Z(u_\alpha)$ que se usa en la estimación de $Z(u)$.

Luego es fijada la media local, mediante la condición de que la suma de los pesos deba ser igual a 1 (Ecuación 12); de esta manera el estimador del OK sigue la forma de la Ecuación 11, la cual es un estimador lineal donde los pesos son obtenidos minimizando la varianza de la estimación (σ_{\min}) con la condición de no producir sesgo. Esta segunda restricción es tomada en cuenta por la técnica del multiplicador de Lagrange (μ).

Ecuación 11

$$Z_{OK}(u) = \sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_\alpha^{OK}(u) Z(u_\alpha)$$

Ecuación 12

$$\sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_\alpha^{OK}(u) = 1$$

Ecuación 13

$$\sigma_{\min}^2 = Var[Z(u_\alpha)] - \sum_{\alpha=1}^n \lambda_\alpha^{OK}(u) * Cov[Z(u_\alpha), Z_{OK}(u)] - \mu$$

La varianza de estimación (Ecuación 13) es un índice de clasificación de la geometría y el tamaño de los datos y no es una medida del error local de estimación (Swan, 1998). Finalmente, los pesos serán determinados resolviendo la Ecuación 14. Donde μ es el multiplicador de Lagrange, γ_{ij} los valores del variograma entre los puntos de observación y γ_{0j} .

Ecuación 14

$$\begin{pmatrix} \gamma_{11} & \cdots & \gamma_{n1} & 1 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \gamma_{1n} & \cdots & \gamma_{nn} & 1 \\ 1 & \cdots & 1 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \lambda_1^{OK} \\ \vdots \\ \lambda_n^{OK} \\ \mu \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \gamma_{01} \\ \vdots \\ \gamma_{0n} \\ 1 \end{pmatrix}$$

Según Matheron (1970), se llama variograma o función intrínseca a la función γ_h definida por la Ecuación 15. El variograma permite analizar el comportamiento espacial de una variable en una región (e.g. zonas de anisotropía, correlación espacial).

Ecuación 15

$$\gamma(h) = \frac{E[(Z(u-h) - Z(u))^2]}{2}$$

Donde h es la distancia de traslación. El variograma suele ser aproximado mediante diferentes modelos, los 5 modelos más comúnmente usados son: Con pepita, esférico, exponencial, gaussiano y de potencia. Un esquema general del variograma y sus partes se presenta en la Figura 4.

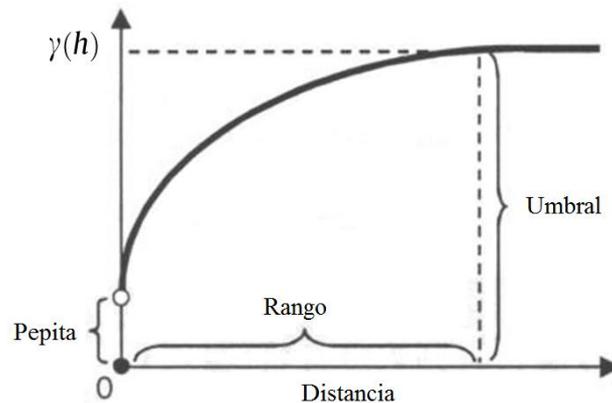


Figura 4. Esquema general del variograma y sus partes. Basado en Matheron (1970).

Para la implementación práctica en el OHMCV (Delrieu et al., 2014c), han sido utilizados dos variogramas. El primero de tipo climatológico, modelado de forma esférica con pepita cero, umbral uno y rango definido según Lebel et al., (1987) (Ecuación 16):

Ecuación 16

$$d = 25T^{0.3}$$

Donde d es la distancia de correlación en km y T la resolución temporal en horas. El segundo variograma, llamado variograma isotrópico, es inferido a partir de los datos del radar, los cuales tienen mejor resolución espacial que la red de pluviómetros.

2.2. Krigado con Deriva Externa

Es un método de interpolación que permite realizar la fusión radar-pluviómetro y es objeto de estudio en este trabajo; es una variante del Krigado Universal donde la variable $Z(u)$ a ser interpolada es considerada como la suma de un término estocástico $Y(u)$ y otro determinístico $m(u)$ llamado la deriva (Ecuación 7). La Figura 5 muestra en forma esquemática el método *KED*, donde por comodidad en la representación, la estimación radar (R) tiene un sesgo negativo con respecto a los pluviómetros (no siempre es el caso), $m(u) = aR(u) + b$ es una función lineal del radar $R(u)$ con coeficientes a y b “a priori”² desconocidos. El método del krigado estima implícitamente los valores de a y b pero dichos valores no son un resultado explícito.

Ecuación 17

$$Z(u) = Y(u) + m(u)$$

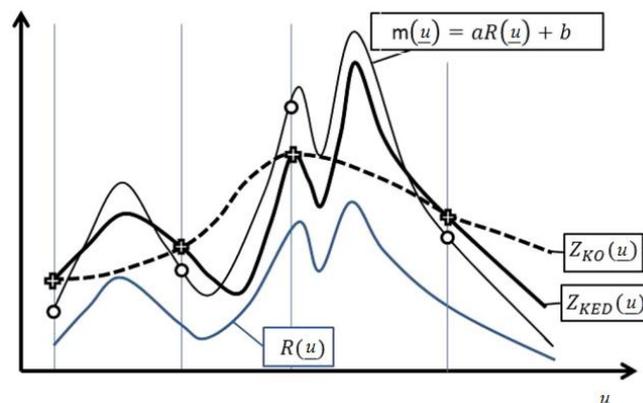


Figura 5. Esquema de la estimación *KED* (línea negra gruesa). Los datos del radar $R(x)$ (línea continua azul) están representados expresamente con sesgo negativo significativo con respecto a los pluviómetros (cruces, su interpolación en la línea discontinua negra). La deriva $m(x)$ (línea negra delgada) es una función lineal de los datos del radar con coeficientes a y b desconocidos. Los datos de los pluviómetros y las correspondientes derivas (círculos) son usados para calcular los residuos locales requeridos para estimar el variograma de residuos. (Delrieu et al., 2014c).

El estimador lineal $Z^*(u_o)$ correspondiente a la suma de los pesos de los valores puntuales $Z(u_i)$, es utilizado para la estimación en un punto dado en el dominio u_o (Ecuación 18); los pesos son estimados para minimizar la desviación estándar de los valores interpolados (Ecuación 19) y se condicionan a no tener sesgo (Ecuación 20).

² El término a priori se refiere al hecho que se debe inferir un variograma de residuos que depende de los parámetros de la deriva (Delrieu et al., 2014c).

Ecuación 18

$$Z_{KED}^*(u_o) = \sum_{i=1}^n \lambda_i^{KED} Z(u_i)$$

Ecuación 19

$$sd_{KED}(u_o) = \sqrt{E(Z(u_o) - Z_{KED}^*(u_o))^2}$$

Ecuación 20

$$E(Z(u_o)) = E(Z_{KED}^*(u_o))$$

La Ecuación 20 se satisface siempre y cuando los coeficientes (a, b) de la deriva cumplan la Ecuación 21 y la Ecuación 22.

Ecuación 21

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i^{KED} = 1$$

Ecuación 22

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i^{KED} R(u_i) = R(u_o)$$

Los pesos son estimados resolviendo Ecuación 23, donde μ_1 y μ_2 son los multiplicadores de Lagrange, γ_{ij} los valores del variograma de Y entre los puntos de observación y γ_{0j} los valores del variograma entre el punto de estimación y los puntos de observación.

Ecuación 23

$$\begin{pmatrix} \gamma_{11} & \cdots & \gamma_{n1} & 1 & R_1 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \gamma_{1n} & \cdots & \gamma_{nn} & 1 & R_n \\ 1 & \cdots & 1 & 0 & 0 \\ R_1 & \cdots & R_n & 0 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \lambda_1^{KED} \\ \vdots \\ \lambda_n^{KED} \\ \mu_1 \\ \mu_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \gamma_{01} \\ \vdots \\ \gamma_{0n} \\ 1 \\ R_0 \end{pmatrix}$$

La correlación espacial del término estocástico $Y(u)$ de $Z(u)$ es modelada por el variograma de residuos (Ecuación 24)

Ecuación 24

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E \left[(Y(u) - Y(u+h))^2 \right]$$

El problema con la puesta en marcha del KED es de estimar los residuos para poder calcular el variograma. Para solucionar el problema, Delrieu et al (2014c) propusieron un método original el cual se basa en la regresión lineal entre la estimación del radar y los pluviómetros; y luego considerar los residuos $Z(u_i) - aR(ui) + b$ en la inferencia del variograma.

3. ESTIMACIÓN DE LA INCERTIDUMBRE

Se discutió anteriormente que el cálculo de la QPE es complejo y está sujeto a diversas fuentes de incertidumbre (sección 1.2). La caracterización de la incertidumbre en la QPE es un tema de especial interés en aplicaciones hidrológicas (Ciach et al., 2007; Ciach and Krajewski, 1999; Germann et al., 2009; Habib et al., 2008). En esta sección se revisan dos enfoques que han sido utilizados para estimar la incertidumbre en la QPE. El primero de ellos se basa en la modelización física de las principales fuentes de error (Berenguer and Zawadzki, 2008; Delrieu et al., 2000; Pellarin et al., 2002); el segundo enfoque confronta la estimación del radar con la precipitación de referencia establecida con la red de estaciones pluviométricas (Ciach et al., 2007; Delrieu et al., 2014c; Mandapaka et al., 2009; Vogl et al., 2012). La modelización física es interesante para estudiar el impacto potencial de diversas fuentes de error; sin embargo no es aplicable cuando se han utilizado métodos de corrección, fusión de datos o mosaicos de radares. En la sección 3.1, se discute el concepto de visibilidad hidrológica que ha sido utilizado para la modelización física de la incertidumbre que introducen los VPRs no uniformes en zonas montañosas; en la sección 3.2 se revisa algunas técnicas de comparación radar – pluviómetro; y en la sección 3.3 se describen algunos modelos estadísticos formulados a partir de la comparación radar – pluviómetro.

3.1. Estimación de la incertidumbre mediante el concepto de visibilidad hidrológica

El concepto de visibilidad hidrológica (Pellarin et al., 2002), es uno de los métodos de modelización física de la incertidumbre en la QPE. Es de especial interés para los radares instalados en regiones montañosas, debido a que considera dos problemas importantes: el relieve (Delrieu et al., 1995) y la estructura vertical de la precipitación (Kirstetter et al., 2013); no obstante deja de lado otras fuentes de error (e.g. la atenuación). En el LTHE (Laboratoire d'études des Transferts en Hydrologie et Environnement, Grenoble, Francia), se ha desarrollado el software denominado VISHYDRO, con el cual es posible estimar la calidad de la estimación de la precipitación por radar en regiones montañosas. VISHYDRO ha sido aplicado en diversos casos de estudio, por ejemplo: Delrieu et al., (2014b); Faure et al., (2005); Navas et al., (2014).

3.1.1. Principio de cálculo del software VISHYDRO

El software VISHYDRO utiliza los algoritmos descritos en Delrieu et al (1995) y Pellarin et al (2002). La aproximación sólo considera las interacciones entre el lóbulo principal del radar y el relieve. Los efectos que introducen los lóbulos secundarios, la atenuación y los ecos fijos provenientes de grandes obras civiles, como edificaciones de envergadura, no han sido considerados. El proceso de cálculo se realiza en dos pasos: el primero estima la interacción entre el radar y el relieve; el segundo estima la calidad de la QPE. Ambos se describen en las secciones 3.1.1.1 y 3.1.1.2 respectivamente (Figura 6).

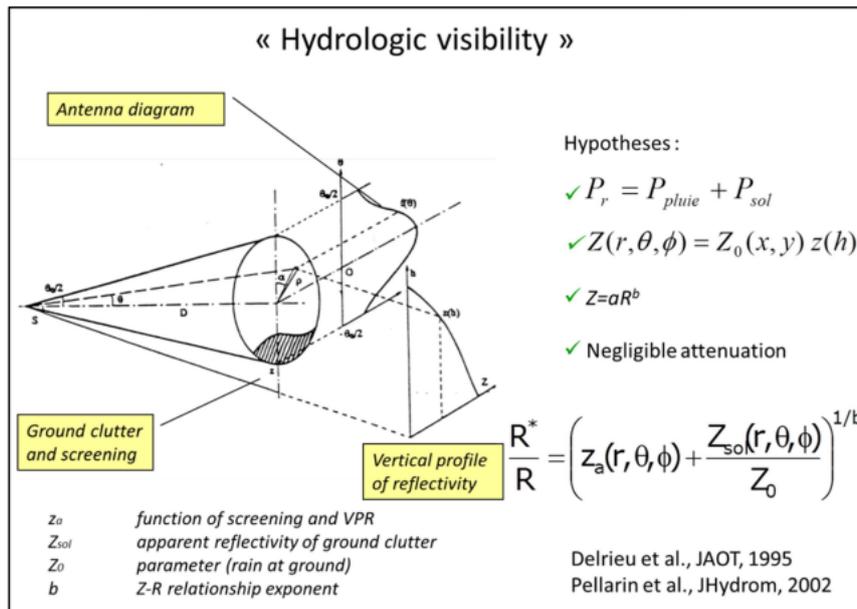


Figura 6. Principio de cálculo del concepto de visibilidad hidrológica. Fuente:(Delrieu et al., 2014b)

3.1.1.1. Primer paso. Interacción radar – relieve

El primer paso es una simulación numérica de las interacciones entre el haz del radar y el relieve. En el cómputo de la primera parte se requiere: 1) Una descripción detallada del volumen de muestreo del radar, el diagrama de potencia de la antena, la longitud del pulso y las características del receptor; 2) El modelo digital del terreno (MDT), que permite estimar la ubicación de los ecos fijos. 3) Un modelo de refracción electromagnética adaptado a las características de la superficie del terreno, esto para caracterizar el coeficiente de retrodispersión del terreno en función de las características del radar (e.g. longitud de onda, ángulo de incidencia).

Para cada ángulo de elevación los resultados son: 1) la ubicación de los ecos fijos; 2) la reflectividad aparente de los ecos fijos; y 3) la porción del haz del radar y el porcentaje de la potencia ocultada detrás de cada eco fijo.

3.1.1.2. Segundo paso. Estimación de la calidad de la QPE

El segundo paso es un procedimiento de simulación para estimar el error de la estimación de precipitación a nivel del terreno. La simulación se realiza para cada volumen de estimación, integrando los resultados obtenidos en el primer paso y el modelo de VPR característico de la región de interés (el cual se supone invariante en el dominio del radar). La proyección de los diferentes volúmenes de estimación en la superficie del terreno, permite estimar la incertidumbre para cada ubicación del dominio del radar. Esta estimación se basa en cuatro hipótesis muy importantes: 1) La potencia de retorno observada por el radar es la suma de la potencia de retorno inducida por el relieve y por la precipitación; 2) La reflectividad de la precipitación se considera que es producto de la variabilidad horizontal de la precipitación y

de la variabilidad vertical del VPR; 3) La relación $Z - R$ es conocida y se considera invariante en el tiempo y el espacio. 4) La atenuación producto de la precipitación no es considerada.

3.2. Estimación de la incertidumbre mediante la comparación radar – pluviómetro

Las comparaciones entre la QPE y el registro de precipitación de estaciones pluviométricas, para la validación de los productos de radar es una tarea difícil, debido a las grandes diferencias entre las áreas de muestreo de ambos sensores (Habib et al., 2004). Es común definir la precipitación de referencia (PR), como la precipitación interpolada a partir de una red muy densa de pluviómetros y luego hacer las comparaciones radar-pluviómetro (Villarini and Krajewski, 2009). Sin embargo, Lebel et al., (1987) muestran cómo la incertidumbre en la interpolación de precipitación (basada sólo en pluviómetros), depende de la escala espacio-temporal y de la densidad de la red. Entre los métodos más comúnmente usados en la interpolación de precipitación de pluviómetros, se consigue en la literatura: el vecino cercano, inverso de la distancia, modelos de regresión ponderada, análisis de tendencia en superficie, splines, polígonos de Thiessen y diferentes tipos de Krigeado, donde la técnica de krigeado es ventajosa ya que permite estimar la incertidumbre.

Algunos autores toman en cuenta la incertidumbre asociada en la estimación de la PR y luego la utilizan en el cómputo de la incertidumbre de la QPE (AghaKouchak et al., 2010; Ciach et al., 2007; Mandapaka et al., 2009; Villarini et al., 2008; Villarini and Krajewski, 2010; Vogl et al., 2012; Zhang et al., 2013). Por ejemplo, Mandapaka et al (2009) usa simulaciones de Monte Carlo³ de la PR con incertidumbre conocida y demuestran la necesidad de considerar la incertidumbre de la PR con respecto al pluviómetro antes de hacer el cómputo de la incertidumbre de la QPE. De igual manera, Vogl et al (2012) usa funciones copula para describir la dependencia entre la incertidumbre de la PR y la incertidumbre de la QPE.

3.3. Modelos de error en la estimación de la precipitación por radar

El conocimiento de la estructura espacio-temporal de la incertidumbre de la QPE tiene aplicaciones importantes en el campo de la hidrología (sección 9). Berne et al (2005), comenta que tradicionalmente los hidrólogos han puesto mayor atención al desarrollo de sofisticados modelos lluvia – escorrentía que al desarrollo de mejores técnicas de medición y predicción de la variación espacio temporal de la precipitación. Con esta motivación, se ha estudiado la manera en que pudiese ser modelada la incertidumbre de la QPE. En este contexto, Ciach et al (2007), presentaron un modelo empírico para estimar la incertidumbre de la QPE en Oklahoma. Su modelo tiene dos componentes: una función de distorsión y un factor estocástico, el cual ha sido utilizado a posteriori para validar la precipitación estimada por satélites (Villarini et al., 2009). En los años siguientes el modelo de Ciach fue expandido

³ *Método de Monte Carlo: Técnica empírica para obtener la distribución estadística de una o varias variables aleatorias mediante repeticiones múltiples de una simulación digital.*

y el efecto del rango del hidrometeoro al radar, ha sido evaluado (Villarini et al., 2014, 2008; Villarini and Krajewski, 2010).

Por otra parte, Kirstetter et al (2010), realizaron una investigación preliminar sobre la caracterización de la incertidumbre de la QPE en términos de sesgo, varianza y estructura espacio temporal, utilizando técnicas geoestadísticas, en el Cévennes - Vivarais. Identificaron que las principales fuentes de incertidumbre (en la región Cevenol) provienen de ecos fijos y del bloqueo del haz del radar; ambos son efectos residuales que permanecen en el producto QPE, presuntamente debido a condiciones variables de propagación. De igual manera, indican que la incertidumbre en relación $Z - R$ es otra fuente de error, debido a que la variabilidad en la distribución del tamaño de las gotas, afecta la relación. Más tarde, continuando el trabajo de Kirstetter, Delrieu et al (2014a), modelaron la distribución estadística de los errores empíricos, mediante el modelo generalizado aditivo para posición forma y escala (GAMLSS de Generalized Additive Models for Location, Scale, and Shape). Delrieu et al., (2014c), dieron respuesta a la interrogante sobre: *¿Cómo la estimación de la desviación estándar del krigeado (ESD, de estimation standard deviation) puede ser transformada en el error local?* Observaron que el error está distribuido de forma gaussiana y la desviación estándar de la estimación de precipitación es una función lineal que depende de un factor multiplicativo (a_r), de la intensidad de la precipitación (R) y de la desviación estándar normalizada del krigeado (sd_N) (Ecuación 25).

Ecuación 25

$$sd = a_r R sd_N$$

Posteriormente el modelo de error es utilizado por Boudevillain et al (2016), en la implementación práctica, estiman a_r por validación cruzada y sd_N mediante el uso de un variograma normalizado⁴. La Figura 7, ejemplifica el resultado del modelo del error en la resolución de 1km^2 . Comentan que KED conserva el detalle del radar y realiza los ajustes locales de la deriva en el entorno cercano de cada pluviómetro. Igualmente explican que sd_N es dependiente de la distribución espacial de los pluviómetros y de la variable de interés. Se resalta el hecho que los valores de sd_N en KED son superiores a su contraparte en OK, esto producto de la condición adicional impuesta al KED de no sesgo y que los residuos de la deriva tienen menor correlación espacial que las cantidades de lluvias entre si (Delrieu et al., 2014c).

⁴ Variograma normalizado: es un variograma, escalado, adimensional, con umbral 1 (Delrieu et al., 2014c).

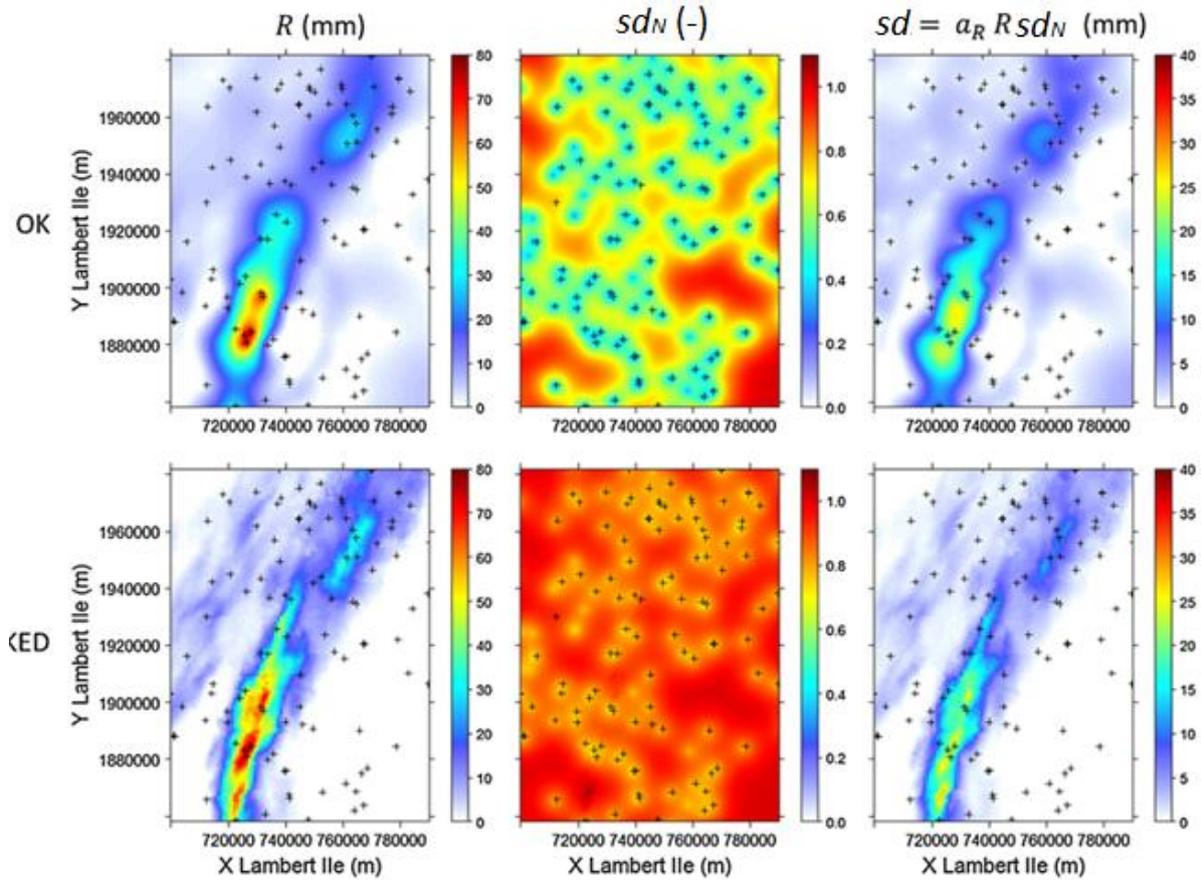


Figura 7. Mapas de precipitación (panel izquierdo), de la desviación estándar normalizada del krigado (panel central) y de la desviación estándar del error (panel derecho), del OK (panel superior) y el KED (panel inferior), para el 22/10/2008 entre 2:00 y 3:00 UTC. Fuente: (Boudevillain et al., 2016).

Pulkkinen et al (2016), presenta un método probabilístico para modelar las diferencias entre el radar y la red de pluviómetros. Su modelo se implementa mediante el uso de métodos no paramétricos de kernel y krigado. Una característica interesante del modelo es que para una precipitación estimada por el radar, se pueden determinar las distribuciones de probabilidad para la correspondiente precipitación a nivel del terreno.

Germann et al (2009), pensando en las aplicaciones hidrológicas desarrollan un generador estocástico (GE). Consideran la incertidumbre en la QPE a través de un conjunto de realizaciones de QPE perturbadas. El GE produce perturbaciones que siguen el error promedio y la covarianza de la QPE estimada por el radar. En su metodología realizan: la descomposición en valores singulares de la matriz de covarianza de errores y la generación estocástica, utilizando la descomposición LU (de Lower-Upper) y un filtro autoregresivo. El principio de estimación del generador estocástico es presentado por Delrieu (2017) y puede resumirse con la Ecuación 26.

Ecuación 26

$$P_{t,x,i} = R_{t,x} + \delta_{t,x,i}$$

Donde $R_{t,\underline{x}}$ es la estimación de precipitación mediante KED en una subcuenca \underline{x} en el paso de tiempo t ; $\delta_{t,\underline{x},i}$ es la i -ésima perturbación que se añade a la subcuenca \underline{x} en el paso de tiempo t ; $P_{t,\underline{x},i}$ es el conjunto de N series de precipitación en el dominio espacio – temporal. Y N es el número de realizaciones ($i = 1, N$), n_b es el número de subcuencas ($ib = 1, n_b$) y n_t es el número de pasos de tiempo del evento ($i_t = 1, n_t$). Cada estimación de $R_{t,\underline{x}}$ está asociada a una desviación estándar de estimación ($sd_{t,\underline{x}}$).

Para la puesta en marcha del generador, se crean perturbaciones $\delta_{t,\underline{x},i}$ que son incluidas como residuos aditivos, los cuales tienen media nula (dado que KED es un estimador no sesgado); y de desviación estándar $sd_{t,\underline{x}}$. En el generador estocástico es importante caracterizar y conservar la estructura espacio – temporal de los residuos aditivos. Para realizar esto, se constituye una matriz de residuos de la deriva ($\epsilon_{t,\underline{x}}$), de tamaño $n_b n_t$, para el conjunto de subcuencas y de pasos de tiempo. Se consideran las diferencias entre la estimación KED obtenidas a partir del variograma de residuos, inferido a partir de las observaciones y de un variograma netamente con pepita. Éste último caso corresponde a la estimación de la deriva según Boudevillain et al (2016). La matriz de covarianza espacial C de los residuos (de tamaño: $n_b n_t$) puede ser calculada, como la función de auto-correlación temporal de cada subcuenca. Se considera de aquí en adelante, la función de auto-correlación media en el conjunto de subcuencas y los coeficientes de auto-correlación de orden 1 y 2, r_1 y r_2 . Seguidamente, la generación se efectúa siguiendo el método de Germann et al (2009), en el cual se considera: 1) para la estructura espacial, la descomposición $C = LU$ de la matriz de covarianza; y 2) para la estructura temporal, un modelo auto-regresivo de orden 2 (AR2).

Se impone la estructura espacial multiplicando la matriz L por un vector aleatorio $y_{t,\underline{x},i}$ (normalmente distribuido, con media cero y desviación estándar 1, Ecuación 27)

$$\delta''_{t,\underline{x},i} = L y_{t,\underline{x},i} \quad \text{Ecuación 27}$$

Y la estructura temporal mediante la Ecuación 28.

$$\delta'_{t,\underline{x},i} = v[\delta''_{t,\underline{x},i} - a_1 \delta''_{t-1,\underline{x},i} - a_2 \delta''_{t-2,\underline{x},i}] \quad \text{Ecuación 28}$$

Donde a_1 , a_2 y v se estiman mediante la Ecuación 29, la Ecuación 30 y la Ecuación 31 respectivamente.

$$a_1 = r_1(r_2 - 1)/(1 - r_1^2) \quad \text{Ecuación 29}$$

$$a_2 = (r_1^2 - r_2)/(1 - r_1^2) \quad \text{Ecuación 30}$$

Ecuación 31

$$v = [(1 - a_2)(1 - a_1 + a_2)(1 + a_1 + a_2)/(1 + a_2)]^{0.5}$$

Luego, para garantizar que las perturbaciones generadas siguen una distribución gaussiana (con media cero y desviación estándar $sd_{t,x}$), se aplica un anamorfismo (Ecuación 32).

Ecuación 32

$$\delta_{t,x,i} = ANM(\delta'_{t,x,i}, 0, sd_{t,x})$$

Donde ANM es una función que convierte el vector $\delta'_{t,x,i}$ en vector $\delta_{t,x,i}$ con media cero y desviación estándar $sd_{t,x}$.

CAPÍTULO II. Experimentación en la estimación de precipitación por radar

El presente capítulo entrega argumentos para responder: *¿Cómo puede ser cuantificada la incertidumbre de la estimación de la precipitación por radar?* El tema se ha fragmentado en tres experiencias:

- La primera experiencia, se desarrolla para responder *¿De qué manera se pudiese cuantificar los factores que influyen la estimación de precipitación por radar en una región montañosa?* Para ello se ha considerado la problemática de la instalación de radares meteorológicos en alta montaña, se ha aplicado el software VISHYDRO y se ha desarrollado el concepto de superficie – calidad, el cual permite comparar las bondades de diversos sitios de instalación de radares en la región de Grenoble.
- La segunda experiencia se desarrolla para conocer *¿Cómo afecta la densidad de la red pluviométrica la calidad de la estimación cuantitativa de precipitación mediante el Krigeado Ordinario y el Krigeado con Deriva Externa?* En esta experiencia se trabajó en la región del Cévennes - Vivarais al sur de Francia, con ~200 estaciones pluviométricas horarias y 4 radares meteorológicos. Se realizó una reducción hipotética de la densidad de la red, en 6 escenarios con 1 estación por cada 15 hasta 40 km. La experiencia se desarrolló para resoluciones temporales que van de 1 hasta 6 horas, a partir de la información de precipitación producida durante 113 eventos de tormenta, ocurridos en el período 2008 – 2014.
- La tercera experiencia busca establecer *¿Cómo puede ser caracterizada la incertidumbre en la estimación cuantitativa de precipitación por radar sobre una gama de escalas espacio – temporales?* Para ello se han calculado conjuntos de series de precipitación para un grupo de subcuencas de 10 a 300 km² y paso temporal de 1 hasta 6 horas. La experiencia se realizó utilizando el trabajo de reanálisis 2007 – 2014, el cual incluye el modelo de error de la región Cevenol (Boudevillain et al., 2016); y el generador estocástico (Delrieu, 2017).

4. MÉTODOS APLICADOS EN LAS EXPERIENCIAS DE ESTIMACIÓN DE LA INCERTIDUMBRE DE LA PRECIPITACIÓN

Con el objetivo de establecer los elementos que pudiesen explicar la incertidumbre en la estimación de precipitación por radar, esta sección presenta 3 experiencias. La primera, se focaliza en las características del radar y del entorno (relieve y climatología) (4.1). La segunda en la densidad de la red de estaciones de superficie utilizadas en la fusión radar pluviómetro (4.2). La tercera se focaliza en la precipitación media en una cuenca a partir del promedio ponderado de la precipitación de las subcuencas (4.3).

4.1. Primera experiencia. Influencia de las características del radar y de la región de estimación de interés en la calidad de la estimación de precipitación por radar

La primera experiencia ha sido desarrollada para responder *¿De qué manera se pudiese cuantificar los factores que influyen la estimación de precipitación por radar en una región montañosa?* En éste contexto, se ha seleccionado Grenoble como región de estudio, la cual está caracterizada por tener un relieve montañoso. La selección de la zona de estudio, ha sido influenciada por la decisión de MétéoFrance de ampliar la red ARAMIS (del francés, Application RAdar à la Météorologie Infra-Synoptique), a través de la instalación de un nuevo radar banda X. El nuevo radar, sirve para aumentar la cobertura de observación sobre la región alpina.

En el año 2014, MétéoFrance instala un radar Doppler, banda X con doble polarimetría en el monte Moucherotte (~1920msnm); sin embargo, antes de su instalación se vio inmersa en un dilema: 1) Instalar el radar a gran altitud sobre el monte Moucherotte, permitiendo la visibilidad de los fenómenos de tipo convectivos sobre un amplio dominio, con visibilidad de 360°, pero probablemente generando QPE no lo suficientemente buena para los fenómenos de tipo estratiforme que posean la isoterma cero a baja altitud; o 2) Instalar el radar a menor altitud, permitiendo obtener una mejor QPE sobre áreas específicas, pero sacrificando la calidad de estimación sobre otras áreas. En la selección del sitio del radar, se dio prioridad a la capacidad de detectar eventos severos sobre un amplio dominio (Delrieu et al., 2014b). A la par, el LTHE instaló en el techo de su edificio el radar Xport (213 msnm). El radar Xport es una radar Doppler, banda X con doble polarización cuya función principal es la investigación (Cazenave et al., 2016). El radar Xport, brinda la oportunidad de desarrollar una campaña de observación de la estructura de la precipitación en cuatro dimensiones en la región de Grenoble (longitud, latitud, altitud y tiempo, campaña que está actualmente en curso). La Figura 8A, muestra el relieve de la región y la ubicación de los radares Moucherotte y Xport y la Figura 8B presenta el perfil longitudinal en la dirección Moucherotte – Xport.

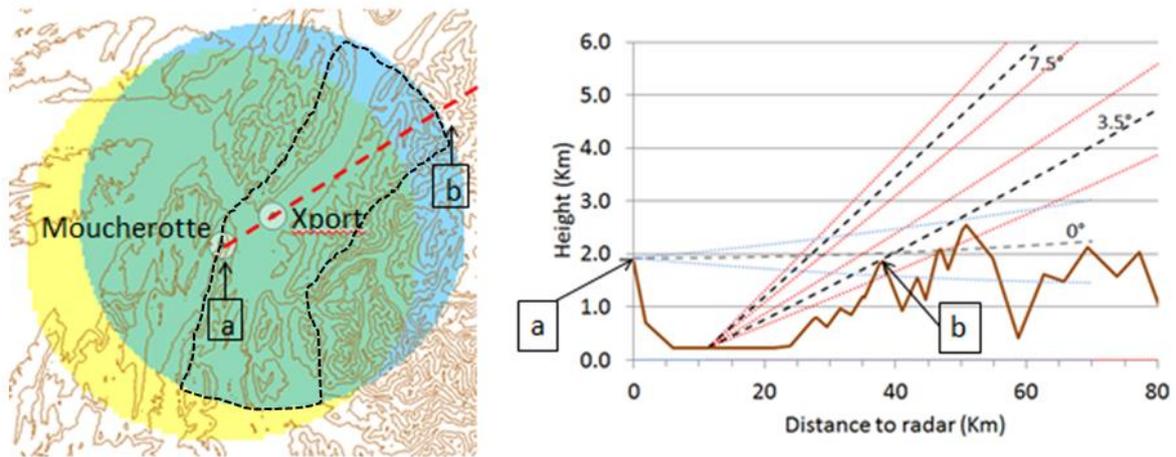


Figura 8. (A) Ubicación de los radares de Moucherotte y Xport dominio a 36 km (círculos céntricos en cada radar), dominio en la región de Grenoble (línea negra punteada) y corte longitudinal en la dirección Moucherotte – Xport (línea roja punteada), dominio del radar a 36 km. (B) Perfil longitudinal del terreno en la dirección Moucherotte – Xport, haz del radar de Moucherotte (línea gris punteada) ancho del haz del radar de Moucherotte (líneas azules), haz del radar Xport (líneas negras), ancho del haz del radar Xport (líneas rojas) para la elevación de 0° para el radar de Moucherotte y 3.5° y 7.5° para el radar Xport .

En ésta experiencia se aplica el concepto de visibilidad hidrológica a los radares de Moucherotte y Xport, sobre una gamma de protocolos de observación, con dos objetivos de detección, considerando la climatología vertical de la estructura de la precipitación. En ausencia de sondeos del radar, se usa el modelo de base física del perfil vertical de reflectividad (VPR) propuesto por Kirstetter et al., (2013). El modelo de VPR se parametriza por la altitud del tope de la nube y de la isoterma 0°C. Se utilizan 6 estaciones meteorológicas, con altitudes comprendidas entre 200 – 1800 msnm y un período registro de 3 años (2004-2006), el cual tiene 75 días lluviosos (días con precipitación mayor o igual a 10mm en Grenoble). Los perfiles verticales de temperatura permiten realizar una estimación de la altitud de la isoterma cero; estas estimaciones mostraron ser coherentes con el radiosondaje de Lyon Bron. La variabilidad de la precipitación en superficie entre las 6 estaciones, se utiliza para realizar de manera sencilla la diferenciación entre precipitación de origen convectivo y estratiforme para aplicar el modelo correspondiente. Se constató que la amplitud vertical y horizontal de la banda brillante de los perfiles simulados, son equivalentes a los perfiles observados en Suiza (A. Berne, EPFL, comunicación personal). La serie de VPR utilizada contiene aproximadamente 500 perfiles representativos de situaciones pluviosas significativas en la cubeta de Grenoble (Figura 9).

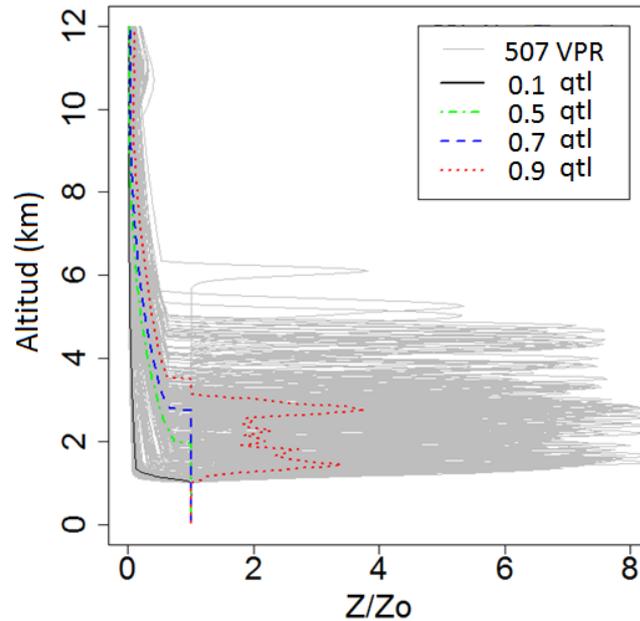


Figura 9. 507 Perfiles verticales de reflectividad normalizada con respecto a la reflectividad de superficie (Z/Z_0) (líneas grises) y sus percentiles 0.1, 0.5, 0.7, 0.9 (línea negra, verde azul y roja) para situaciones pluviosas en Grenoble.

Luego de la aplicación de VISHYDRO, se realiza un análisis en función de la altitud del radar, el relieve, el protocolo de observación y el objetivo de la simulación. La Figura 8A, muestra un primer dominio de análisis establecido por el rango de 36km entorno de cada radar. El segundo dominio de análisis, se selecciona en función de las vertientes que tienen vista clara y sin obstáculos hacia el radar Xport (es el área conocida como la cubeta de Grenoble, zona que ha ganado ese nombre por estar flanqueada por altas montañas). Para el análisis, se utiliza el criterio de Superficie – Calidad (SQ), introducido por Navas et al., (2014). El criterio SQ consiste en cuantificar el porcentaje de superficie con error menor o igual al error medio absoluto porcentual (MAPE de mean absolute percentage error), en función de MAPE. La optimización de los ángulos de elevación se realiza mediante la maximización del área bajo la curva SQ, i.e. el protocolo optimizado será aquel protocolo cuya área bajo la curva SQ sea mayor al área bajo la curva de los otros protocolos. Como ángulos de elevación se ha seleccionado un protocolo compuesto por tres ángulos de elevación. Para el caso de Moucherotte se evalúan los resultados de las simulaciones de VISHYDRO desde -4.0° a 4.0° y para Xport de 1.0° a 9.0° (ambos con incrementos de 0.5°). Los resultados de ésta experiencia se presentan en la sección 5.1.

4.2. Segunda experiencia. Efecto de la densidad de la red pluviométrica en la calidad de la estimación de la precipitación por radar mediante la fusión radar – pluviómetro (planteamiento).

La segunda experiencia se ha diseñado con el fin de responder: *¿Cómo afecta la densidad de la red pluviométrica la calidad de la estimación cuantitativa de precipitación mediante el*

Krigeado Ordinario y el Krigeado con Deriva Externa? La zona de estudio así como el método empleado en la segunda experiencia se describen en las secciones 4.2.1 y 4.2.2.

4.2.1. Descripción de la zona de estudio de la segunda experiencia

Para estudiar el efecto de la densidad de la red pluviométrica en la calidad de la estimación por krigeado con deriva externa, se selecciona como zona de estudio el sur de Francia en el Cévennes-Vivarais (CV) (32 000km²). En esta región se encuentra el Observatorio Hidrometeorológico Mediterráneo Cévennes-Vivarais (OHMCV) (Boudevillain et al., 2011). Está conformado por 4 radares meteorológicos (operados por MétéoFrance, Tabla 2), ~200 estaciones pluviométricas horarias y ~160 diarias (Figura 10).

Tabla 2. Características de los radares en el OHMCV

Radar	Serial	Lat (Norte)	Long (Este)	Altitud (msnm)	Doble polarización	Banda	Longitud de Onda (cm)
Bollène	7 569	44° 19' 23"	4° 45' 43"	309	no	S	10
Sembadel	7 461	45° 17' 21"	3° 42' 33"	1 115	si	C	5
Montclar	7 637	43° 59' 26"	2° 36' 34"	667	si	C	5
Nimes	7 658	43° 48' 21"	4° 30' 10"	71	si	S	10

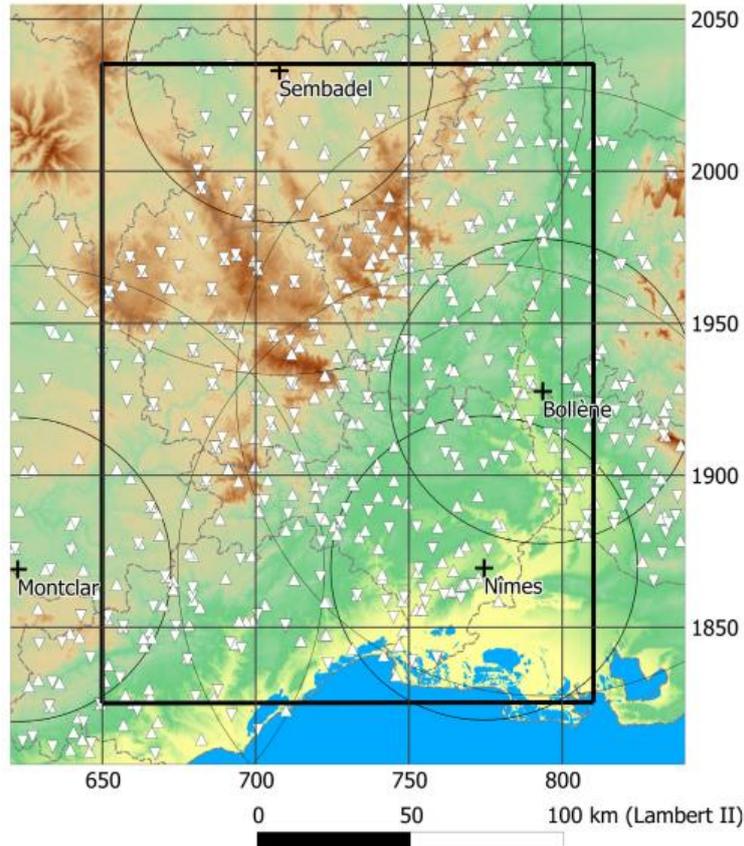


Figura 10. Localización de la ventana del OHMCV (rectángulo negro), de las estaciones pluviométricas (triángulo: horarias; triángulo invertido: diarias) y de los radares meteorológicos (cruces). Fuente: (Delrieu et al., 2014c)

El producto *QPE* radar utilizado es la acumulación de precipitación a paso de tiempo horario, suministrado por MétéoFrance, sobre una retícula con resolución de 1 km, generada a partir del mosaico de radares. Para la transformación del factor de reflectividad del radar ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) en tasa instantánea de precipitación (mm h^{-1}), MétéoFrance sigue a groso modo la siguiente rutina: *a*) Identificación de ecos fijos; *b*) Transformación de reflectividad en intensidad de lluvia utilizando la relación Marshall y Palmer (1948) (Ecuación 9); *c*) Corrección de bloqueos parciales del haz radárico; *d*) Corrección del perfil vertical de reflectividad; *e*) Ponderación de la lluvia en base al índice de calidad⁵. Una descripción detallada del producto de precipitación acumulada horaria está disponible en: Figueras i Ventura and Tabary, 2013; Tabary, 2007; Tabary et al., 2007). Con el fin asegurar la calidad de la data utilizada antes de la aplicación del método KED, el producto *QPE* radar horario fue verificado buscando gradientes anormales en la acumulación de precipitación (Boudevillain et al., 2016) y el registro de estaciones fue cotejado mediante geoestadística, correlación temporal radar-pluviómetro e inspección visual (Kirstetter et al., 2010).

⁵ Índice de calidad: es un factor de ponderación para cada pixel en el mosaico radar, el cual refleja el hecho de que existe mayor incertidumbre en los pixeles que han sido estimados con un alto valor de ocultamiento (Tabary, 2007).

Para el período 2007 – 2014 se realizó el reanálisis de 131 eventos de precipitación (Boudevillain et al., 2016). La Figura 11 muestra la precipitación total en el núcleo de cada evento (línea roja punteada) y la precipitación media en toda el área de 32.000 km² (línea negra continua). La Figura 11A muestra los eventos cronológicamente ordenados mientras que la Figura 11B presenta los eventos ordenados en función del mes de ocurrencia. Se observa que los meses entre septiembre – noviembre tienen mayor ocurrencia de eventos que sobrepasan el valor de precipitación máxima de 24 h para un período de retorno de 2 años en la región (~200 mm) (Durán-Alarcón, 2016) y pocos eventos entre febrero-agosto. Esta característica corresponden a los fenómenos conocidos en Francia como “*Les Crues Cévenoles*” (Inundaciones en la región Cevenol), que son producto de: a) Un mar mediterráneo suficientemente caliente que proporciona gran humedad, b) Un centro de baja presión en el Atlántico que cataliza la circulación proveniente del sur en la región Cevenol y c) Viento del sur que mueve la humedad del mediterráneo hacia las montañas para producir fuerte condensación y precipitación muy severa (Delrieu et al., 2005).

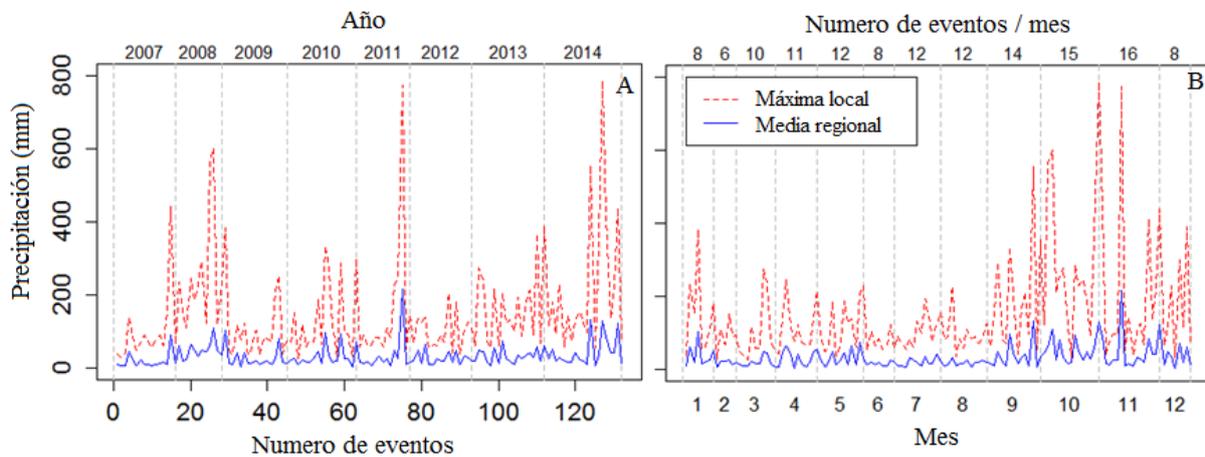


Figura 11. Precipitación media regional (32 000 km²) (línea azul continua) y máxima local (1 km²) (línea roja discontinua) para los 132 eventos analizados en el periodo 2007-2014 en el OHMCV. A) Eventos ordenados cronológicamente. B) Eventos ordenados según su mes de ocurrencia.

4.2.2. Descripción del método empleado para el análisis de la segunda experiencia

Para analizar el efecto que tiene la densidad de estaciones en la interpolación de precipitación por OK y KED, se plantearon 6 escenarios de reducción de la red, con una estación en cada celda de longitud de lado 15, 20, 25, 30, 35 y 40 km (resolución de la red) y una escala temporal de 1, 2, 3 y 6 horas. Boudevillain et al., (2016) realizan la validación cruzada; no obstante, como cambiar la densidad de la red afecta la disponibilidad de estaciones para la validación cruzada; en esta experiencia se emplea una red común de validación para toda la gama de resoluciones y la red de cálculo será la única que se variará en función de la resolución espacial.

Para maximizar el número de estaciones de la red de validación se aplica la selección condicionada, la cual describimos con un ejemplo sencillo: supongamos una región de 64 km²

con 16 estaciones pluviométricas (1 estación cada 2 km), distribuidas tal como se muestra en la Figura 12A. Luego la siguiente rutina define tanto la red de validación como la red de cálculo: *a)* Se selecciona para la resolución más gruesa (8 km) la estación más cercana al centro de la celda, ella será la estación de cálculo para el escenario más grueso (Figura 12B) y las otras estaciones quedan disponibles para la validación; *b)* En la siguiente resolución se sigue el mismo criterio; con la variante de utilizar las estaciones de cálculo previamente seleccionadas y omitiendo las estaciones más cercanas al centro de la celda (Figura 12C), esto define la red de cálculo para los escenarios sucesivos; *c)* La red de validación queda definida sólo por aquellas estaciones de validación que se repiten en todos los escenarios (puntos verdes en la Figura 12D).

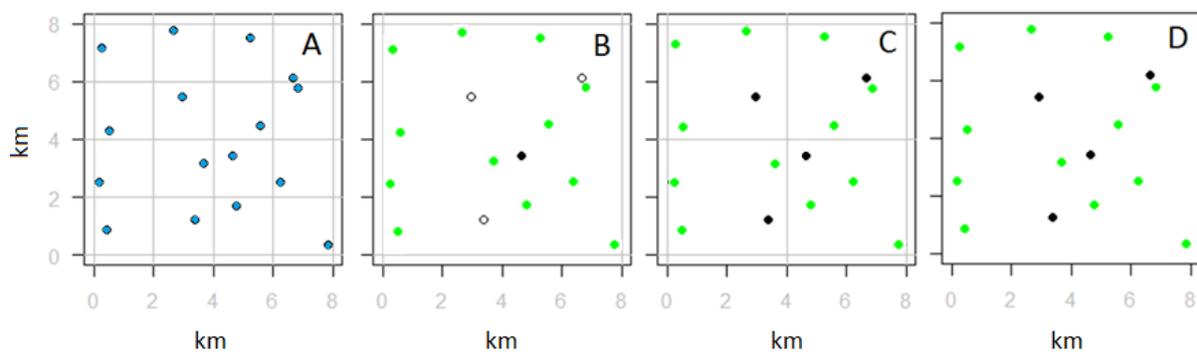


Figura 12. Criterio para selección de estaciones en la reducción de la red. A) red completa. B) Reducción a la resolución más gruesa (8 km). C) Reducción intermedia (4 km) condicionada por las reducciones mayores. D) Red final de cálculo y validación. Puntos azules: estaciones pluviométricas. Puntos Negros: estaciones de cálculo, definidas como la estación más cercana al centro de gravedad de la celda de la resolución más gruesa. Puntos verdes, estaciones de validación. Círculos blancos, estaciones no utilizadas en cálculo ni en validación.

Como ilustración, la Figura 13 muestra el evento del 29/10/2010; donde la red de estaciones disponible es de 237 estaciones, al realizar la selección de estaciones para los escenarios de 15 y 40 km se tiene un total de 103 y 24 estaciones respectivamente a ser utilizadas en los nuevos krigeados a red reducida (los escenarios de 20, 25, 30 y 35 km han sido omitidos en la representación pero están incluidos en el cálculo). Finalmente el número de estaciones disponibles a ser utilizadas en la validación es de 123.

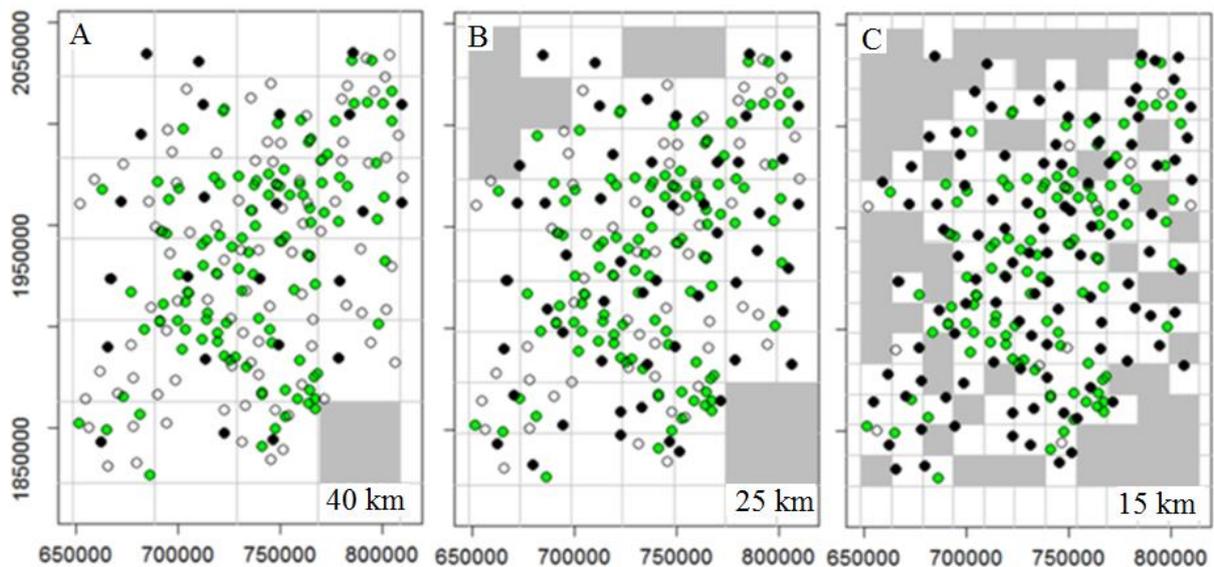


Figura 13. Escenarios de reducción de la red para el evento del 29/10/2010. A) 40 km. B) 25 km. C) 15 km. Puntos Negros: estaciones de cálculo. Puntos verdes: estaciones de validación. Círculos blancos: estaciones no utilizadas en el cálculo ni en la validación para esa resolución.

Es oportuno recordar que en toda red operativa es común observar la variación del número de estaciones con respecto al tiempo. Las variaciones pueden estar originadas bien sea por mantenimiento preventivo/correctivo o por planes de ampliación o reducción de la red, donde se incluyen o excluyen estaciones, para tener mejor representatividad, o reducir costos de operación. Una dificultad adicional en este estudio es que la red pluviométrica está compuesta por 3 redes operacionales (MétéoFrance, Electricidad de Francia y el Servicio de Previsión de crecientes). Así mismo, luego de aplicar el control de calidad a la red pluviométrica, el número de estaciones utilizadas en el análisis cambia, debido a que las estaciones con datos dudosos no son utilizadas. La característica dinámica en el número de estaciones de la red entre los diferentes eventos, impone una restricción adicional cuando se quiere optimizar la validación con una red común en un grupo de eventos. La Figura 14 muestra la disponibilidad de estaciones (línea continua negra) y el número de estaciones de la red de validación. Se observa una recurrente caída de la red en al menos un evento de invierno cada año, esto puede estar relacionado con el control de calidad efectuado, el cual excluye un mayor número de estaciones durante las nevadas. Se fijó el límite de utilizar los eventos cuya red de validación posea 70 o más estaciones, utilizando una muestra aleatoria de 70 estaciones de la red de validación. Si bien con el uso de este criterio, la red de validación cambia en términos de la localización de las estaciones (sin geometría de la red), es fija con respecto al número de estaciones utilizadas. Se ha aceptado la hipótesis de que el gran número de estaciones seleccionadas reduce cualquier restricción que imponga la geometría de la red de validación. El valor de 70 estaciones deja por fuera del análisis todo el año 2007 y dos eventos de 2008 y 2010 (reduce de 132 a 122 el número de eventos). Se verificó que la mayoría de los casos excluidos no presentara precipitación severa (ver Figura 11A) y sólo un evento en el año 2007 registró un valor mayor de 200 mm.

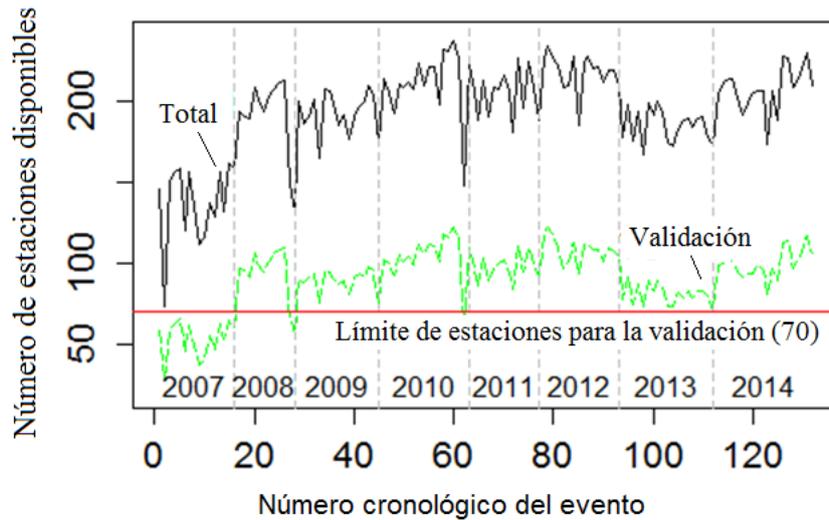


Figura 14. Disponibilidad de estaciones pluviométricas en los 132 eventos analizados en el periodo 2007-2014 en el OHMCV. Línea Negra: número total de estaciones. Línea verde discontinua: número de estaciones disponibles para validación. Línea horizontal roja: umbral fijado en 70 estaciones para validación.

Para medir el efecto que tiene la densidad de la red se utilizó a) el coeficiente de determinación (R^2), definido como el cuadrado de la correlación de Pearson (Ecuación 33); b) el sesgo, el cual representa la tendencia promedio del valor estimado entre el valor observado (Z^*/Z) (Ecuación 34) y c) el índice de Jaccard (J), introducido en el campo de la botánica por el biólogo Paul Jaccard (1901) como “*coefficient de communauté*” (coeficiente de semejanza o similitud) y utilizado como una medida de calidad en la interpolación de precipitación por primera vez en este trabajo. J mide la similitud entre dos conjuntos de muestras, se define como el tamaño de la intersección dividido entre el tamaño de la unión de los conjuntos de muestras (Ecuación 35), sus valores van de 0 a 1 siendo 1 la completa similitud.

Ecuación 33

$$R^2 = \frac{\sigma_{Z^*Z}^2}{\sigma_{Z^*}^2 \sigma_Z^2}$$

Donde σ_{Z^*Z} es la covarianza de los valores observados (provenientes de la red de validación) y los valores estimados, σ_{Z^*} y σ_Z son la desviación típica de los valores estimados y observados respectivamente.

Ecuación 34

$$\text{Sesgo} = \frac{Z^*}{Z}$$

Ecuación 35

$$J(A, B) = \frac{\text{card}(A \cap B)}{\text{card}(A \cup B)}$$

Para utilizar J con la interpolación de precipitación se consideraron los conjuntos A y B como la superficie de precipitación diferente a cero estimada a red completa y a red reducida respectivamente y $card(\)$ el operador cardinal que cuantifica el tamaño de la intersección (numerador) o la unión (denominador) de los conjuntos A y B (Figura 15). Lo interesante de J es la característica de ser un criterio independiente de la red de validación.

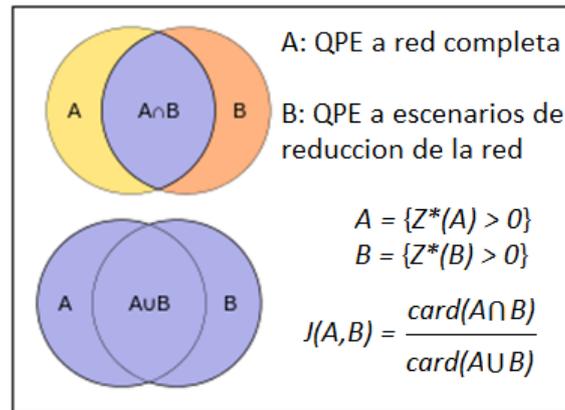


Figura 15. Esquema de cálculo para el índice de Jaccard. A y B superficie de precipitación diferente a cero estimada a red completa y a red reducida respectivamente.

4.3. Tercera experiencia. Simulación de la incertidumbre de la precipitación

Para responder: *¿Cómo puede ser caracterizada la incertidumbre en la estimación cuantitativa de precipitación por radar sobre una gama de escalas espacio – temporales?* se aplica el método utilizado por (Boudevillain et al., 2016) a la temporada lluviosa del año 2014. En total se analizan 10 eventos de precipitación (Tabla 3), en 20 resoluciones espacio – temporales. Por conveniencia se definen las resoluciones espaciales como subcuencas de 10, 50, 100, 200, 300 km², las cuales forman parte de las cuencas del Ardèche, Cèze, Gardon y Vidourle, en el Cévennes – Vivarais (sur de Francia); y las resoluciones temporales en 1, 2, 4 y 6 horas. La Figura 16, por comodidad visual muestra solamente un pequeño grupo aleatorio de las subcuencas de 10, 50 y 300 km², en las 4 cuencas antes mencionadas.

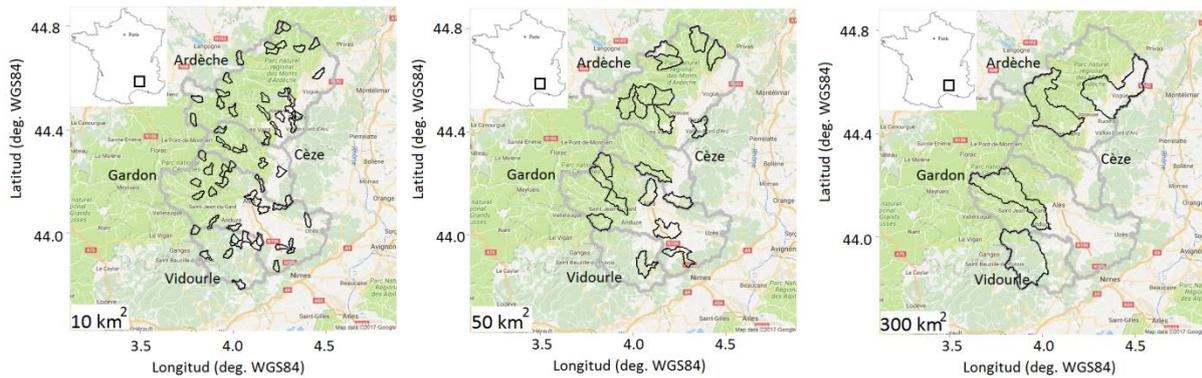


Figura 16. Resoluciones espaciales en función de las subcuencas de superficie 10, 50 y 300 km² (de izquierda a derecha respectivamente). Cuencas del Ardèche, Cèze, Gardon y Vidourle (contornos grises). Pequeña muestra aleatoria de las subcuencas (contornos negros).

Tabla 3. Principales eventos de tormenta del período septiembre - diciembre 2014.

Fecha y hora (UTC, fin del evento)	Duración (horas)	Precipitación máxima acumulada (mm)
09/09/2014 00:00	18	95.6
21/09/2014 00:00	138	554.8
25/09/2014 00:00	42	55.9
30/09/2014 06:00	48	355.5
15/10/2014 00:00	210	786.7
05/11/2014 00:00	66	412.7
13/11/2014 00:00	114	135.2
15/11/2014 06:00	24	222.7
02/12/2014 00:00	186	439.8
06/12/2014 06:00	72	74.5

Luego, se sigue el método de generación estocástica de precipitación para la estimación KED, descrito en la sección 3.3. En este punto, se generan 50 realizaciones de precipitación perturbadas en función de su incertidumbre. Con el objetivo de evaluar el efecto de la incertidumbre de la precipitación en la simulación hidrológica, las series de precipitación generadas serán utilizadas posteriormente con un modelo lluvia – escorrentía en el CAPÍTULO IV. Experimentación lluvia - escorrentía.

Para caracterizar la incertidumbre de la precipitación se utiliza el coeficiente de variación, el cual fue empleado por Boudevillain et al., 2016. El coeficiente de variación se define como la relación entre la desviación estándar y su media (Ecuación 36).

Ecuación 36

$$CV = \frac{sd_P}{\bar{P}}$$

Donde CV es el coeficiente de variación, sd_P es la desviación estándar de la precipitación y \bar{P} es la precipitación media, ambas en el seno de cada subcuenca.

5. RESULTADOS Y ANÁLISIS

5.1. Influencia de las características del radar y de la región de estimación de interés en la calidad de la estimación de precipitación por radar

Para responder; *¿De qué manera se pudiese cuantificar los factores que influyen la estimación de precipitación por radar en una región montañosa?* En ésta sección se resumen los resultados obtenidos de la modelización VISHYDRO, aplicada al radar de Moucherotte (~1920msnm) y el radar XPORT, ubicado en el techo del edificio del LTHE (~213msnm), en Grenoble, sobre una gama de protocolos de exploración y dos objetivos de detección (el dominio de 36km de rango en torno al radar y la cubeta de Grenoble). El detalle del planteamiento de la experiencia ha sido presentado en la sección 4.1. La Figura 17, presenta el resultado de la modelización VISHYDRO para el radar de Moucherotte, con el protocolo de operación de 6 ángulos, asignado en el año 2014 por MétéoFrance; y el radar de Moucherotte y Xport con un protocolo optimizado de 3 ángulos. Cabe destacar que se realizó un análisis para la combinación de 3 ángulos desde -4.0 hasta 4.0 para el caso del radar de Moucherotte y desde 1.0 hasta 9.0 para el caso del radar Xport (con incrementos de 0.5°). El protocolo optimizado corresponde a la maximización del área bajo la curva SQ en el dominio de 36km.

La Figura 17, muestra: 1) el error porcentual promedio sobre los 507 VPRs; 2) la variabilidad en la estimación, definida como la resta del percentil 90% (Q90) menos el percentil 10% (Q10) del error porcentual en los 507 VPRs; y 3) la zonificación de los mejores ángulos de elevación para la estimación de la QPE. Para el radar de Moucherotte, **se verifica que el protocolo de MétéoFrance proporciona en promedio una exploración limpia con una visión de 360°**, donde los ocultamientos y los ecos fijos son escasos; esto se debe gracias a que el protocolo de MétéoFrance hace su exploración con seis ángulos de elevación (0.0, 0.6, 1.2, 2.0, 3.0, 4.0) minimizando los ecos fijos. El panel central de la Figura 17, muestra que **existe una gran dispersión de los errores en el dominio de estimación ligado a la altitud de la isoterma 0°C**, esto pone en evidencia la gran variabilidad del error en función de la situación meteorológica presente; i.e. existe una fuerte influencia de la climatología de los perfiles verticales de reflectividad. La cubeta de Grenoble está caracterizada por tener alturas del terreno entre 200 y 300 msnm. Esta característica sumada con la gran altitud de observación del radar, hace que el efecto de la variabilidad del VPR, sea mayor en el valle que en las zonas de alta montaña. De la magnitud del error, se puede decir que para el radar de Moucherotte con el protocolo de MétéoFrance, el mayor error se ubica en la cubeta de Grenoble y en el macizo de Belledonne (ubicado en el azimut ~100°, cadena montañosa localizada al este del radar). Igualmente se observa que gran parte del dominio de 36km, la precipitación es mejor estimada con la menor elevación del radar (0°).

Para el caso del radar de Moucherotte, con el protocolo de 3 ángulos, que ha sido optimizado a partir de la maximización del área bajo las curvas SQ, se han obtenido los valores de -0.3, -0.5 y 0.5 como el conjunto de ángulos óptimos. Se remarca que han sido obtenidas elevaciones negativas para mejorar la estimación de la precipitación en la zona de estudio,

pero la utilización de ángulos negativos no es aún posible debido a limitaciones técnicas. Se observa que el error porcentual promedio y la dispersión del error porcentual en la cubeta, son inferiores con respecto a los resultados que ofrece el protocolo de MétéoFrance, i.e. **la calidad de la estimación de la precipitación es influenciada por el protocolo de exploración**. El protocolo de tres ángulos muestra en la cubeta de Grenoble, valores del error porcentual promedio entre -10 y 5%; mientras que el protocolo de MétéoFrance tiene valores de -20 a -5%. Sin embargo, **la calidad de la estimación no es igual en todo el dominio del radar**. Para el macizo de Belledonne, se observa lo contrario; el protocolo de 6 ángulos de MétéoFrance ofrece mejores estimaciones que el protocolo de 3 ángulos. Para el caso de 6 ángulos, los errores van desde -10 hasta -50% y al utilizar 3 ángulos los errores aumentan siendo superiores a $\pm 100\%$. Esto ocurre debido a que el protocolo de 3 ángulos produce ecos fijos y ocultamiento que generan sobrestimación y subestimación; y el protocolo de 6 ángulos logra sortear el problema del eco fijo y el ocultamiento que produce el macizo de Belledonne. Con respecto a la zonificación del mejor ángulo de estimación, para el protocolo de 3 ángulos; se observa que la distribución es mucho más heterogénea que la que presenta el protocolo con el doble de ángulos. En la región urbana de Grenoble, las mejores estimaciones de precipitación se producen con el ángulo de -3.0° , sin embargo, se debe tener en cuenta que el software VISHYDRO no toma en cuenta diferentes estructuras antropogénicas como edificaciones, antenas o árboles de gran altitud, por lo que se puede inferir que los ecos fijos en la zona urbana no necesariamente están bien representados. El ángulo de -0.5° es el que produce menor error en el valle de Grésivaudan (al noreste del radar), el valle del río Drac (al sur del radar) y el valle del Isère aguas abajo de Voreppe (al oeste del radar); finalmente la elevación de 0.5° es la óptima para los macizos de Belledonne, Vercors (al suroeste del radar) y Chartreuse (al noreste del radar).

Al comparar los resultados del radar Xport con los resultados que ofrece el radar de Moucherotte se puede decir que, el radar Xport produce estimaciones de precipitación con menor error porcentual promedio y menor dispersión del error porcentual en la cubeta, (con los dos protocolos estudiados); i.e. **la calidad de la estimación de la precipitación depende la ubicación del radar**. Este resultado subraya la importancia de seleccionar un buen sitio de emplazamiento del radar, el cual por una parte minimice el efecto de la variabilidad de los VPRs y por otra parte maximice la visibilidad. Para el radar Xport, la cubeta de Grenoble muestra valores del error porcentual promedio que van desde -5 hasta +5%, la gran mejoría viene dada debido a que la diferencia entre $Q_{90} - Q_{10}$ es inferior al 10%, esto quiere decir que las estimaciones en la cubeta son más precisas y exactas con el radar Xport ubicado a baja altitud; no obstante los pixeles ubicados a distancias mayores de 10 km del radar Xport muestran una gran variabilidad debido a que el haz del radar gana altitud. El relieve relativamente suave, con altitudes comprendidas desde 200 hasta 300 msnm, en los valles de Grésivaudan y del río Drac, los cuales tienen límites bien definidos por los macizos de Belledonne, Chartreuse y el Vercors; junto con la posición estratégica del radar, ubicado en la confluencia de ambos valles; produce que la zonificación del mejor ángulo de estimación sea cuasi uniforme en la cubeta. El mejor ángulo de estimación en los valles es de 3.0° , seguidamente pasa de forma abrupta a la elevación de 7.5° en los macizos. La porción del dominio del radar, en la cual la precipitación es mejor estimada con el ángulo intermedio de

5.0°, es muy inferior a las regiones donde la precipitación es estimada con los ángulos de 3.5° y 7.5°. Este resultado subraya la fuerte influencia del relieve con respecto a la ubicación del radar.

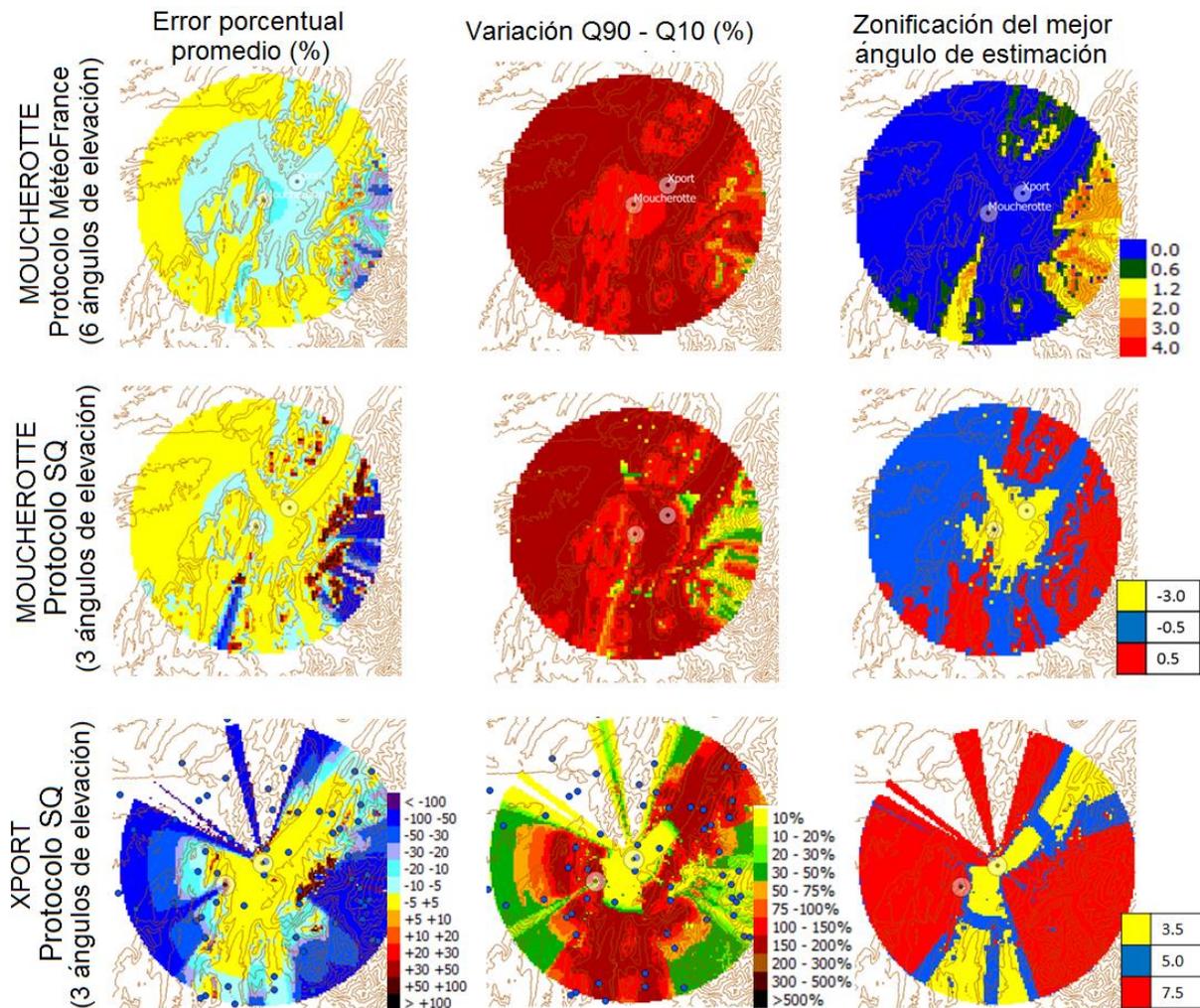


Figura 17. Resultado de la modelización VISHYDRO para el radar de Moucherotte siguiendo el protocolo de operación de MétéoFrance (panel superior); para el radar de Moucherotte con el protocolo optimizado de 3 ángulos (incluyendo ángulos negativos, panel central) y para el radar Xport siguiendo un protocolo optimizado de 3 ángulos (panel inferior).

Como se mencionó anteriormente, la aplicación del concepto SQ permite seleccionar los ángulos que han sido mostrados en la Figura 17. De la misma manera, el concepto de SQ permite analizar los resultados de una manera objetiva. El concepto SQ se aplica sobre la grilla con tamaño de celdas de 0.5km x 0.5km, en los dos dominios seleccionados, en todas las composiciones de exploración radárica. La Figura 18A, muestra las curvas SQ para el protocolo de operación utilizado por MétéoFrance; la Figura 18B, para el protocolo de operación con tres ángulos optimizados; y la Figura 18C, para el radar Xport con tres ángulos optimizados. En las tres figuras, la línea continua negra representa la curva SQ aplicada en el dominio de 36km entorno al radar y la línea roja discontinua representa la curva SQ en la cubeta. Por conveniencia y una mejor visualización de los resultados, ha sido seleccionada la escala logarítmica en ambos ejes. Para el caso del radar de Moucherotte (Figura 18 A y B), las

curvas SQ de la cubeta son inferiores a las curvas SQ de todo el dominio; sin embargo las diferencias entre ambas curvas no son significativas. El protocolo de MétéoFrance muestra que el 30 % de la superficie tiene errores iguales o inferiores al ~4%. Éste valor es mejorado por el protocolo de 3 ángulos, donde el 30 % de la superficie presenta errores iguales o inferiores al ~2%. El punto de inflexión de las curvas SQ del radar de Moucherotte indica que el 80% del dominio del radar tiene errores iguales o inferiores al 10% y a partir del 80% la calidad de la estimación se ve fuertemente comprometida. Para el radar Xport, sucede lo contrario que en el radar de Moucherotte, la curva SQ de la cubeta es superior a la curva SQ de todo el dominio. En esta oportunidad el 30% de la superficie presenta errores iguales o inferiores al ~1.5% en la cubeta y al ~6% en todo el dominio. La pendiente suave de las curvas SQ del radar Xport, indica que la calidad de la estimación del mejor punto de estimación se pierde rápidamente al aumentar el área. Al comparar la pendiente de las curvas SQ del radar Xport con las del radar de Moucherotte, se confirma que **la calidad de la estimación de la precipitación depende la ubicación del radar, donde un radar ubicado a baja altura puede producir mejores estimaciones, a su vez, se ve más influenciado por el relieve.**

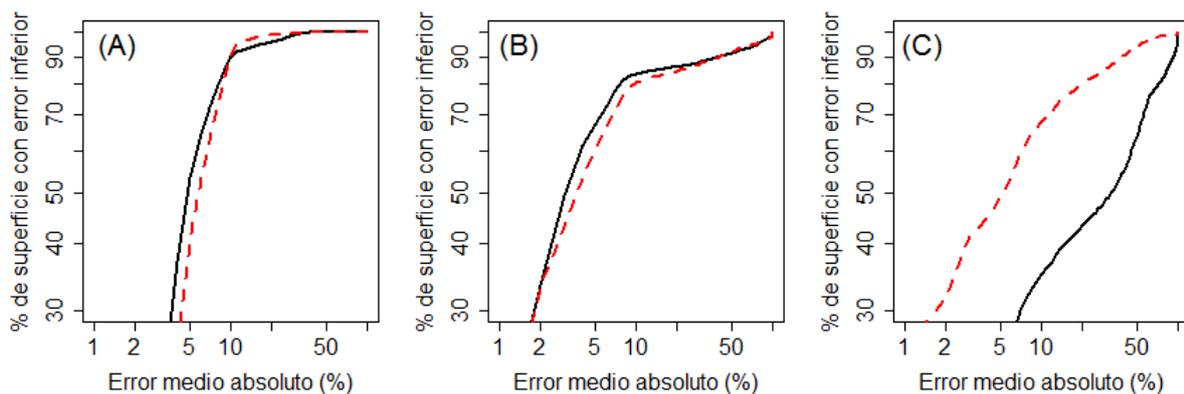


Figura 18. Curvas Superficie – Calidad sobre todo el dominio del radar (línea negra continua) y sobre el área de Grenoble (curvas rojas discontinuas). Para el radar de Moucherotte siguiendo el protocolo de operación de MétéoFrance (A); para el radar de Moucherotte siguiendo el protocolo con 3 ángulos a baja altitud (B) y para el radar Xport siguiendo un protocolo optimizado(C).

Se recuerda al lector que el concepto de Visibilidad Hidrológica, sólo permite considerar el efecto del relieve y del VPR, no se debe olvidar que la atenuación de la señal en los radares banda X, es una fuente importante de incertidumbre sobre todo en la capa de fusión.

5.2. Efecto de la densidad de la red pluviométrica en la calidad de la estimación de la precipitación por radar mediante la fusión radar – pluviómetro

Para responder: ¿Cómo afecta la densidad de la red pluviométrica la calidad de la estimación cuantitativa de precipitación mediante el Krigeado Ordinario y el Krigeado con Deriva

Externa? Se analizó de manera general el efecto de la reducción de la red en los escenarios planteados (15-40 km; 1-6 horas). La Figura 19 muestra el coeficiente R^2 , el sesgo medio y el coeficiente de Jaccard (valores promedios de los eventos seleccionados). Se observa que los tres indicadores de calidad poseen pendientes mayores para el *OK* (líneas rojas) que para el *KED* (líneas negras), lo que indica que **el Krigeado Ordinario es mucho más sensible a la reducción de la red**. A su vez, los indicadores de calidad son más altos para el *KED*, evidenciando su superioridad. De forma general, se puede decir que *KED* es poco sensible a la resolución de la red al menos hasta 40 km.

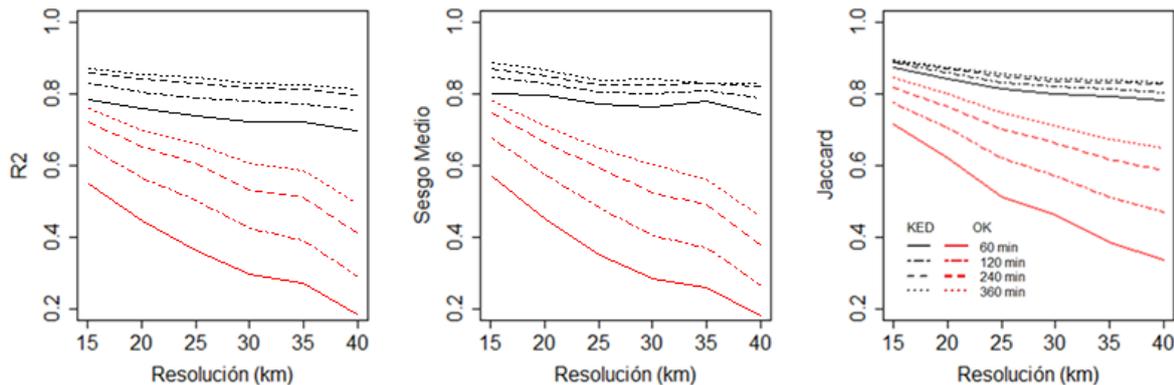


Figura 19. Coeficiente R^2 (panel izquierdo), Sesgo Medio (panel central) y el índice de Jaccard (panel derecho) en función de la resolución y la escala temporal para los 122 eventos. Líneas Negras: Estimación *KED*. Líneas Rojas: Estimación *OK*. Líneas continuas: escala temporal 1h. Línea discontinua punteada: escala temporal 2h. Línea discontinua: escala temporal 3h. Línea punteada: escala temporal 6h.

El coeficiente R^2 representa la proporción de variación espacio – temporal de la estimación de precipitación en cada escenario que puede explicarse con respecto a la resolución de la red (i.e. es una medida de dispersión en los resultados). *KED* explica entre el 70 y el 90% de la variación mientras que *OK* sólo del 20 al 80% (Figura 19A). El sesgo medio deja ver que los resultados tienden a la subestimación en el orden de 0.75 y 0.95 para *KED* y de 0.2 a 0.8 en *OK* (Figura 19B), este resultado contrasta con el sesgo obtenido por Boudevillain et al., (2016), donde su valor promedio oscila alrededor de 1. La diferencia pudiese deberse bien sea al umbral de precipitación que se consideró en este estudio (1mm), un método de validación diferente, restricciones diferentes para realizar el krigeado en función del número de estaciones a considerar y la distancia máxima (en este trabajo no se colocó ninguna restricción), o al efecto que introduce la reducción de la densidad de la red. El índice de Jaccard representa la fracción de la región común con respecto a la estimación a red completa y está en el orden de 0.8 a 0.9 para *KED* y de 0.35 a 0.85 para *OK* (Figura 19C). Se destaca que es un criterio independiente a la densidad de la red y ofrece resultados similares al índice R^2 y al sesgo en cuanto a la sensibilidad de los métodos. Jaccard confirma la hipótesis planteada en la sección 4.2.2 “el gran número de estaciones seleccionadas en la red de validación, reduce cualquier restricción que imponga la geometría de la red”.

La Figura 20, muestra los gráficos de dispersión de la precipitación estimada en función de la observada para los escenarios de resolución 15, 25 y 40 km y escala temporal de 60, 120 y

360 min. **Una característica común en ambos métodos es la existencia de sesgo condicional, donde se subestima los valores fuertes y se sobreestiman los valores débiles.** Esta característica, es una tendencia bien conocida de los métodos geostatísticos y se debe a que están basados en métodos de regresión (múltiple), los cuales tienen una debilidad en reproducir los valores extremos. Este estudio confirma el aporte de la información del mosaico de radares, en términos de variabilidad espacial de la precipitación; mientras que la información que se obtiene a partir de la red pluviométrica disminuye fuertemente cuando la densidad de la red disminuye, en particular para las resoluciones superiores al rango del variograma (~25km, 1h). Similarmente, Durán-Alarcón (2016), realiza un estudio estadístico comparativo de la precipitación extrema usando *KED* y *OK* en la región Cevenol. Observa que el método *KED* detecta los núcleos máximos eficazmente y la tasa en la que la precipitación media areal se ve disminuida en función de la superficie, es mucho más marcada para el caso *KED* que para el *OK*. Se evidencia el valor añadido del radar meteorológico para la detección del valor máximo local de precipitación.

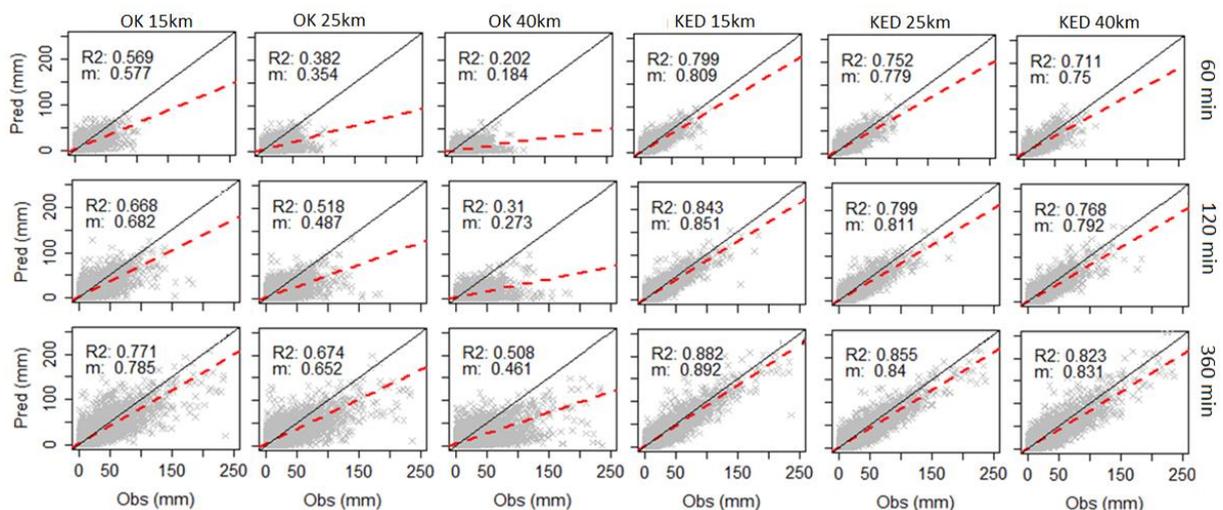


Figura 20. Gráficos de dispersión de la Precipitación Estimada vs la Observada de los 123 eventos seleccionados para validación (puntos grises: Observaciones vs estimaciones, línea roja discontinua: ajuste lineal, línea negra: recta identidad, R^2 : coeficiente R^2 , m : pendiente de la recta de ajuste lineal entre la precipitación estimada y la observada).

La Figura 21, muestra el coeficiente R^2 y el sesgo medio de cada mes para *KED*, *OK* y el producto radar solo sin fusión. Se observa una tendencia estacional durante los meses de agosto – octubre, el radar presenta su mejor estimación en este período, con valores de correlación que oscilan entre 0.70 y 0.85. *KED* sigue el mismo comportamiento, con buenas estimaciones entre agosto octubre, mientras que en los meses de diciembre – abril presenta las menores correlaciones. Este resultado puede explicarse debido al efecto que produce la variabilidad del VPR, especialmente durante los meses más fríos, cuando la banda brillante⁶

⁶ Banda brillante: Fenómeno en el cual existe un aumento en la reflectividad radárica en una altitud cercana a la isoterma cero; es producto del cambio de las propiedades de refracción de los hidrometeoros en la capa de mezcla líquido-sólido y quiebra la relación de Marshall y Palmer entre la reflectividad y la intensidad de precipitación.

está a menor altitud. Kirstetter et al (2013), muestra que la dispersión en los VPRs es mayor en la banda brillante tanto en eventos convectivos como estratiformes. Así cuando la banda brillante está a menor altitud, la incertidumbre del radar es mayor y la densidad de la red afecta en una mayor medida la interpolación *KED*. A pesar de esta limitante, *KED* ofrece siempre una mejor estimación que *OK*. *OK* no mostró ninguna tendencia significativa con respecto al mes de ocurrencia. Los valores mensuales de R^2 para las diferentes resoluciones están especialmente próximos durante los meses cálidos (de julio a octubre), lo que indica menor dependencia del método *KED*, en función de la densidad de la red en verano y mayor en invierno. En la misma figura, de enero a marzo, se observa que el krigeado ordinario, con una estación cada 15km puede llegar a ser mejor que el uso del radar solo. La deriva $m(u)$ trabaja como una componente inteligente del interpolador, cuando la información del radar no es fiable, el valor de a será pequeño dando más peso a las estaciones. En cambio, si existe una fuerte correlación entre el residuo y la deriva este valor aumentará, dando más peso a la información del radar (ilustrado en la Fig.2 de Boudevillain et al., 2016).

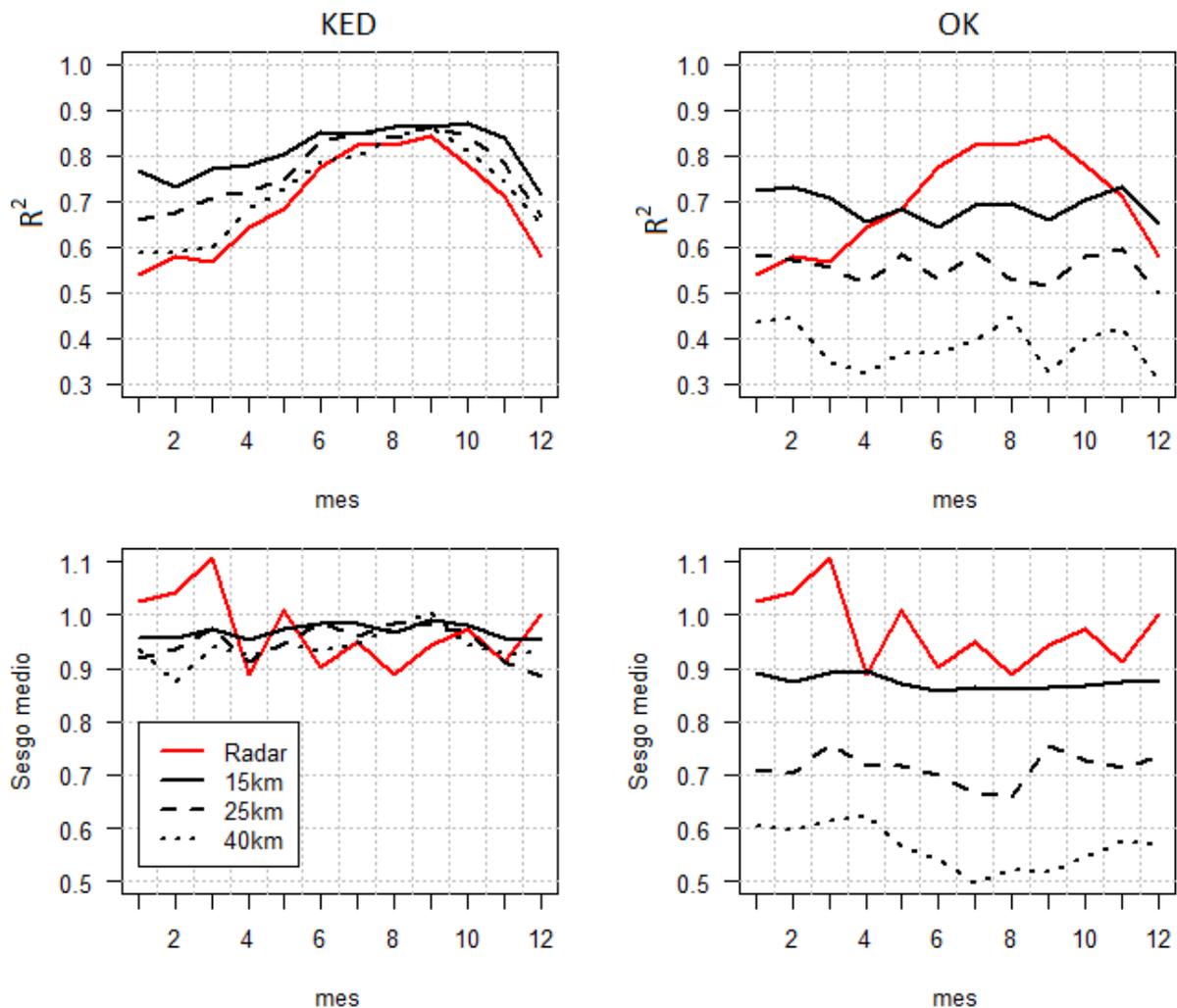


Figura 21. Valor promedio mensual del coeficiente R^2 (panel superior) y el Sesgo medio (panel inferior) para *KED* (panel izquierdo) y *OK* (panel derecho) en la resolución de 60min.

La Figura 22 muestra la estimación de la precipitación acumulada con la red completa del día 17/09/2014 entre las 17:00 y 18:00 UTC. Se observa que la forma de zona precipitante de la interpolación KED se acerca más en forma a la imagen del radar que la interpolación OK; no obstante, los valores registrados por las estaciones pluviométricas tienen un efecto en la magnitud de la precipitación estimada en KED. La Figura 23 presenta el efecto de la reducción de la red en todo el dominio de estimación. El panel superior presenta la estimación KED, donde el patrón espacial del campo estimado de precipitación no cambia significativamente en relación a la reducción de la red. Sin embargo el núcleo de la precipitación estimada aumenta en magnitud de izquierda a derecha, sobrepasando incluso el valor máximo estimado con el radar. En el panel inferior se muestra la estimación clásica por OK, se observa que la reducción de la red provoca una radical deformación de la zona precipitante, que va en concordancia con los resultados presentados de la Figura 19 a la Figura 21. De ésta manera, el método KED fusiona de forma adecuada la información provista por el radar y los pluviómetros, optimizando las ventajas de ambos. Por un lado la estructura espacial del campo de precipitación obtenido a partir del radar y por otro la cuantificación del valor observado por el pluviómetro.

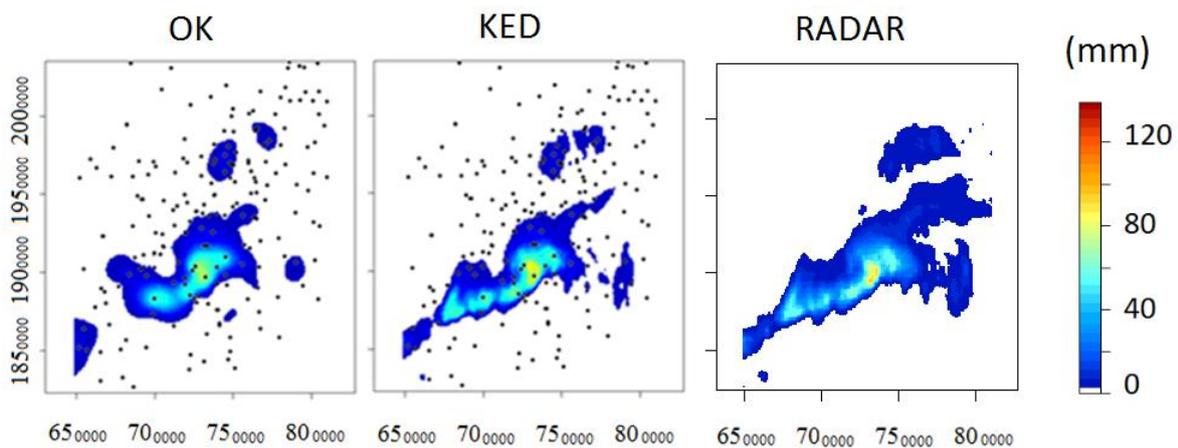


Figura 22. Estimación de precipitación acumulada a red completa para el 17/09/2014 entre las 17:00 y 18:00 UTC. De izquierda a derecha OK, KED y sólo radar.

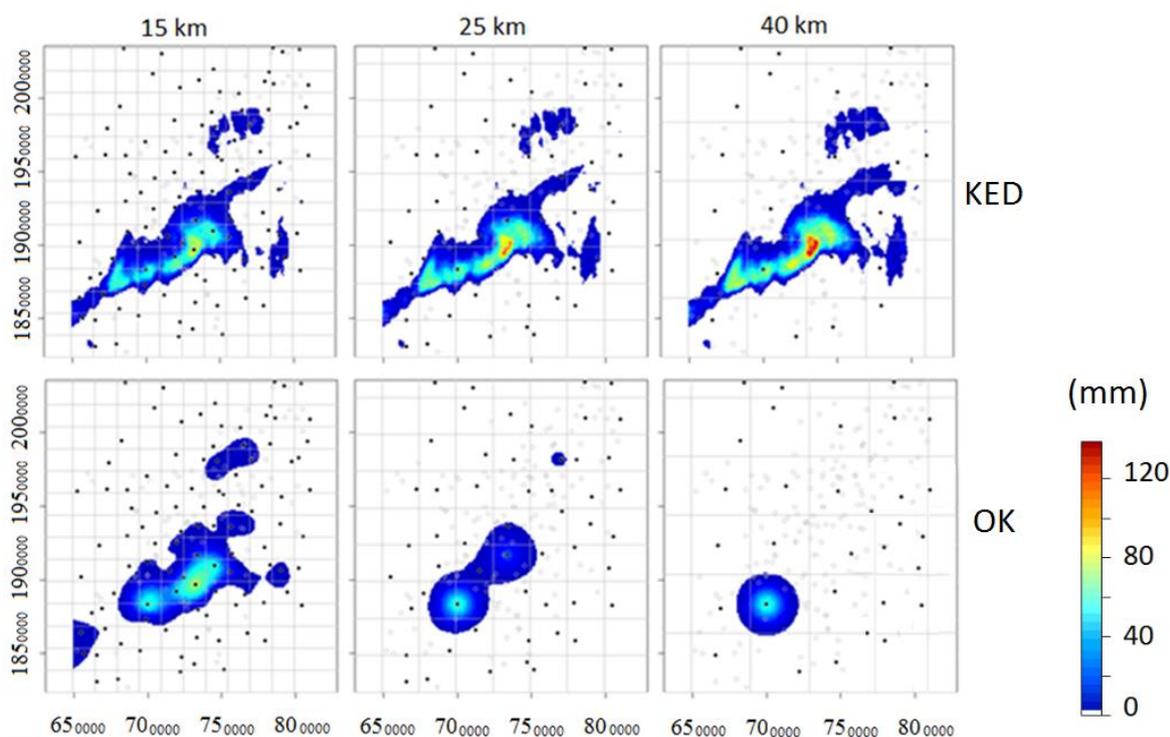


Figura 23. Estimación de precipitación acumulada a red reducida para el 17/09/2014 entre las 17:00 y 18:00 UTC. Panel superior, estimación KED; panel inferior, OK. De izquierda a derecha escenarios de reducción de 15, 25 y 40 km respectivamente.

5.3. Simulación de la incertidumbre de la precipitación.

Con el fin de *caracterizar la incertidumbre en la estimación cuantitativa de precipitación por radar*, esta experiencia se desarrolla con el estimador de precipitación KED, en las cuencas del Ardèche, Cèze, Gardon y Vidourle, en el Cévennes – Vivarais (Figura 16), sobre una gama de escalas espacio – temporales que van desde 10 hasta 300 km² y de 1 hasta 6 horas. El método aplicado para el análisis ha sido descrito previamente en la sección 4.3.

El 17/09/2014 entre las 16:00 y 17:00 UTC se observó un núcleo intenso, muy localizado, con la mayor precipitación (horaria) del período septiembre – diciembre 2014 (~140mm en la parte alta de la cuenca del Vidourle), el cual ha sido utilizado para ilustrar de manera gráfica el efecto de la agregación espacial de la precipitación y su impacto en la incertidumbre. La Figura 24 muestra en el panel superior, la precipitación en las resoluciones de 10, 50 y 300 km². Se observa que **se produce atenuación del núcleo de precipitación al aumentar la escala espacial** (~ 140, 110 y 50 mm en 10, 50 y 300 km²). Al igual que Boudevillain et al., (2016), **las imágenes de precipitación (P) y de desviación estándar (sd), no muestran (visualmente) dependencia espacial con respecto a la red pluviométrica**. El efecto de la agregación espacial en la desviación estándar normalizada (sd_N), por lo general produce la disminución del valor máximo (e.g. valores de 0.7 en la parte alta del Gardon a 10 km² se reducen a 0.3 a 300 km²). No obstante, en la resolución de 300 km², en la cuenca media del Gardon, se observa una excepción; en ese caso el valor de NSE aumenta de ~ 0.4 en la

resolución de 50 km^2 a 0.6 en 300 km^2 , efecto que pudiese estar ligado a variación de la precipitación en el seno de las subcuencas o la influencia de la deriva del radar en sd_N (esta nueva interrogante se deja abierta en este trabajo).

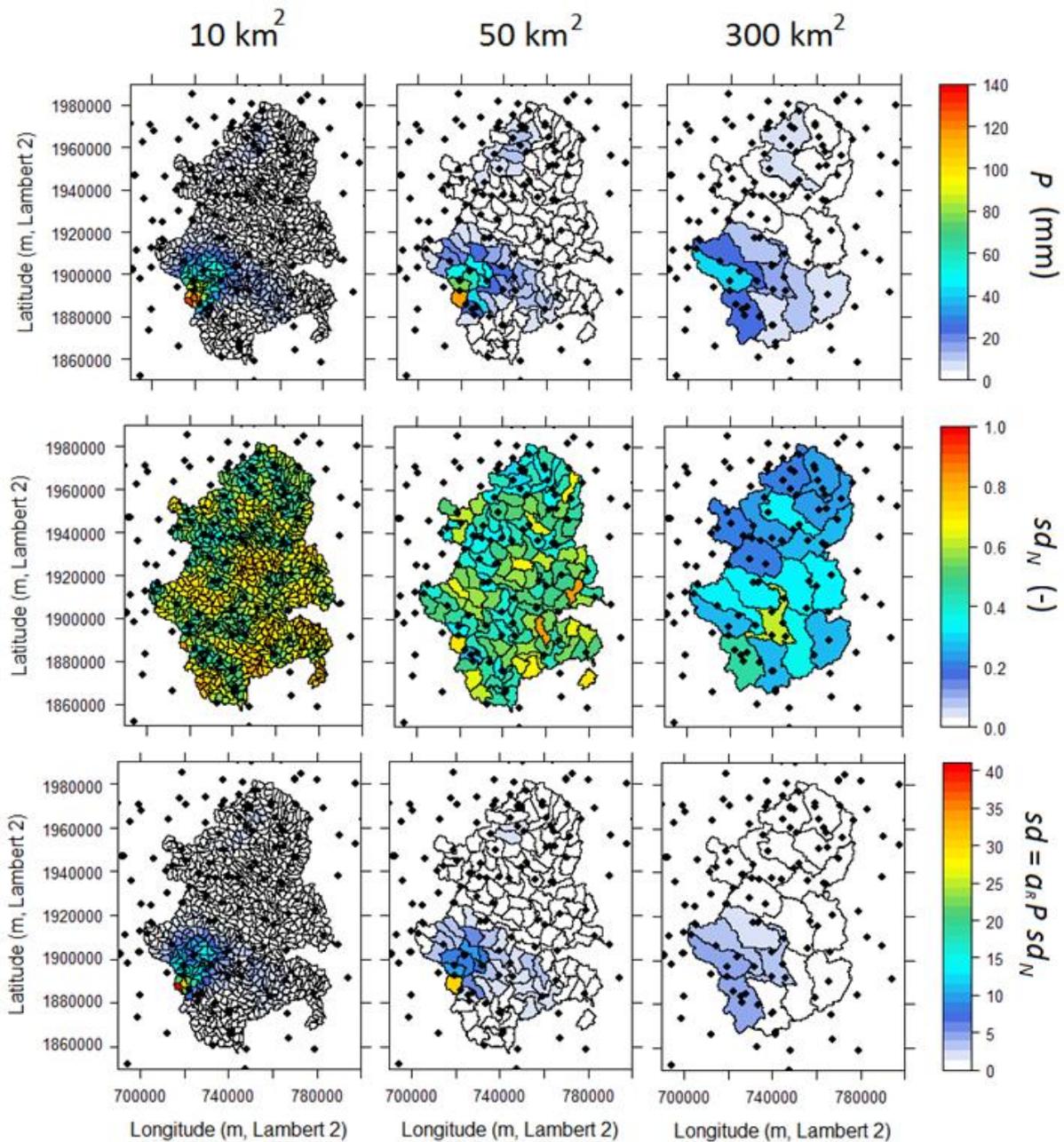


Figura 24. Precipitación total (P , panel superior), desviación estándar normalizada del krigeado (sd_N , panel central), desviación estándar (sd , panel inferior), para las resoluciones espaciales de 10 , 50 y 300 km^2 (panel izquierdo, central y derecho respectivamente). Para el evento del 17/09/2014 entre 16:00 y 17:00 UTC.

La Figura 25 presenta los histogramas del coeficiente de variación de la precipitación para los métodos OK y KED en la resolución de 10 km^2 y 1 h calculados en los 10 eventos de la

temporada lluviosa 2014⁷. Se observa que la distribución normal se ajusta bien, además el promedio y la desviación estándar del coeficiente de variación son menores para KED que para OK. Resultados equivalentes se observan en las demás resoluciones espacio – temporales. El valor promedio del coeficiente de variación de los 10 eventos seleccionados, en las 20 resoluciones espacio – temporales, se muestra en la Figura 26. En este otoño, para todas las resoluciones, KED es siempre mejor que OK. La diferencia entre la incertidumbre de OK y KED se incrementa gradualmente al disminuir la resolución. Esto es un efecto ligado a la distribución espacial de los pluviómetros sobre las subcuencas y a la heterogeneidad de la precipitación. Por ejemplo, suponiendo una precipitación de 100mm, en la esquina inferior izquierda de la Figura 26 (10km² y 1h), la desviación estándar del OK es de 30.8 mientras que para KED es de 22.8, lo que representa una diferencia de 10mm; al aumentar la resolución espacio – temporal hasta la esquina superior derecha (300km y 6h) la diferencia disminuye a casi 2mm; donde la desviación estándar del OK es de 11.9 y 9.4 para KED. Este hecho confirma el valor añadido del radar para las resoluciones espacio – temporales finas.

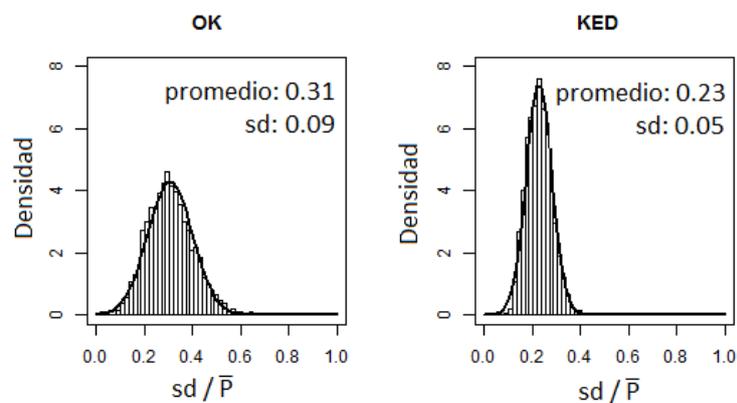


Figura 25. Histograma de valores de sd/P para OK (panel izquierdo) y KED (panel derecho) en la resolución de 10km² y 10min en el período septiembre – diciembre 2014 (considerando 10 eventos de precipitación).

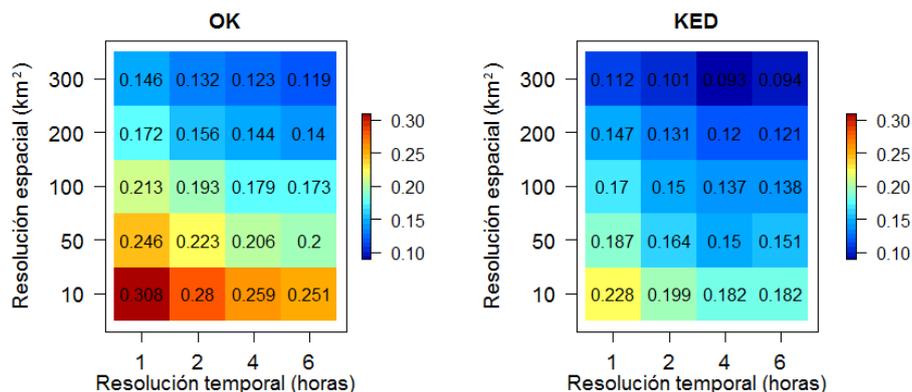


Figura 26. Valores medios de sd/P del período septiembre – diciembre 2014, considerando 10 eventos de precipitación en función de la escala espacio – temporal. OK (panel izquierdo) y KED (panel derecho).

⁷ La temporada lluviosa de 2014; transcurre entre los meses de septiembre a diciembre, es un otoño excepcionalmente lluvioso, que será utilizado en la segunda parte de este trabajo.

Una vez caracterizada la desviación estándar en las 20 resoluciones espacio - temporales, fue puesto en marcha el generador estocástico (secciones 3.3 y 4.3) sobre los diez eventos de tormenta de la temporada lluviosa 2014 (Tabla 3). Para ilustrar de forma amigable los resultados de la generación estocástica, se han seleccionado solamente las 24 horas con mayor precipitación acumulada. La Figura 27, muestra la precipitación total acumulada en ese periodo (entre el 17/09/2014 06:00 y el 18/09/2014 06:00 UTC). La precipitación total máxima (420 mm/24h) ocurre en la misma subcuenca que presenta la mayor intensidad de precipitación horaria (~140 mm/h). La subcuenca de 10 km² con mayor precipitación ha sido delimitada con el contorno negro.

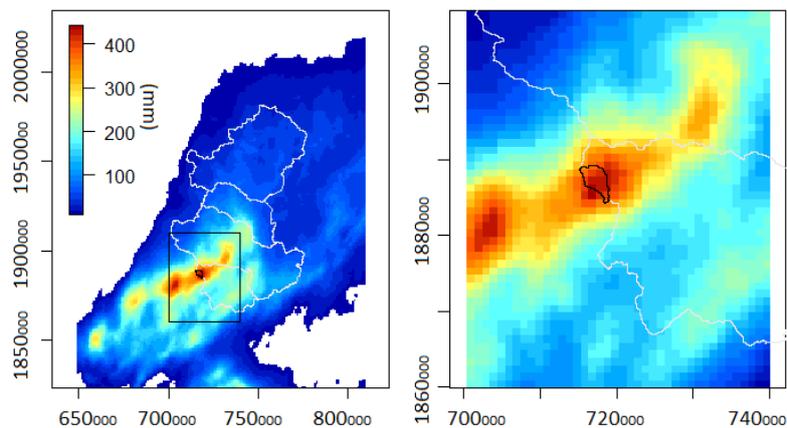


Figura 27. Precipitación total acumulada entre 17/09/2014 06:00 hasta el 18/09/2014 06:00 UTC. Panel izquierdo: de arriba abajo en contornos grises cuencas del Ardèche, Cèze, Gardon, Vidourle. Panel derecho: zoom en la parte alta de la cuenca del Vidourle (polígono negro subcuenca de 10km² con mayor precipitación acumulada).

Los resultados del generador estocástico, en la subcuenca con mayor precipitación acumulada, entre el 17/09/2014 06:00 y el 18/09/2014 06:00 UTC, se presentan en la Figura 28. La Figura 28 muestra la precipitación incremental, el coeficiente de variación y la precipitación acumulada y el conjunto de 50 realizaciones se presenta por medio de la caja gris en el modo incremental y las líneas grises en el modo acumulado. La intensidad máxima de la precipitación se alcanza entre las 16:00 y 17:00 UTC del 17/09/2014. Se observa que **el coeficiente de variación cambia a lo largo del evento**, esto se debe a que ha sido considerada la estructura temporal del error; la variación máxima de precipitación ocurre simultáneamente con el máximo de precipitación. Al observar los gráficos de precipitación incremental se evidencia **que la agregación temporal disminuye la capacidad de describir la dinámica temporal de la tormenta**. Por ejemplo, para la resolución de 6 horas, se observa que la precipitación máxima ocurre entre 12:00 y 18:00 con un valor de ~290 mm. Por otra parte, la resolución de 1h, deja ver que la precipitación entre 12:00 y 15:00 es cuasi nula y la mayor parte ocurre entre 15:00 y 18:00. Con respecto al coeficiente de variación, su valor disminuye al aumentar la resolución temporal; el valor máximo es de ~0.35, entre 15:00 y 16:00, para la resolución de 1 hora. Por otra parte, la resolución de 6 horas tiene el valor de ~0.21 entre 12:00 y 18:00. A su vez se observa que **la variación del coeficiente de variación en el transcurso del evento se incrementa al disminuir la resolución temporal**; e.g. la

resolución de 1 hora varía entre 0.21 y 0.35, mientras que la resolución de 6 horas varía entre 1.9 y 2.1. La misma figura en su panel derecho muestra la evolución de la precipitación acumulada. En términos de precipitación total y dispersión de las realizaciones de precipitación no se aprecian diferencias significativas entre las escalas temporales.

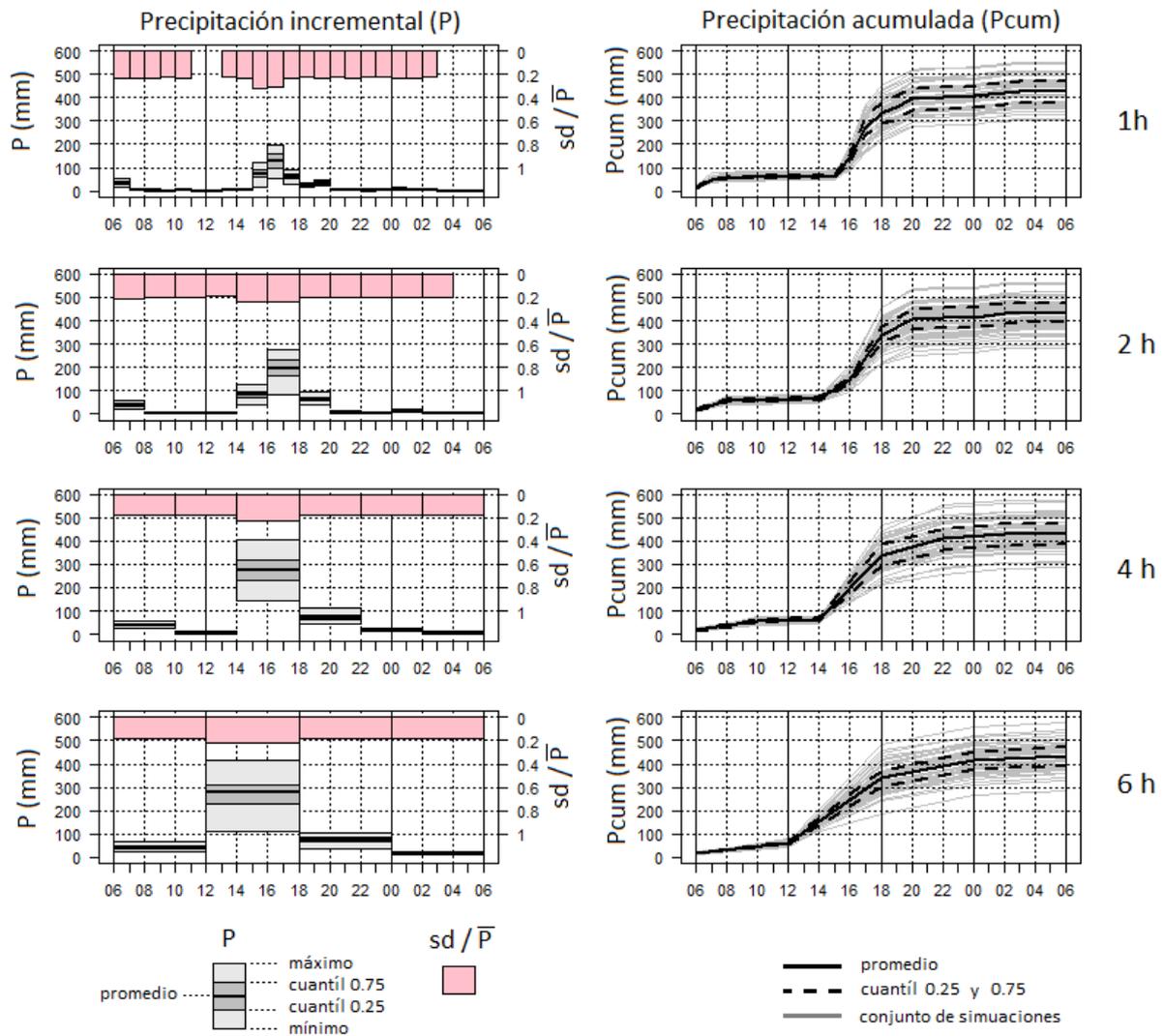


Figura 28. 50 realizaciones de precipitación en la parte alta del Vidourle, generadas entre el 17/09/2014 06:00 y el 18/09/2014 06:00 UTC. Precipitación incremental (panel izquierdo). Precipitación Acumulada (panel derecho). Resoluciones de 1, 2, 4 y 6 horas (de arriba hacia abajo).

**SEGUNDA PARTE. Incertidumbre en la simulación lluvia –
escorrentía**

CAPÍTULO III. Estado del arte en la simulación lluvia – escorrentía

En este capítulo se realiza la revisión del estado del arte en lo que respecta a la modelización hidrológica, enfocada a eventos de creciente a mesoescala. Se realiza un recorrido que toca la conceptualización del hidrograma de creciente, los procesos hidrológicos que lo definen (producción y transferencia), los principales métodos numéricos para representar los procesos hidrológicos (e.g. número de curva, hidrograma unitario), los diferentes tipos de modelos hidrológicos (e.g. agregados, distribuidos, de tiempo continuo, por evento), los principales softwares hidrológicos (e.g. TOPMODEL, HEC-HMS), diferentes aplicaciones de softwares hidrológicos en la región de Cévennes-Vivarais (sur de Francia), los problemas de escala espacio – temporales en hidrología y algunas herramientas que se utilizan para la parametrización de modelos hidrológicos, el análisis de sensibilidad y la evaluación de la calidad de las simulaciones.

6. PROCESOS HIDROLÓGICOS Y SU COMPLEJIDAD

El caudal que discurre por un cauce durante una creciente⁸, puede ser generado por aportes de origen: superficiales, subsuperficiales o compuestos por aguas superficiales y subsuperficiales. Según Ambroise (1999), cada proceso concierne al agua recién precipitada o al agua previamente almacenada en la cuenca. La Figura 29, esquematiza los principales procesos de escurrimiento superficial y subsuperficial. Del lado izquierdo, se muestra los componentes de la escorrentía superficial, la cual tiene aportes de exfiltración, de la precipitación que ocurre directamente en el cauce y de la precipitación que ocurre en las laderas y da origen directamente al escurrimiento. Del lado derecho, se muestra el conjunto de subprocesos que ocurren luego de que la precipitación se infiltra y se da origen al flujo subsuperficial. Finalmente, el escurrimiento total es la suma del escurrimiento superficial y el subsuperficial.

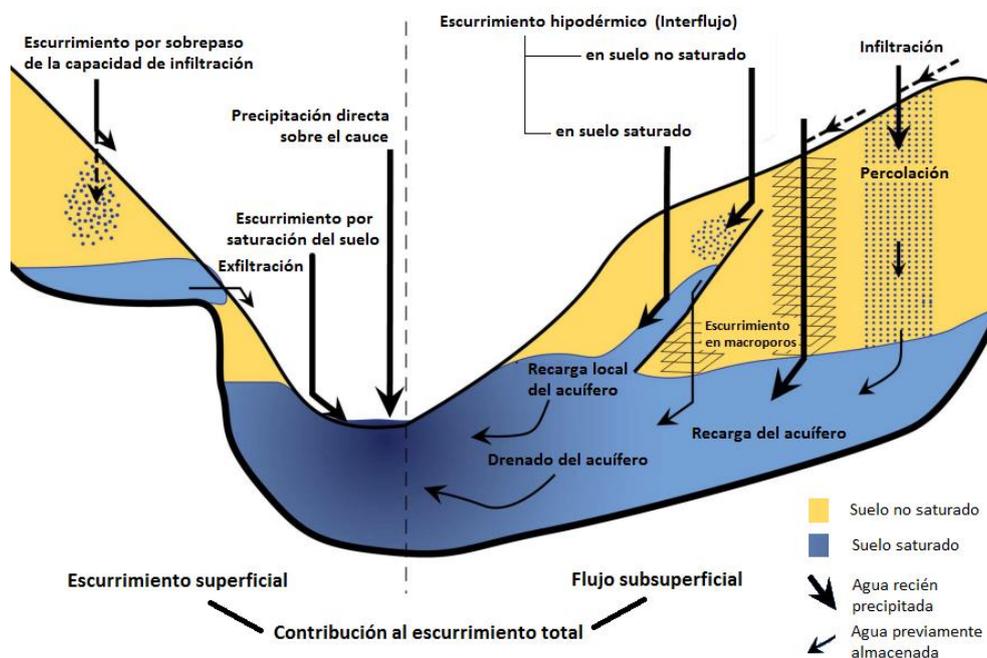


Figura 29. Principales procesos de escurrimiento superficial y subsuperficial en la génesis de las crecientes (adaptado de Ambroise, 1999 por C.Bouvier).

El escurrimiento superficial durante las crecientes está conformado por: *el escurrimiento por exceso de la capacidad de infiltración*, el cual ocurre cuando los aportes del agua en la superficie sobrepasan la capacidad de infiltración; *el escurrimiento por saturación del suelo*, sucede en zonas saturadas, donde el agua precipitada no tiene otra opción que escurrir; y *la exfiltración* (proveniente de las aguas subsuperficiales), la cual se da en los puntos donde la topografía corta el nivel piezométrico y el flujo del acuífero exfiltra hacia la superficie. Por fuera del período de crecientes, el escurrimiento superficial solamente recibe aportes

⁸ *Creciente*: Elevación generalmente rápida, del nivel de agua de un curso, hasta un máximo a partir del cual dicho nivel desciende a una velocidad menor.

provenientes de la exfiltración y es lo que se conoce como caudal de base (Q_b). El caudal de base, también recibe sus aportes de la precipitación pero de forma indirecta a través del agua que se ha infiltrado. Durante este proceso, la capacidad de infiltración del suelo decrece desde su valor inicial hasta el valor de conductividad hidráulica en condiciones saturadas. En un suelo no saturado, los poros vacíos se van llenando progresivamente (retención hídrica), haciendo variar la capacidad de infiltración. Cuando en un suelo hay un nivel menos permeable que favorece la existencia de gradientes laterales hidráulicos se produce el interflujo, el cual puede aumentar la contribución del agua subterránea al cauce. Todos los procesos que se producen en el suelo pueden ser acelerados por el escurrimiento en macroporos, especialmente en presencia de galerías, fracturas o conductos kársticos en las rocas (Anderson and Burt, 1990).

Por citar un ejemplo de sistemas kársticos, la región del Cévennes-Vivarais es una zona con conductos kársticos bien conocida (Fabre, 1984). Durante las crecientes se produce: 1) en las zonas altas, escurrimiento en cauces, los cuales normalmente están secos; y 2) en las zonas inferiores, numerosas exfiltraciones provenientes de los conductos kársticos, dando origen a las crecidas kársticas. Dichas crecidas han sido identificadas como uno de los riesgos en las zonas kársticas y están directamente relacionadas con las propiedades de los acuíferos. Maréchal et al., (2008) comenta que las crecidas repentinas de origen kárstico pueden ser importantes en volumen y dinámica, esto debido a que se presentan dos modalidades de flujo dentro de los acuíferos: por un lado un flujo difuso dentro de la caliza fisurada y por el otro el flujo en el conducto kárstico.

6.1. Hidrograma de Creciente

El hidrograma de creciente, es la variación del caudal o escorrentía en función del tiempo durante una creciente. Su variación, está fuertemente afectada por la manera en que ocurre la precipitación (duración, intensidad, distribución espacial, precipitación antecedente) y por las características de la cuenca (condiciones del suelo, vegetación, red de drenajes, relieve, etc...).

Según la evolución temporal, Ventura (2004) comenta que el hidrograma de creciente está conformado por 3 ramas: *I) Rama ascendente*, el comienzo de esta curva indica la llegada de los primeros aportes de la escorrentía superficial, depende de las condiciones de humedad antecedente, de las características de la precipitación y de la morfología y fisiografía de la cuenca. *II) Rama descendente*, es la porción del hidrograma que sigue luego del caudal de punta⁹ (Q_p), está dominada por el desagüe del agua almacenada en la cuenca, razón por la cual la forma de esta rama depende fuertemente de las características de la cuenca. *III) Rama de estiaje*, es la continuación de la rama descendente a partir del momento en que solamente existen aportes de aguas subsuperficiales. La Figura 30, representa en forma conceptual y

⁹ *Caudal punta (Q_p): Caudal máximo instantáneo de una determinada corriente de agua representado en un hidrograma de caudales para un fenómeno específico.*

esquemática la variación de la escorrentía total, la escorrentía superficial y el flujo subsuperficial en función del tiempo para una cuenca cualquiera. El flujo subsuperficial ha sido simplificado representando Q_b a través de dos rectas con un vértice común. La primera recta parte del inicio del hidrograma; la segunda es tangente a la escorrentía total al inicio de la rama de estiaje; y el vértice común es un punto arbitrario ubicado tanto en tiempo como en magnitud entre Q_p y el inicio de la rama de estiaje. La simplificación del flujo subsuperficial presentada en la Figura 30, es sólo uno de los diversos modelos que existen en la literatura (Gonzales et al., 2009).

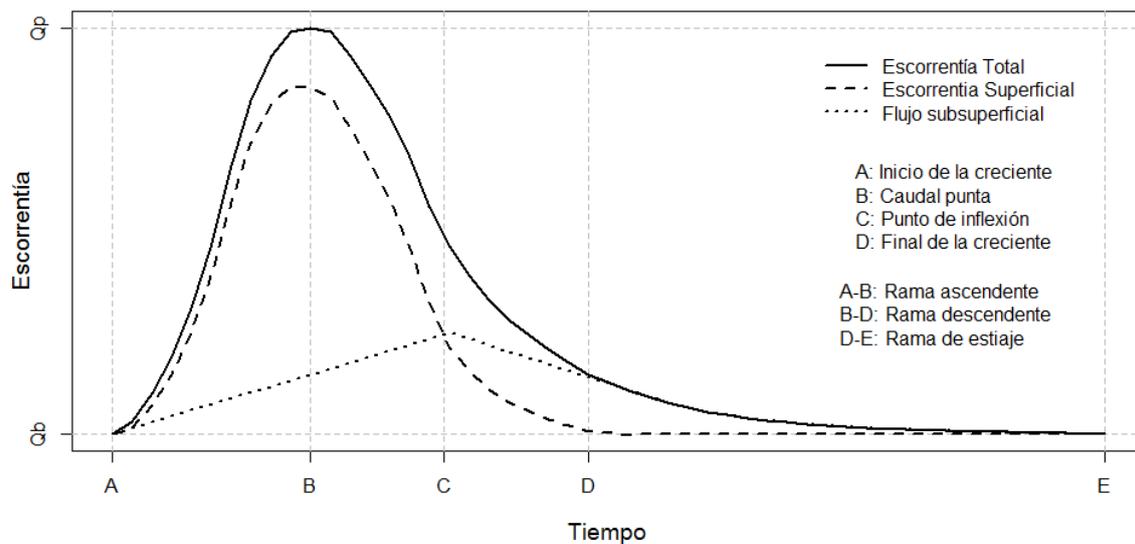


Figura 30. Representación esquemática de un hidrograma de creciente. Línea continua: Escorrentía Total, Línea discontinua: Escorrentía Superficial, Línea punteada: Interflujo.

6.2. Procesos de Producción

El hidrograma de creciente está relacionado con la magnitud del evento de tormenta que lo origina, donde el escurrimiento es una fracción de la precipitación total del evento. Se define proceso de producción al balance de agua, desde que la precipitación alcanza el suelo, hasta que se incorpora a la red de drenaje (Cobos and Collado, 2011). Por lo general, en el proceso de producción se estiman las pérdidas (e.g. infiltración, interceptión, evapotranspiración), se sustraen de la lámina total precipitada y luego se añade el flujo subsuperficial.

Entre los métodos más populares para estimar las pérdidas en una tormenta se puede nombrar:

- *El coeficiente de escurrimiento*, es la relación entre la lámina total de agua precipitada sobre una superficie y la lámina total de agua que escurre superficialmente (Linsley et al., 1977).

- *El método de Horton (1939)*, quien mediante observación experimental encontró que el valor inicial de infiltración comienza en una tasa inicial y luego decrece exponencialmente hasta que alcanza una tasa constante.
- La ecuación de *Philip (1957)*, demuestra que la infiltración puede ser representada por una ecuación sencilla a través de series de potencia.
- *El método de Green and Ampt (1911) (GA)*, presenta una aproximación física, la cual divide al suelo en dos capas. Se parametriza la infiltración en función de la conductividad hidráulica, la porosidad y la cabeza de succión del suelo en el frente mojado. Si bien el enfoque de GA es robusto y ha ganado la simpatía de los hidrólogos a través de los años (Craig et al., 2010; Mallari et al., 2015; Mohammadzadeh-Habili and Heidarpour, 2015), no deja de ser un enfoque complejo y de difícil implementación en cuencas con poca información (Morel-Seytoux, 2012).

El problema con las ecuaciones de infiltración radica en la incertidumbre que existe al generalizar los métodos a la escala de la cuenca. Una aproximación que considera el evento de tormenta y la cuenca como un todo, es el método del número de curva del Servicio de Conservación de Suelos de Estados Unidos (SCS-CN, de Soil Conservation Service Curve Number) (Kent, 1971). SCS-CN estima la escorrentía total en base a la información del uso de la tierra, tipo de cobertura vegetal y las condiciones de humedad antecedente (AMC, de Antecedent Moisture Conditions), las ecuaciones del SCS-CN se presentan en la sección 11.1.1.1 (Ecuación 43 y Ecuación 44). Gracias a su practicidad y fácil implementación, el método es popular (Jung et al., 2012; Kumar and Jain, 1982; Lin et al., 2014) y forma parte de diversos softwares hidrológicos (e.g. WinTR55, SWMM y HEC-HMS). No obstante, la fuerte dependencia al número de curva (CN, de curve number) como único parámetro, la ausencia de una guía clara y convincente en la estimación de la AMC y el desconocimiento de las implicaciones de las escalas espacio-temporales; han sido los principales factores por los cuales el método ha tenido críticas y modificaciones a través de los años (Ajmal et al., 2016a, 2016b; Garen and Moore, 2005; Kannan et al., 2008; Sahu et al., 2010).

Grimaldi et al (2013) para reducir el efecto de las implicaciones de la escala temporal en el SCS-CN propone un procedimiento mixto utilizando GA. En cuanto a la inicialización de la AMC, algunos investigadores han estudiado el uso de variables auxiliares obtenidas a partir de la observación. Por ejemplo: Walker et al (1998) expone el potencial uso del flujo subsuperficial que se registra en una estación hidrométrica y hace contraste con la inicialización original que se basa en la precipitación de los 5 días antecedentes. HUANG et al (2007), elimina los tres niveles de AMC definidos en base a la precipitación antecedente y desarrolla una ecuación que relaciona CN con el valor observado de humedad del suelo contenida en los primeros 15 cm de profundidad. Brocca et al (2009) en el Tiber (Italia) y Jacobs et al (2003) en Oklahoma (USA) estudian las aplicaciones potenciales del dispersómetro instalado a bordo de satélites. El satélite ofrece un índice de humedad en el suelo (SWI, de soil wetness index), el cual se confronta con la información de campo y se correlaciona con la AMC. Otro grupo de autores, han propuesto y probado modificaciones del SCS-CN convirtiéndolo en un método continuo que contabiliza la humedad del suelo (SMA, de soil moisture accounting), entre ellos: Bennett and Peters (2000), simula el flujo de agua de

forma continua a través de diferentes volúmenes de almacenamiento utilizando la evapotranspiración, la escorrentía y el flujo de agua subterránea. La rutina ha sido integrada desde el año 2000 en el software HEC-HMS. Mishra and Singh (2004) propone una modificación del SCS-CN al incorporar 4 parámetros (la porción estática de la infiltración, el coeficiente de almacenamiento, el coeficiente de almacenamiento del flujo base y el potencial máximo de retención). El procedimiento fue aplicado a escala diaria en la cuenca de Hemavati (~600km², India) produciendo resultados satisfactorios para el escurrimiento mensual y anual. Otra variante para la simulación en tiempo continuo es utilizada por el software APEX (<http://epicapex.tamu.edu/apex/>). APEX actualiza para cada instante de tiempo la AMC, utilizando la escorrentía y la evapotranspiración potencial (Williams et al., 2000). La rutina adoptada por el APEX es más sencilla y requiere del coeficiente de agotamiento como único parámetro. En un enfoque similar al APEX y sin hacer uso de la evapotranspiración, el SWMM (<https://www.epa.gov/water-research/storm-water-management-model-swmm>) (EPA, 2015) utiliza una tasa constante para recuperar la capacidad de almacenamiento. Anderson and McDonnell, (2005), expresan que una de las ventajas de utilizar el enfoque de SMA es que el estado de humedad de la cuenca es contabilizado.

El cómputo del SCS-CN se describe en detalle en la sección 11.1.1.1 y las tablas y ecuaciones que se utilizan en su cálculo son presentadas en el ANEXO 2. Cómputo del número de curva.

6.3. Procesos de Transferencia

La transformación de la escorrentía superficial y el flujo subsuperficial proveniente de las diferentes partes de una cuenca en un hidrograma aguas abajo, es lo que se denomina proceso de transferencia (Hingray et al., 2009). En otras palabras, es el análisis para seguir el caudal aguas abajo. Debido al efecto de almacenamiento y al tiempo que requiere el agua para transitar por el sistema, el proceso de transferencia atenúa y demora el hidrograma de creciente. Un ejemplo clásico de atenuación es la transferencia a través de un embalse, donde en una corta distancia se atenúa el pico del hidrograma debido a la gran capacidad de almacenamiento. Es por esto que los embalses en algunas ocasiones son utilizados por los ingenieros como estructuras para reducir inundaciones (López, 2005). El mismo fenómeno de atenuación se produce también en el flujo superficial, el interflujo y el flujo en el cauce.

Quizás el método de transferencia más utilizado en cuencas es la convolución en tiempo discreto desarrollado inicialmente por Sherman (1932). Parte de la hipótesis de que los procesos de transferencia para dos excesos de lluvia con la misma duración y magnitudes diferentes son proporcionales; i.e. simplifica la cuenca en un sistema lineal simple. El método estima la escorrentía directa¹⁰ de cualquier exceso de lluvia, a través del exceso de lluvia y el hidrograma de escorrentía directa de al menos un evento de referencia. Sherman

¹⁰ *Escorrentía directa: Escorrentía producida en respuesta a un evento de lluvia que es igual a la escorrentía total menos el flujo de base (Brown et al., 2013).*

originalmente nombra al método “gráfica unitaria” (Unit-Graph Method); y utiliza la palabra unitaria para hacer notar que la unidad de paso de tiempo del hidrograma, es fijada por la duración del exceso de lluvia de referencia. Años más tarde, se introduce el concepto de hidrograma unitario (HU); cuando se desarrollan diferentes técnicas que permiten estimar el hidrograma de escorrentía directa que produce una unidad de exceso de lluvia (e.g. 1 milímetro, 1 centímetro o 1 pulgada), incluso de manera sintética para cuencas no aforadas (Clark, 1945; Kent, 1971; Rodríguez-Iturbe and Valdés, 1979; Snyder, 1938). En este punto, el método de Sherman gana popularidad, debido a que expande su uso más allá de las cuencas aforadas. Hoy en día, cuando se habla del método del HU, se entiende que se utiliza la convolución en tiempo discreto por medio del HU para estimar la escorrentía directa.

Para que el método del HU sea válido en una cuenca se deben cumplir las siguientes condiciones: *A) El exceso de precipitación debe estar distribuido uniformemente en tiempo y en espacio.* La distribución espacio-temporal está ligada al tipo de nube que origina la precipitación. Las nubes convectivas se caracterizan por producir precipitación intensa sobre pequeñas áreas; por el contrario, las nubes estratiformes producen precipitación ligera sobre amplias áreas (Anagnostou, 2004). Para resolver los inconvenientes que produce la no uniformidad espacio-temporal de la precipitación en la cuenca, Chow et al (1988), sugiere trabajar con un HU de corta duración (i.e. incrementos de tiempo pequeños) y subdividir la cuenca en subcuencas. *B) El tiempo de base¹¹ (T_{base}) del hidrograma de escorrentía directa debe ser constante.* Es decir, el tiempo de recorrido¹² debe ser independiente de la magnitud de la escorrentía. Esta condición no se satisface de forma perfecta. La aproximación de la velocidad del flujo a superficie libre según el modelo de Manning (1891), permite plantear la hipótesis de que T_{base} es inversamente proporcional a la magnitud de la precipitación. Bajo esta hipótesis, Ding (1974), demuestra que las ordenadas del HU varían directamente y T_{base} inversamente, ambos con respecto a la intensidad de la precipitación; finalmente, para considerar el efecto de la intensidad de la precipitación, propone el método de corrección diferencial. Posteriormente, Chen and Singh (1986), introducen un nuevo variable HU instantáneo. Emplean una representación en segundo orden de la convolución y una relación no lineal de almacenamiento – descarga, la cual mostró ser más adecuada. No obstante, sus métodos aún no han ganado suficiente popularidad. En la actualidad el enfoque simplificado original de Sherman sigue siendo preferido. Ahora, si el T_{base} depende de la intensidad de la precipitación: ¿Con cuál intensidad de precipitación se debe calcular el tiempo de base? USDA (1986), propone parametrizar T_t en función de la precipitación máxima de período de retorno 2 años (P_2). Esto es una aproximación que busca generar T_t cumpliendo la premisa de que el período de retorno de 2 años puede asociarse al gasto a sección plena (i.e. la creciente que limita el desbordamiento).

¹¹ *Tiempo de base (T_{base}): Intervalo de tiempo comprendido entre el comienzo y el fin de la escorrentía directa producida por un episodio de precipitación.*

¹² *Tiempo de recorrido (T_t): Tiempo transcurrido entre el paso de una masa de agua desde un punto dado a otro punto situado aguas abajo.*

El HU más sencillo se representa por un triángulo, cuyo vértice superior se ubica en el tiempo de demora¹³ (T_{lag}) y el caudal pico. Según el NOHRSC (National Operational Hydrologic Remote Sensing Center, http://www.nohrsc.noaa.gov/technology/gis/uhg_manual.html), esta simplificación no introduce grandes diferencias en eventos individuales; sin embargo en simulaciones continuas puede tener fuertes impactos. Otros ejemplos de hidrogramas unitarios son presentados por: *Snyder (1938)*, quien realizó un estudio empírico en múltiples cuencas en los Montes Apalaches y encontró relaciones para algunas características del HU. *Clark (1945)*, representó analíticamente el efecto de demora utilizando el histograma área – tiempo y el efecto de almacenamiento por medio del método de tránsito con un embalse lineal. *Kent (1971)*, introdujo la aproximación utilizada por el SCS. Expresó en forma adimensional las ordenadas del HU (divididas entre el caudal pico) y el tiempo (dividido entre el T_{lag}), luego con dos relaciones empíricas que relacionan el tiempo de demora y el caudal pico con el área de la cuenca y el tiempo de concentración¹⁴ (T_c) calculó el HU. *Rodríguez-Iturbe y Valdés (1979)* utilizando las características geomorfológicas de la cuenca (área, longitud y número de drenajes) y la clasificación de la red de drenaje según de Horton-Strahler¹⁵, calculó el caudal pico y el tiempo de demora. Rodríguez et al., (1989), introduce la aproximación por iteración del hidrograma unitario y de la precipitación efectiva a partir de datos de precipitación y escurrimiento observados en un gran número de eventos. El método es ventajoso porque trabaja con la hipótesis de que tanto la función de transferencia como las pérdidas son a priori desconocidas.

Si se discretiza la cuenca en un sistema de laderas¹⁶ y canales¹⁷, se puede observar un comportamiento hidráulico bien diferente. Los canales poseen menor rugosidad y mayor profundidad de flujo que las laderas; ambas características son las principales facilitadoras de un tipo de flujo más veloz en los canales que en las laderas. La necesidad de conocer el hidrograma de creciente a lo largo de un canal ha sido la principal motivación para el desarrollo de múltiples métodos de transferencia que son aplicables en los canales; algunos de ellos son: el método de la piscina nivelada (también conocido como plus modificado; Henderson, 1966), Muskingum (Cunge, 1969), la onda cinemática (Wooding, 1965) o métodos complejos de flujo en dos dimensiones basados en las ecuaciones de Saint-Venant (e.g. <http://www.hydronia.com/riverflow2d/>). Si el interés es conocer el hidrograma de creciente en los extremos del canal, se suelen utilizar aproximaciones sencillas como la del método de Muskingum. Por el contrario, si se busca conocer el hidrograma de creciente a lo largo de todo el canal, se debe seleccionar la onda cinemática o la solución en 2D de las ecuaciones de Saint-Venant. El tipo de flujo en el canal también es importante para la

¹³ *Tiempo de demora:* Tiempo transcurrido entre el centro de gravedad de la lluvia neta y el centro de gravedad de la escorrentía máxima.

¹⁴ *Tiempo de concentración:* Tiempo necesario para que la escorrentía directa llegue hasta el desagüe desde el punto de la cuenca con mayor tiempo de recorrido.

¹⁵ *Clasificación Horton-Strahler:* Medida de la posición de un arroyo (definido como el segmento entre tributarios sucesivos) dentro de la jerarquía de la red de drenaje (A Dictionary of Earth Sciences, 2008).

¹⁶ *Laderas:* Parte de una cuenca que contribuye a la escorrentía directa (sin. área contribuyente)

¹⁷ *Canales:* Cauce abierto cuya sección transversal tiene una forma generalmente constante.

selección del método. Cuando existe un fuerte efecto de remanso en el canal, o en aplicaciones especializadas como ruptura de presas, la mejor opción la ofrecen los métodos en 2D.

La descripción de la convolución en tiempo discreto, el hidrograma unitario de Clark y el método de Muskingum, utilizadas en el presente trabajo se presenta en la sección 11.2.

7. SOFTWARES Y MODELOS HIDROLÓGICOS

Los hidrólogos suelen referirse comúnmente a los softwares hidrológicos como modelos hidrológicos. Sin embargo, al revisar la definición de modelo hidrológico¹⁸, se considera que se hace un mal uso de la palabra “modelo”, i.e. un software hidrológico no representa un sistema hidrológico sino hasta después que es parametrizado para su uso en una cuenca específica. De esta manera, un software hidrológico, es el soporte lógico de un sistema informático que facilita la elaboración de un modelo hidrológico. Cuando el modelo hidrológico está conformado por ecuaciones, se dice que es un modelo matemático. Se puede decir entonces que los softwares hidrológicos son herramientas para construir modelos matemáticos, debido a que sus rutinas poseen ecuaciones. Sin embargo, no todo modelo matemático contiene un software hidrológico. La referencia más antigua de un modelo matemático, la presenta Mulvany (1851), al introducir el método racional para estimar el caudal pico a partir de la precipitación. Un siglo más tarde, luego de la aparición del primer computador se da un salto evolutivo con el software hidrológico de Stanford (Crawford and Linsley, 1966). El objetivo del Stanford fue simular en condiciones continuas los procesos de infiltración, humedad del suelo, evapotranspiración y escorrentía. En “*History of the Stanford watershed model*”, el mismo Crawford ofrece un bonito relato de la evolución de su software (Crawford and Burges, 2004).

Según el Glosario Hidrológico Internacional (GHI) (World Meteorological Organization and Unesco, 2013), la clasificación de un modelo hidrológico puede hacerse en base a: A) la naturaleza de las relaciones (empírico¹⁹, conceptual²⁰ o de base física²¹); B) la manera de representar el medio (agregado²² o distribuido²³); C) la manera de considerar las variables hidrológicas (determinístico²⁴ o estocástico²⁵); y D) el período de tiempo considerado (tiempo continuo²⁶ o por evento²⁷). Es común encontrar ambigüedades en la clasificación que varían según el criterio adoptado, e.g. Hingray et al (2009) según la manera de representar el medio presenta 4 clasificaciones que dependen del grado de discretización con que se realiza la

¹⁸ *Modelo hidrológico: una representación simplificada de un sistema hidrológico.*

¹⁹ *Modelo empírico o de caja negra: se desarrolla sin considerar los procesos físicos implicados; se basa simplemente en el análisis de series concurrentes espaciales y/o temporales de entradas y salidas.*

²⁰ *Conceptual: Representación simplificada de una situación real descrita en términos de diagramas, organigramas, relaciones entre variables o leyes naturales.*

²¹ *Base física: describe un sistema hídrico basándose en los principios matemáticos y leyes físicas básicas de los flujos de masa, de la cantidad de movimiento y de las diversas formas de energía.*

²² *Agregado: la cuenca se representa como una unidad y, por consiguiente, las variables y los parámetros del modelo se representan como valores medios para el conjunto de la cuenca.*

²³ *Distribuido: tiene en cuenta de forma explícita las variaciones espaciales de las variables y/o de los parámetros a lo largo del dominio espacial del modelo.*

²⁴ *Determinístico: no considera variables aleatorias.*

²⁵ *Estocástico: deducido a partir del análisis de series temporales de datos históricos utilizados para generar secuencias hipotéticas de sucesos hidrológicos con las mismas leyes de probabilidad.*

²⁶ *Tiempo Continuo: son de largo plazo, diseñados para simular el balance de agua en una cuenca.*

²⁷ *Por evento: son de corto plazo, diseñados para simular eventos individuales de lluvia-escorrentamiento.*

distribución espacial de los parámetros. En este trabajo se utilizará la definición del GHI para modelos agregados; y se ampliará la definición de modelo distribuido, categorizándola en función de la distribución de los parámetros en: distribuido por malla cuando la variación espacial de los parámetros se considera en función de una malla regular y distribuido por subcuencas, cuando la variación espacial de los parámetros se considere en función de subcuencas.

Hoy en día existe una gran variedad de softwares hidrológicos. La selección del software adecuado se realiza: en función del objetivo de la simulación, los procesos que se deseen representar, la escala espacio-temporal y la incertidumbre. En el proceso de selección la simplicidad es muy apreciada, sobretodo en aplicaciones prácticas; la robustez, en uso científico y especializado; y la capacidad de representar la variabilidad espacial, cuando se desea hacer estimaciones en cuencas no homogéneas.

7.1. Breve reseña de softwares hidrológicos populares

Algunos ejemplos de softwares hidrológicos a escala diaria que han sido ampliamente usados son: El **SWAT** (de Soil and Water Tool) (<http://swat.tamu.edu/>) el cual es un software hidrológico de transporte distribuido que se ejecuta en tiempo continuo a escala diaria. Gracias a su capacidad de estimación de transporte ha sido muy utilizado en el campo de contaminantes y nutrientes (Lai et al., 2006; Niazi et al., 2015; Panagopoulos et al., 2011). El **NWS** o conocido también como el modelo de Sacramento (Burnash et al., 1973), es un software continuo y agregado usado para generar el caudal diario a partir de precipitación diaria y evapotranspiración potencial, posee una rutina para contabilizar la humedad del suelo (SMA, de Soil Moisture Accounting). Se basa en el balance de agua a través de 5 reservorios y 16 parámetros. El **GR4J** (de modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier) (Perrin et al., 2003) o en cualquiera de sus versiones más recientes a 5 o 6 parámetros (Le Moine, 2008; Pushpalatha, 2013), es agregado, sencillo y muy utilizado con fines pedagógicos o en estudios hidrológicos preliminares (Navas and González, 2012); igualmente, la familia de softwares GR's ha inspirado el desarrollo de modelos hidrológicos distribuidos por subcuencas (Navas and Rivero, 2012). La versión original del software HBV (de Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning), fue introducida en 1972 en el Instituto Sueco de Meteorología e Hidrología (SMHI) (Bergström and Forsman, 1973), es un software que se utiliza para producir modelos distribuidos, utilizado en cuencas donde la nieve es dominante. La discretización se realiza en función de la altitud. Hoy en día el software HBV ha sido aplicado en cuencas con poca información, o incluso sin información en más de 50 países (Bergström, 2006).

Por debajo de la escala diaria, algunos softwares hidrológicos populares son: El **TOPMODEL** (de TOPography based hydrological MODEL) (Beven and Kirkby, 1979), que predice la respuesta de la cuenca tomando en consideración los efectos distribuidos de la red de drenaje y una aproximación agregada de los parámetros, su principal característica es la representación de los procesos de escurrimiento superficial y subsuperficial considerando

exceso de saturación. El TOPMODEL ha evolucionado desde su origen, Beven and Freer (2001) incorporan el tránsito por onda cinemática para el flujo subterráneo, con lo que logra un mejor ajuste. La versión TOPODYN (también llamada n-TOPMODEL) a cuatro parámetros desarrollada por Datin, (1998), integra la variación espacial de la precipitación. Más tarde, Obled and Zin, (2004) presentan una versión pedagógica simplificada con 3 parámetros. En la actualidad, existe una versión desarrollada en lenguaje R (<https://CRAN.R-project.org/package=topmodel>) (Metcalf et al., 2015). El **KINEROS** (de KINematic Runoff and EROsion model) (<http://www.tucson.ars.ag.gov/kineros/>), es un software de base física, orientado a eventos. Describe los procesos de interceptación, infiltración, escorrentía superficial y erosión en pequeñas cuencas. Representa la cuenca mediante una cascada de laderas y canales. Utiliza la onda cinemática y la ecuación de infiltración de 3 parámetros de Parlange et al (1982). Los científicos han aprovechado tanto la capacidad de simular el proceso de erosión (Smith et al., 1999; Ziegler et al., 2002, 2001) como la de describir el proceso de escorrentía superficial (Al-Qurashi et al., 2008; Navas, 2009). El **WinTR55** (NRCS, 2009), es un software orientado a eventos que utiliza los métodos del SCS-CN, el HU y Muskingum-Cunge. Adicionalmente permite la incorporación de tuberías, vertederos y embalses como elementos dentro del sistema hidrológico. El **HEC-HMS** (HEC, 2000) es un software hidrológico diseñado para modelar los procesos en la cuenca y las subcuencas tanto en forma continua como por evento. Incluye gran parte de los métodos de hidrología clásica para la producción como SCS-CN, GA, SMA y para la transferencia posee una gama de hidrogramas unitarios (específico, Snyder, SCS-UH, Clark, ModClark) o el método de onda cinemática y diferentes métodos para tránsito en canales (Muskingum, Lag, Muskingum-Cunge). Posee una herramienta para el procesamiento y análisis de datos distribuidos en grillas regulares, que ha sido utilizada para trabajar con precipitación proveniente de la WSR-88D (Weather Surveillance Radar, 1988, Doppler). El **SWMM** (EPA, 2015) es un modelo dinámico lluvia-escorrentía capaz de simular por evento y de manera continua la cantidad y calidad de la escorrentía. La arquitectura del modelo está conformada por subcuencas que generan escurrimiento y polución; y otros elementos tales como: canales, embalses, vertederos, estaciones de bombeo y reguladores. El **SHE** (de Système Hydrologique Européen) ha sido desarrollado en la década de los 80 (Abbott et al., 1986a, 1986b). Posteriormente fue desarrollada la versión comercial MIKE-SHE por el Instituto Hidráulico Danés. Simula los procesos de nieve, interceptación, evapotranspiración, infiltración, percolación, escurrimiento y tránsito; considera la cuenca como una malla regular por lo que puede ser considerado un software para producir modelos hidrológicos distribuidos por malla.

7.2. Breve reseña de modelos hidrológicos utilizados en el Cévennes-Vivarais

La necesidad de mitigar los efectos devastadores de las crecidas repentinas en el Cévennes – Vivarais (CV) ha impulsado el desarrollo de un sistema de alerta tempranas de inundaciones en carreteras (RIWS de Road Inundation Warning System). Versini et al (2010), propone el primer prototipo del RIWS; el cual contiene el software hidrológico CINECAR (Gaume et al., 2004) para predecir el caudal en múltiples puntos de estimación en la cuenca del Gardon. Las principales características del CINECAR son: el escurrimiento es modelado como flujo

superficial; el método del SCS-CN es utilizado para calcular la producción; y la transferencia se computa mediante la onda cinemática. Seguidamente, Naulin et al (2013), presenta la extensión del RIWS a escala regional, en la cual incluye más puntos de estimación de escorrentía. Desde el punto de vista científico, el RIWS/CINECAR ha contribuido como herramienta en el estudio de influencia de la variación espacial de la precipitación en la respuesta hidrológica de las cuencas del CV (Emmanuel et al., 2016).

La inundación ocurrida entre el 8 y 9 de septiembre de 2002 en el Gardon dio lugar a una campaña extraordinaria para estimar el caudal de punta en múltiples sitios no aforados (Delrieu et al., 2005). Con esta información, Bonnifait et al (2009), verifican los resultados de la modelación hidrológica por medio del software n-TOPMODELS (distribuido por malla y por subcuencas). Observan que la creciente es controlada por la trayectoria del sistema convectivo a mesoescala (MCS de mesoscale convective system). El modelo hidrológico les permite concluir que la estacionalidad del MCS en el Gardon en Remoulins, fue el factor responsable de la magnitud excepcional de la inundación. Tramblay et al (2010), opta por una aproximación agregada pero igual que Bonnifait estudia eventos, utiliza el SCS-CN y el HU en la microcuenca de Valescure (3.83km² perteneciente al Gardon). Tramblay, subraya el inconveniente en definir la AMC para la simulación por evento; compara diferentes técnicas en la estimación de la AMC, entre ellas: 1) el reflectómetro de dominio de tiempo ²⁸(TDR, de time domain reflectometer), el cual es un método de estimación local donde para su uso promediaron las observaciones de varios TDRs ubicados en un sólo punto; 2) la humedad del suelo simulada a través de la interacción suelo – biosfera - atmosfera (ISBA) (MétéoFrance); 3) la precipitación antecedente; y 4) el flujo base. Observan que el mejor indicador de AMC lo ofrece el TDR. Posteriormente, Tramblay et al (2011), en una aproximación distribuida por subcuencas, utiliza el ISBA para la inicialización de la AMC. En este último estudio, Tramblay se focalizó en aclarar cómo la simulación hidrológica por eventos en el Gardon en Anduze (545km²) se ve influenciada por la precipitación distribuida y por la precipitación areal. Finalmente observó que la precipitación distribuida mejora los resultados de la simulación.

El modelo MARINE (de Modélisation de l'Anticipation du Ruissellement et des Inondations pour des évènements Extrêmes), fue desarrollado específicamente para modelar los procesos hidrológicos de las cuencas del Mediterráneo (Roux et al., 2011). Está basado en la representación física de los procesos de producción y transferencia. MARINE dispone de 3 módulos: el primero separa la escorrentía superficial y la infiltración utilizando la aproximación de Green and Ampt, (1911); el segundo, simula el flujo superficial sobre el terreno; y el tercero el flujo superficial en los canales; ambos flujos son simulados mediante la onda cinemática. Fue implementado en el Gardon; y se llegó a la conclusión que la transferencia de agua a través de la zona subsuperficial contribuye en el hidrograma de creciente de un evento extremo, especialmente en la rama de recesión. Posteriormente

²⁸ *Reflectómetro de dominio de tiempo: es un instrumento que se introduce en el suelo y se basa en la medida del retraso del eco de una señal eléctrica transmitida. La calidad de la medición depende del tipo de suelo, son poco recomendados en zonas desérticas y en suelos salinos.*

Garambois (2012), utiliza el MARINE en un estudio regional de crecidas repentinas; observa que tanto el radar como la red de pluviómetros son adecuados para realizar simulaciones lluvia – escorrentía, pero indica que el radar es capaz de capturar mejor la variación de la precipitación. Igualmente, analiza la sensibilidad hidrológica del MARINE con el enfoque que denomina TEPAS (de model outputs variance decomposition for TEmporal patterns of PArameter Sensitivity), sus resultados muestran que la profundidad del suelo y las condiciones de humedad antecedente son los parámetros más sensibles para la simulación de crecidas repentinas.

C. Manus et al (2008), presenta un estudio detallado y complejo utilizando la plataforma hidrológica LIQUID (Branger et al., 2010). En el estudio se cuantifica el posible impacto de la no homogeneidad de las características del suelo en la respuesta hidrológica de pequeñas subcuencas del Gardon. Identifica dos mecanismos de producción de escorrentía y clasifica algunas zonas en áreas de saturación y áreas de infiltración. Otros autores han estudiado el uso de aproximaciones sencillas en el CV, e.g. Adamovic et al (2015), estudia como la variabilidad de la cuenca puede ser representada por modelo simple y dinámico que reproduzca los procesos hidrológicos predominantes. Para ello se centra en el Ardèche y aplica el método de sistemas simples dinámicos (SDS de simple dynamical systems), propuesto por Kirchner (2009). Adamovic, demuestra que un modelo simple se ajusta bien a las condiciones húmedas y no al período seco; entonces se plantea la hipótesis de que el mal ajuste del modelo se debe a la ETP elevada y a observaciones de caudal inexactas en el período de estiaje. Sin embargo, el uso de modelos sencillos no permite concluir con respecto a la no heterogeneidad espacio-temporal de la precipitación y las características no homogéneas de la cuenca. Arnaud et al (2011), realiza una propuesta interesante, modifica la estructura de cálculo del GR para convertirlo en un modelo distribuido por malla. Esta modificación le permite realizar un estudio donde confronta la modelización distribuida vs la agregada. Sus resultados sugieren que la resolución espacial puede conducir a errores tan grandes como los que se obtienen a partir de una modelización agregada, las cuencas pequeñas se ven más influenciadas por la incertidumbre de la precipitación y las cuencas grandes son más sensibles a la variabilidad espacial de la precipitación. Adicionalmente comentan que dichas incertidumbre pueden compensarse vía calibración.

8. LOS PROBLEMAS DE ESCALA ESPACIO-TEMPORAL EN HIDROLOGÍA

Se entiende como problemas de escala espacio - temporal en hidrología a las dificultades asociadas con la transferencia de información a través de diferentes escalas. Los problemas de escala están presentes tanto en la representación de los procesos hidrológicos como en la estrategia de observación o estimación de las variables hidrológicas (Blöschl and Sivapalan, 1995). Los procesos hidrológicos de producción y transferencia, suavizan e integran la variación espacio temporal de la precipitación en forma de escorrentía (secciones 6.2 y 6.3). La estrategia de observación condiciona el análisis de los procesos de producción y transferencia, debido a que se realiza de forma puntual (e.g. estaciones de superficie) o espacial (e.g. sensores remotos: satélites y radares) y de manera discreta en tiempo. Es por esto que habitualmente se agrega o desagrega en espacio y tiempo antes de utilizar los datos en el sitio o región de interés (Blöschl, 2005).

Desde el punto de vista de la escala temporal en los procesos hidrológicos; la escorrentía posee un retardo con respecto a la precipitación, el cual depende del tipo de escorrentía dominante (Pearce et al., 1986). En una cuenca la escorrentía superficial responde relativamente rápido, siendo la primera, seguida de la respuesta del interflujo y del flujo de base. Cuando se habla de la escala espacial en procesos hidrológicos, se suele prestar atención a las características de heterogeneidad²⁹ y variabilidad³⁰ en la cuenca. Woods (2004) observa que la variabilidad cambia con la escala y discute la conexión entre ambas. En cambio, el concepto de heterogeneidad en algunas ocasiones es utilizado para definir la resolución del modelo hidrológico adecuado, e.g. Hingray et al., (2009) utiliza el término de Unidades Hidrológicas Relativamente Homogéneas (UHRH) como elemento de referencia para definir la resolución espacial de modelos hidrológicos distribuidos por subcuencas. Teniendo como referencia los procesos hidrológicos, Blöschl and Sivapalan (1995), definen la escala en hidrología según la extensión, el período y la escala de integración que se presenta en la Figura 31.

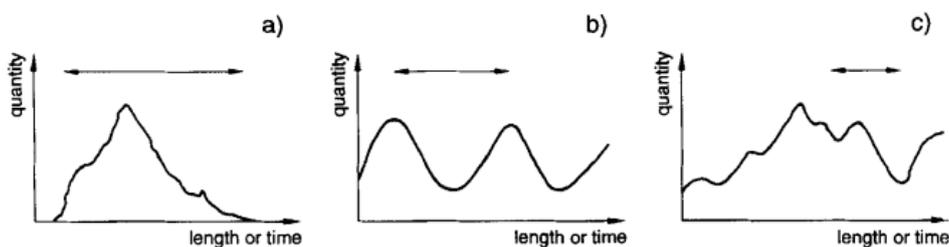


Figura 31. Tres definiciones alternativas de la escala espacial (o temporal) en los procesos hidrológicos. A) Extensión espacial (o temporal) B) periodo espacial (o temporal) C) Escala de integración, tiempo (o distancia) de correlación. fuente: (Blöschl and Sivapalan, 1995).

²⁹ *Heterogeneidad*: Término que se utiliza para describir las propiedades del medio que varían solamente en el espacio (e.g. conductividad hidráulica)(Blöschl and Sivapalan, 1995)

³⁰ *Variabilidad*: Término que se utiliza los flujos o las variables de estado que varían en espacio y/o tiempo (e.g. humedad del suelo) (Blöschl and Sivapalan, 1995).

La naturaleza de los problemas de escala de la observación de la precipitación ha sido discutida en la primera parte. Ahora bien, la observación de la escorrentía presenta problemas de escala temporal, en cierta medida similares a la precipitación (i.e. observaciones discretas en el tiempo, rara vez se hacen de forma continua). Existen servicios hidrológicos en los cuales es posible hacer consultas de crónicas de escorrentía con escala temporal variable; por citar un ejemplo: la Banque Hydro (<http://www.hydro.eaufrance.fr>) ofrece la posibilidad de hacer consultas en escalas fijas o a escalas variables. La escala fija produce una crónica de escorrentía media a un paso temporal fijo. La escala variable produce una crónica de escorrentía instantánea con un paso temporal variable; donde se garantiza que la variación de la escorrentía dentro del intervalo no supere un umbral definido por el usuario (e.g. 5%, 10%, etc...). Desde el punto de vista operativo, la escala variable es beneficiosa debido a que se reduce el tamaño de almacenamiento de la información, al reducir el número de muestras (en condiciones de caudal constante). La escala temporal variable no es un procedimiento nuevo; si se retrocede al pasado, las técnicas clásicas de análisis de hidrogramas registrados en bandas de papel, muestran que para el cálculo de la escorrentía diaria durante los días de crecientes, se debía aumentar el número de muestras por unidad de tiempo (WMO, 2010). La búsqueda de respuestas con respecto a los problemas de escala espacial en las observaciones hidrológicas, han estado orientadas principalmente a las variables de estado (e.g. humedad del suelo), por medio de observaciones satelitales (e.g. Pauwels et al., 2001; Wagner, 2003). Blöschl and Sivapalan (1995), también ofrecen una definición de la escala en hidrología basada en la observación según: la extensión, la resolución y el tamaño de la integración.

Al hablar de escala en hidrología el concepto de procesos dominantes (DPC, de Dominant Processes Concept) (Grayson and Blöschl, 2001; Sivakumar, 2004) ofrece un enfoque interesante. DPC sugiere desarrollar métodos para identificar los procesos que controlan la respuesta hidrológica en diferentes escalas y desarrollar modelos que se focalicen en los procesos dominantes. Las principales razones por las que DPC ha sido propuesto son: *A) El reconocimiento* de que existen dificultades para obtener la información necesaria para modelar todos los procesos hidrológicos; *B) El conocimiento* de que sólo algunos procesos dominan la respuesta hidrológica (en una escala espacio-temporal dada); y *C) La experiencia* de que modelos hidrológicos sencillos, con pocos parámetros, pueden reproducir adecuadamente la respuesta hidrológica. Blöschl and Sivapalan (1995), ofrecen un esquema de los procesos hidrológicos presentes en función de la escala espacio – temporal (Figura 32).

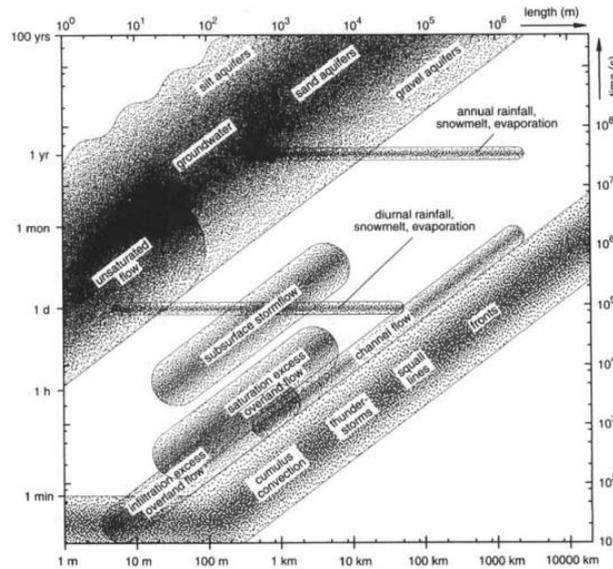


Figura 32. Procesos hidrológicos en función de la escala espacio - temporal (fuente: Blöschl and Sivapalan, 1995).

La escala espacio – temporal de la precipitación que se requiere para lograr una buena representación del hidrograma de creciente, mediante la simulación lluvia – escorrentía, depende entre otras de las características de la cuenca. La cuenca impone la resolución temporal mínima, requerida para reproducir adecuadamente la dinámica de la creciente. Se recomienda que la resolución temporal de la precipitación sea una fracción del tiempo de demora (e.g. 1/3, 1/4) (Berne et al., 2004; Delrieu et al., 2014c). Delrieu et al., (2014c) muestran que el tiempo de demora (time to peak) es directamente proporcional a la superficie de la cuenca; relación que puede ser parametrizada mediante una ecuación exponencial.

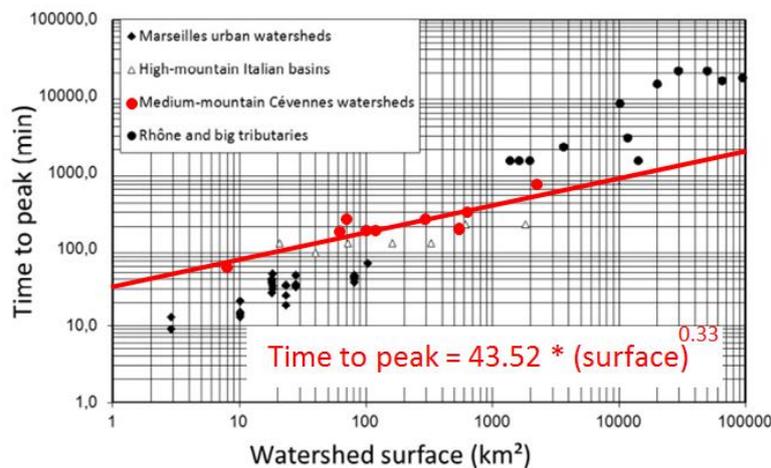


Figura 33. Tiempo de respuesta hidrológica en función de la superficie de la cuenca para varias cuencas en el sur de Francia y los Alpes italianos. Línea roja: ajuste exponencial para las cuencas medias del Cévennes- Vivarais (Delrieu et al., 2014c) (modificado).

Berne et al., (2004) y Lebel et al., (1987), con un enfoque geoestadístico estudian la estructura espacio – temporal de la precipitación. A pensar que sus experimentos se llevan a cabo en una

gama de escalas diferentes, sus resultados son coherentes. La Figura 34 presenta la distancia de correlación en función del paso de tiempo.

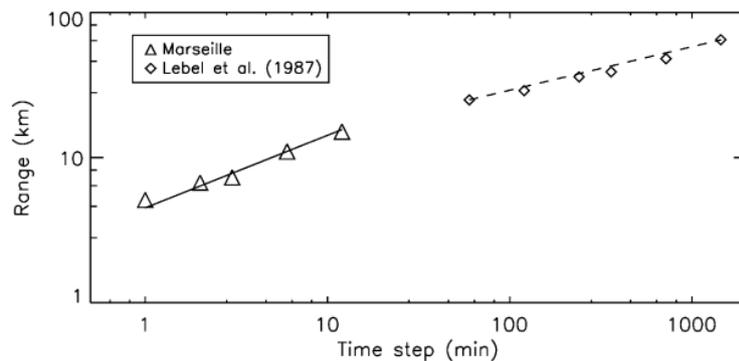


Figura 34. Distancia de correlación (Range, km) en función del paso de tiempo (Time step, min). La línea negra corresponde a la relación $r = 4.5\sqrt{\Delta t}$ (Berne et al., 2004) y la línea punteada a la relación $r = 25(\Delta t/60)^{0.3}$ (Lebel et al., 1987).

Los resultados de la Figura 34, junto con la relación que existe entre la superficie de la cuenca y el tiempo de demora (Figura 33), pueden usarse para determinar la resolución espacio – temporal mínima de la precipitación, que debe ser utilizada en la simulación lluvia - escorrentía. La Figura 35, es el resultado de la fusión de las curvas de la Figura 33 y la Figura 34; muestra los valores de la resolución espacio – temporal mínimas, en la región del Cévennes – Vivarais, para las superficies de cuenca de 50, 100, 300, 1000 y 2000 (utilizando 1/3 tiempo de demora para fijar la escala temporal). Es oportuno mencionar que no siempre se dispone de datos en las resoluciones temporales adecuadas, esto es lo que ha motivado el desarrollo de técnicas de downscaling³¹ (Grouillet et al., 2016).

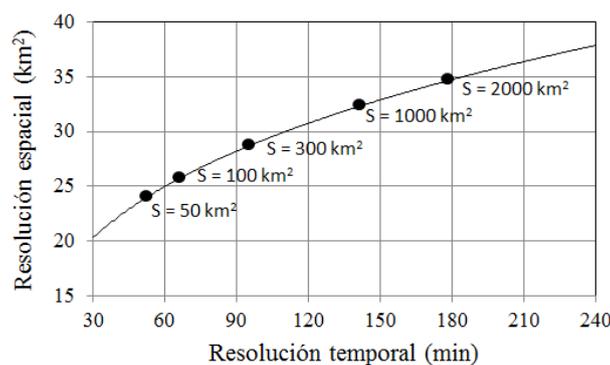


Figura 35. Resolución espacio – temporal en función de la superficie de la cuenca en la región del Cévennes - Vivarais. Los puntos negros corresponden a la superficie de la cuenca (50, 100, 300, 1000 y 2000 km²).

Existe un conjunto de autores que se ha abocado en estudiar métodos para cambiar la resolución de la precipitación y adecuarla a los requisitos que impone la simulación hidrológica, todo esto en “en aras de aumentar la calidad de la simulación lluvia –

³¹ Downscaling: Desagregación de una escala gruesa a otra más fina.

escorrentía”. Se ha demostrado que hacer downscaling de la precipitación antes de hacer el computo lluvia – escorrentía reduce la incertidumbre del hidrograma de creciento simulado (Grouillet et al., 2016). Para realizar la desagregación existen técnicas basadas en análogos, generadores estocásticos, transformaciones del valor acumulado de precipitación y métodos dinámicos (Grouillet et al., 2016; Salathé, 2003; Wood, 1993; Yhang et al., 2017).

9. INCERTIDUMBRE EN LA SIMULACIÓN LLUVIA - ESCORRENTÍA

Se discutió con anterioridad que en la simulación hidrológica a través de modelos lluvia – escorrentía, se acepta trabajar con fuertes hipótesis que introducen incertidumbre; e.g. el modelo de infiltración de Green and Ampt, desarrollado para la escala local (1 m^2) y aplicado desde la escala local a grandes superficies ($+1000 \text{ km}^2$) o la precipitación uniformemente distribuida en espacio y tiempo dentro de cada elemento del modelo (secciones 6.2 y 6.3). Adicionalmente, la precipitación es una variable de entrada en este tipo de modelos que tiene incertidumbre (capítulos I y II) y se propaga en la respuesta del modelo hidrológico (Germann et al., 2009). Ambas fuentes de incertidumbre son dependientes de la escala: por un lado, un modelo hidrológico con una alta resolución aumenta la posibilidad de que las hipótesis se cumplan, reduciendo su incertidumbre (Chow et al., 1988); y por el otro, la precipitación a alta resolución se caracteriza por tener mayor incertidumbre (Boudevillain et al., 2016). En este punto, es conveniente preguntar: *¿qué implicaciones tiene la incertidumbre en la estimación de la precipitación y la simplificación de los procesos hidrológicos en la incertidumbre de la simulación lluvia – escorrentía?*

Luego de la aparición del radar ha sido posible observar la precipitación con muy buena resolución espacio – temporal sobre amplias áreas (Berne and Krajewski, 2013). Desde entonces, el radar ha dado paso a investigaciones que abordan la temática de la incertidumbre en la simulación hidrológica, en las que se considera la incertidumbre de la precipitación o la incertidumbre del modelo hidrológico (Carpenter and Georgakakos, 2004; Emmanuel et al., 2016, 2015; Germann et al., 2009; Habib et al., 2008).

El efecto de la incertidumbre de la precipitación en la simulación lluvia - escorrentía ha sido estudiada recientemente por Germann et al., (2009). En su estudio generaron un conjunto de series de precipitación perturbada, las cuales consideran la dependencia espacio – temporal de los errores, comentan que el enfoque probabilístico abre nuevas posibilidades para examinar la propagación de la incertidumbre en la modelización hidrológica. De manera similar, Habib et al (2008), estudian las características del error en la QPE y su subsecuente propagación en la simulación lluvia – escorrentía. Presentan un modelo empírico para generar un conjunto de series de precipitación para luego producir un conjunto de simulaciones hidrológicas. Mostraron que los errores del radar tienen correlaciones espacio-temporales que no pueden ser despreciadas y que las simulaciones hidrológicas son sensibles al supuesto grado de correlación en los campos de error de la QPE.

El efecto de la incertidumbre del modelo hidrológico en el resultado de la modelación lluvia escorrentía está ligado en buena parte a la simplificación de los procesos hidrológicos en la conceptualización del modelo hidrológico. La simplificación de la cuenca en un modelo acarrea un problema de escala. Algunas veces el problema es solucionado con valores óptimos de escala, generados a partir de estudios específicos (e.g. Berne et al., 2004; descrito anteriormente en la sección 8). Arnaud et al (2011), se cuestionan las implicaciones que tiene la simplificación de los procesos hidrológicos y compara el enfoque distribuido vs el agregado. Para ello utilizaron el modelo Génie Rural a escala horaria en su versión agregada y

distribuida, con 1859 eventos de precipitación, en 500 cuencas (6.2 - 2851 km²), en el sur de Francia. Comentan que la resolución de los datos de entrada genera incertidumbre (a su vez, la incertidumbre de la precipitación es dependiente de la escala, sección 0). Sus resultados muestran que la resolución de la precipitación puede conducir a errores tan grandes como los que se producen con aproximaciones totalmente agregadas; señalan que las cuencas pequeñas son más susceptibles a la incertidumbre de la precipitación debida a la resolución de la observación; por otro lado, la incertidumbre en las cuencas grandes mostró ser más sensible a la variabilidad espacial de la precipitación. Ambas incertidumbres pueden ser compensadas por recalibración del modelo. Recientemente Emmanuel et al (2015), va un poco mas allá; específicamente estudian la influencia de la variación espacio – temporal de la precipitación dentro de la cuenca en la respuesta hidrológica. Utiliza la cadena de procesos: A) simulación de la red de drenajes con el Stream Network Model (Janey, 1992). B) Generación de precipitación con una distribución espacial conocida, utilizando el generador SAMPO (Leblois and Creutin, 2013). C) Simulación hidrológica distribuida considerando los procesos de producción y transferencia. Su principal aporte radica en la definición de índices que indican la variación de la precipitación dentro de la cuenca, lo cual pudiese ser un elemento a tomar en consideración antes de conceptualizar el modelo hidrológico en una cuenca. Posteriormente, Emmanuel et al., (2016) basándose en los índices definidos previamente (en Emmanuel et al., 2015), discrimina los eventos en los cuales la resolución espacial de la precipitación pareciera ser crucial para la simulación lluvia – escorrentía y muestra que las simulaciones llevadas a cabo con alta resolución producen resultados significativamente mejores.

Referencias sobre la influencia de ambas fuentes de incertidumbre juntas (la incertidumbre de la precipitación y la incertidumbre del modelo hidrológico) en la modelación lluvia – escorrentía son rarísimas. Una de ellas es el trabajo realizado por Carpenter and Georgakakos (2004), quienes diagnostican de qué manera la incertidumbre de la precipitación y la parametrización del modelo influyen el conjunto de realizaciones del modelo hidrológico. La incertidumbre del modelo es tomada en cuenta por medio de la simulación de Monte Carlo de los parámetros del modelo y la incertidumbre de la precipitación es modelada con dos diferentes distribuciones de error. La sensibilidad del conjunto de realizaciones de escorrentía a las fuentes de incertidumbre es expresada en términos de la dispersión de los resultados para cada evento y para diferentes cuencas. Concluyen que la incertidumbre en la simulación hidrológica se reduce al aumentar el tamaño de la cuenca y muestran que la tendencia de las medidas de dispersión del evento puede ser expresada con una función logarítmica en función del área. Plantean la hipótesis de que la capacidad de almacenamiento (mayor al aumentar la superficie de la cuenca) contribuye a atenuar el efecto de ambas fuentes de incertidumbre. No obstante dejan abierta la interrogante de si: ¿sus hallazgos serán sensibles a la resolución espacial del modelo hidrológico, la región o las incertidumbres de las entradas preestablecidas que utilizaron?

10. HERRAMIENTAS DE ANÁLISIS

10.1. Función de costo

La simulación hidrológica debe tener la capacidad de reproducir el hidrograma real con un grado aceptable de similitud. Ahora bien: *¿cómo se distingue entre lo que es aceptable y lo que no lo es?* Seibert (2001) comenta que la respuesta referente al grado aceptable de similitud, entre un hidrograma simulado y uno observado depende de a quien se le pregunte y que podría lograrse. El uso de una función de costo (*FC*) o función objetivo, no necesariamente lleva a un análisis objetivo. Lo que podría ser una pésima similitud en una cuenca bien monitoreada, pudiese estar considerado una excelente similitud en aquella cuenca con datos de mala calidad. El verdadero valor de la *FC*, es que permite comparar los resultados obtenidos de diferentes métodos o parametrizaciones a través de un mismo criterio.

En la literatura se consiguen diversas maneras de medir el grado de similitud. Un indicador bastante popular es el coeficiente de eficiencia de Nash - Sutcliffe (1970) (*NSE*) (Ecuación 37).

Ecuación 37

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^M (Q_{sim} - Q_{obs})^2}{\sum_{t=1}^M (Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})^2}$$

Donde *Q_{obs}* y *Q_{sim}* son la esorrentía observada y simulada respectivamente, $\overline{Q_{obs}}$ es el promedio de la crónica observada y *M* es el número de pasos de tiempo. *NSE*, varía entre cero y uno; uno representa la completa similitud.

Otros indicadores comunes que son utilizados para medir la similitud son: la suma del error absoluto (Stephenson, 1979), la suma de los residuos al cuadrado (Diskin and Simon, 1977), la raíz de los errores cuadrados ponderados en función del pico (USACE, 1998). Lee and Singh, (1998) expresan en términos de porcentaje el error con respecto al caudal de punta de la creciente (*PER*, de *Peak Error*) y en términos de horas el desfase que existe entre el momento en que ocurre el caudal de punta observado y el simulado (*TER*, de *Time Error*) (Ecuación 38 y Ecuación 39).

Ecuación 38

$$PER = \frac{|Q_{sim} - Q_{obs}|}{Q_{obs}} * 100$$

Ecuación 39

$$TER = T_{pobs} - T_{psim}$$

Roux et al (2011), utilizan una variante de *PER* y *TER*, donde el resultado es expresado en un rango de valores similar a *NSE* (entre 0 y 1, Ecuación 40 y Ecuación 41 respectivamente).

Ecuación 40

$$PE = 1 - \frac{|Q_{sim} - Q_{obs}|}{Q_{obs}}$$

Ecuación 41

$$TE = 1 - \frac{|T_{sim} - T_c|}{T_c}$$

Donde PE es la similitud con respecto al caudal de punta, TE es la similitud con respecto al momento en que ocurre el caudal de punta. De manera análoga a PE , la similitud con respecto al volumen total de la creciente (VTE), puede ser expresada con la Ecuación 42.

Ecuación 42

$$VTE = 1 - \left| \frac{VT_{sim} - VT_{obs}}{VT_{obs}} \right|$$

Finalmente, Roux et al (2011) define su función costo promediando NSE , PE y TE . Sin embargo, se debe ser cauteloso al promediar diferentes funciones costo, debido a que el promedio podría suavizar en exceso los valores máximos y mínimos haciendo difícil el proceso de optimización de los parámetros del modelo. Otro ejemplo del uso de múltiples funciones costo es presentado por Madsen, (2003), quien utiliza una FC para cada proceso hidrológico y luego las optimiza simultáneamente.

10.2. Técnicas de ajuste de parámetros

El proceso por el cual los parámetros de un modelo se ajustan para obtener concordancia entre los resultados simulados y los valores observados, es lo que se conoce como calibración (World Meteorological Organization and Unesco, 2013). Mediante el uso de técnicas de calibración, es posible determinar el juego de parámetros óptimos, que ofrece la mejor similitud entre la simulación y la observación. Estas técnicas se basan en:

- *Criterios Subjetivos* del analista, a través de la variación manual de los parámetros y análisis visual de los hidrogramas observado y simulado.
- *Criterios Objetivos*, que incorporan rutinas como la Nelder and Mead (1965) o el método de Cauchy (1847) y utilizan la FC como un indicador numérico a optimizar.
- *Criterios Combinados*, que aprovechan la experiencia del analista y la velocidad de cálculo del análisis objetivo (Boyle et al., 2000).
- *Criterios que consideran la incertidumbre paramétrica*, los cuales rechazan la idea de una única solución óptima y considera la incertidumbre que existe en los parámetros (e.g. Beven and Binley, 1992; Hornberger and Spear, 1981).

Diferentes conjuntos de parámetros pudiesen generar valores similares de la función costo (Xiong and O'Connor, 2000). El método de estimación generalizada de la similitud y la

incertidumbre (*GLUE* de Generalized Likelihood Uncertainty Estimation) (Beven and Binley, 1992) es uno de los métodos que considera la incertidumbre paramétrica en el proceso de calibración; a diferencia que la calibración por medio de criterios subjetivos, objetivos o combinados, el método proporciona un conjunto de juego de parámetros (*CJP*) como solución. No obstante, *GLUE* es criticado por Montanari (2005), comenta que la técnica hace suposiciones explícitas e implícitas y no está completamente claro de cómo estas suposiciones pueden afectar la estimación de la incertidumbre; Montanari (2005), muestra en su análisis que los límites de predicción provistos por *GLUE* no necesariamente producen un límite cercano al intervalo de confianza de las observaciones. Más tarde, Xiong y O'Connor, (2008), argumentan que la debilidad del *GLUE* se debe a que considera la simulación como una entrada y la incertidumbre de la simulación se refleja en los límites que provee el método; finalmente sugieren una modificación antes de estimar los límites de predicción, la cual ha sido probada en un caso de estudio.

Considerando que algunos modelos demandan gran cantidad de cálculo, lo que produce que el proceso de calibración de un gran número de parámetros sea largo y tedioso. Algunos autores han focalizado su interés en: identificar los parámetros principales del modelo, reducir el número de parámetros y acelerar así el proceso de calibración.

10.3. Análisis de sensibilidad

El proceso de identificación de parámetros principales es lo que se denomina análisis de sensibilidad (AS). Está basado en identificar el impacto de cada parámetro en los resultados de la simulación. Los métodos de AS, realizan una serie de ejecuciones del modelo a partir de una muestra aleatoria del dominio de los parámetros. La muestra aleatoria de parámetros se suele generar mediante la técnica de Monte Carlo, o con el muestreo mediante hipercubo latino³² (LHS de latin hypercube sampling). Seguidamente se evalúa el resultado de las simulaciones utilizando técnicas de análisis de sensibilidad. Por citar alguna de ellas:

- *La descomposición de la varianza*, es un método que cuantifica la cantidad de la varianza que cada parámetro puede explicar; particularmente la utilización del índice de sensibilidad de Sobol (1993), ha ganado popularidad en los últimos años (Jing, 2011; Pappenberger, 2008).
- *El análisis de sensibilidad generalizado* (GSA de Generalized Sensitivity Analysis) (Freer et al., 1996; Hornberger and Spear, 1981), es un método simple que utiliza un umbral de la función costo, para identificar los juegos de parámetros según el comportamiento “aceptado” o “no aceptado” de las simulaciones (i.e. el juego de parámetros de las simulaciones con un valor mejor o igual al umbral serán aceptados). GSA, define el valor de sensibilidad (*SE*) como la diferencia entre la distribución de probabilidad acumulada de los valores aceptados y no aceptados del parámetro.

³² *Muestreo mediante el Hipercubo Latino*: es un método estadístico para generar una muestra de colecciones plausibles de valores de los parámetros de una distribución multidimensional.

La Figura 36, muestra de manera esquemática la distribución de probabilidad acumulada de los valores aceptados y no aceptados de un parámetro dado en el dominio del parámetro. Nótese que una mayor diferencia entre las distribuciones de los parámetros aceptados y no aceptados equivale a una mayor sensibilidad; ahora bien, Roux, (2004) menciona que una fuerte correlación entre dos o más parámetros pudiese producir distribuciones similares de probabilidad aceptada y no aceptada.

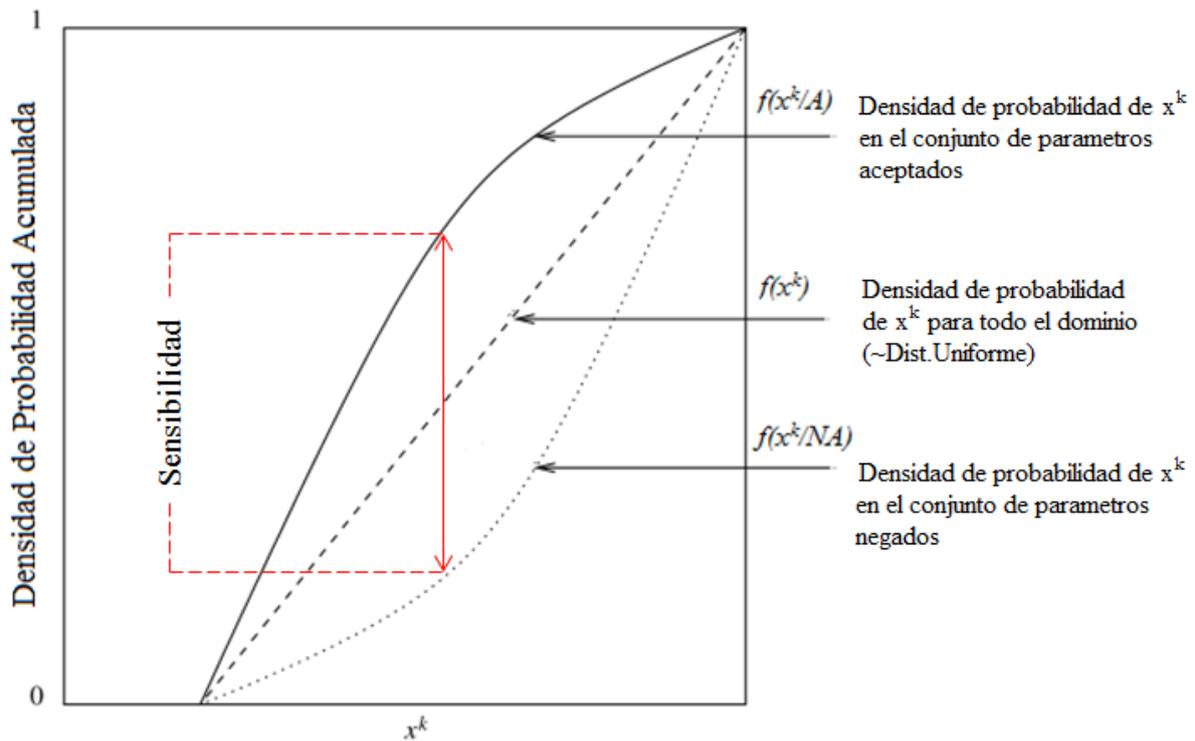


Figura 36. Distribuciones de probabilidad acumulada para el parámetro x^k en el conjunto de parámetros aceptados (línea continua), en el conjunto de parámetros no aceptados (línea punteada) y en todo el conjunto de parámetros aceptados y no aceptados (línea discontinua). La sensibilidad se define como la máxima distancia entre la categoría aceptada y la no aceptada (flecha roja). Fuente: Roux, (2004)(modificado).

CAPÍTULO IV. Experimentación lluvia - escorrentía

En este capítulo se desarrollan 5 experiencias de modelación lluvia – escorrentía (por comodidad enumeradas de la 4^{ta} a la 8^{va}), que proporcionarán información para responder *¿Cómo puede ser cuantificada la incertidumbre en la simulación hidrológica que proviene de la estimación de precipitación por fusión radar - pluviómetro y del proceso de modelación hidrológica?*

- La cuarta experiencia se desarrolla para responder: *¿Cuál es el grado de influencia de los parámetros del modelo en la respuesta hidrológica?* Se aplica el método de análisis general de la sensibilidad (GSA de Generalized Sensitivity Analysis), a un conjunto de simulaciones. Las simulaciones han sido realizadas a partir de un conjunto de juegos de parámetros. Los parámetros han sido generados mediante la doble aplicación de la técnica de muestreo del hiper cubo latino (LHS).
- La quinta experiencia entrega argumentos para responder si: *¿Los parámetros pueden ser transferidos de una temporada lluviosa a otra?* Para aclarar la inquietud se optimizan los parámetros en dos temporadas lluviosas diferentes y se realizan simulaciones con los parámetros optimizados de la temporada y los parámetros transferidos de otra temporada. En el análisis se evalúan los valores optimizados en ambas temporadas; y la calidad de la simulación.
- La sexta experiencia se cuestiona si: *¿Es el HCHM una herramienta fiable de modelización lluvia – escorrentía?* Para ello se realiza un análisis subjetivo en 16 puntos de control. Y un análisis objetivo focalizado en 8 eventos de creciente. El análisis expone la diferencia en términos de calidad de la simulación en función de los eventos, de la severidad de la escorrentía y de la superficie aguas arriba de cada punto de control.
- La séptima experiencia responde: *¿Cómo influencia la resolución espacio – temporal de la precipitación la calidad de la simulación lluvia – escorrentía?* Para ello se realiza un conjunto de simulaciones con la más alta resolución del modelo hidrológico y entradas de precipitación a resolución espacio – temporal variable. Los resultados se evalúan en términos de eficiencia y variación de la eficiencia.
- La octava experiencia se desarrolla para responder: *¿En qué forma se propaga la incertidumbre de la precipitación y la incertidumbre paramétrica del modelo en la simulación lluvia - escorrentía?* Una vez confirmada la capacidad del modelo en reproducir la escorrentía, gracias a las observaciones de caudal en diferentes puntos de control; es de interés el estudio de la propagación de la incertidumbre en cuencas no aforadas. Para responder la interrogante se desarrolla un método para separar la incertidumbre de: 1) la precipitación; 2) los parámetros; y 3) el efecto combinado de ambas fuentes de incertidumbre. Se introduce el índice de propagación de la incertidumbre, el cual permite cuantificar y analizar la propagación.

Las cinco experiencias se realizan en las cuencas del Ardèche y el Gardon al sur de Francia.

11. DESCRIPCIÓN DEL SOFTWARE HIDROLÓGICO (HCHM)

La herramienta de cómputo hidrológico a Mesoescala (HCHM) es un software desarrollado en este trabajo con el fin de responder las interrogantes que se presentan en torno a la modelización hidrológica y la propagación de la incertidumbre. El HCHM describe en forma distribuida por subcuencas y en tiempo continuo los procesos de infiltración, exfiltración y escorrentía superficial en una cuenca. La cuenca se representa por un conjunto ramificado de elementos compuesto por subcuencas (SC), canales y nodos de ramificación³³ (Figura 37). El cálculo está conformado por dos procesos fundamentales: la producción que se da lugar en las subcuencas y la transferencia que se da tanto en subcuencas como en canales. La variación de la precipitación y de los parámetros del modelo se considera a la escala de cada elemento. La herramienta puede ser utilizada para estimar de manera distribuida, los hidrogramas de creciente en cuencas pequeñas y medianas.

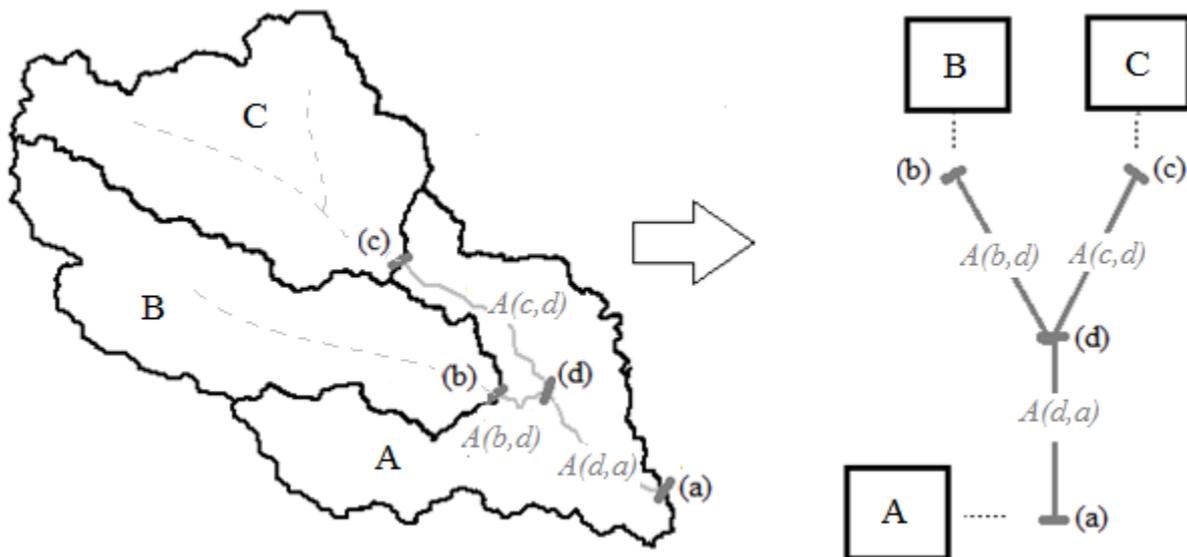


Figura 37. Representación esquemática de una cuenca en un conjunto ramificado de subcuencas y canales. Panel izquierdo: cuenca compuesta por 3 unidades hidrológicas relativamente homogéneas (UHRH). Panel derecho: esquema compuesto por 3 subcuencas, 3 canales y 4 nodos de ramificación. Subcuencas: A, B, C. Canales: C.1, C.2, C.3. Nodos de ramificación: a, b, c, d.

11.1. Proceso de producción

El proceso de producción calcula la lámina de agua que produce escurrimiento por unidad de tiempo. Requiere como entrada la precipitación (P) y la evapotranspiración potencial (ETP). Utiliza el método del Número de Curva del Servicio de Conservación de Suelos (SCS-CN) (Kent, 1971); la adaptación para tiempo discreto (Williams et al., 2000), el computo de

³³ Nodos de ramificación: Puntos de conexión entre cuencas y canales, o canales y canales.

precipitación acumulada por evento en tiempo continuo (EPA, 2015) y la aproximación del caudal de base en función de la retención potencial (Baldoni and Córdova, 1985).

11.1.1. Flujo directo

El flujo directo representa la fracción de precipitación que va de forma inmediata a incorporarse en el proceso de tránsito en cada subcuenca. Se determina según el método del SCS-CN (Kent, 1971), adaptado para el cálculo en tiempo discreto (Williams et al., 2000), utilizando el computo de precipitación acumulada por evento en tiempo continuo (EPA, 2015).

11.1.1.1. Cálculo de la precipitación efectiva en la escala del evento

El método del SCS-CN fue desarrollado por el Servicio de Conservación de Suelos (SCS) de los EE.UU. en base al análisis de un gran número de datos hidrológicos de cuencas en ese país. Permite la estimación de la escorrentía por tormenta en función del número de curva (CN de curve number). CN se calcula considerando el uso de la tierra, el tipo de cobertura vegetal y de las condiciones de humedad existentes en la cuenca antes de iniciarse la tormenta. El método utiliza la relación empírica que existe entre la escorrentía y la precipitación según la Ecuación 43 y la Ecuación 44

$$Pe_{cum} = \frac{(P_{cum} - 0.2S)^2}{P_{cum} + 0.8S}$$

Ecuación 43

$$S = \frac{25400}{CN} - 254$$

Ecuación 44

Donde Pe_{cum} es la precipitación efectiva acumulada (mm), P_{cum} la precipitación total (mm), S la retención potencial (mm).

11.1.1.2. Cálculo de la precipitación efectiva en tiempo continuo

La adaptación del SCS-CN en tiempo discreto (Williams et al., 2000), actualiza para cada instante de tiempo la retención temporal, en función de la evapotranspiración potencial (ETP) (mm), de la precipitación (P) y de la precipitación efectiva (Pe) según la Ecuación 45:

$$S(t) = S(t - 1) + ETP(t - 1) * \exp\left(\frac{-B * S(t - 1)}{Smax}\right) - P(t - 1) + Pe(t - 1)$$

Ecuación 45

Donde t es el paso de tiempo y $Smax$ es la retención potencial máxima (Ecuación 44). Nótese la Ecuación 45 es una aproximación de un balance de masa, en el cual la transferencia de

humedad entre las diferentes capas del suelo ha sido despreciada. El término $ETP * exp()$ representa una aproximación de la evapotranspiración real (ETR) en función de la ETP y del grado de saturación de la cuenca mediante el uso del coeficiente de agotamiento (B).

Se considera un nuevo parámetro para la retención potencial mínima (S_{min}). S_{min} se define en función del número de curva máximo (para condiciones muy húmedas) (CN_{max} , con valores entre CN y 100) utilizando la Ecuación 44. La Ecuación 46 limita el valor de $S(t)$ a S_{min} . Este ajuste aproxima mejor la observación de algunos hidrólogos que consideran que es físicamente imposible que la escorrentía sea igual a la precipitación. Esto ocurre para el caso particular de $S=0$, para el cual $CN=100$ y ha sido considerado como una debilidad del SCS-CN.

Ecuación 46

$$S_{(t)} = \max(S(t), S_{min})$$

Luego, para calcular la precipitación acumulada por evento en tiempo continuo se aplica el enfoque utilizado por EPA (2015). Se define el período seco (T_{dry}) antes de comenzar a acumular la lluvia del siguiente evento según la Ecuación 47 y la Ecuación 48.

Ecuación 47

$$P_{cum}(t) = P(t) \quad \text{si}[T_{np}(t) \geq T_{dry}]$$

Ecuación 48

$$P_{cum}(t) = P_{cum}(t - 1) + P(t) \quad \text{si}[T_{np}(t) < T_{dry}]$$

Donde T_{np} (h) es el tiempo antecedente sin producirse precipitación. Luego, la precipitación efectiva total se calcula con Ecuación 49 y la Ecuación 50

Ecuación 49

$$Pe_{cum}(t) = \frac{(P_{cum}(t) - 0.2S(t))^2}{P_{cum}(t) + 0.8S(t)}$$

Ecuación 50

$$Pe(t) = Pe_{cum}(t) - Pe_{cum}(t - 1)$$

Donde Pe es la precipitación efectiva por unidad de tiempo.

11.1.2. Caudal de base

Baldoni and Córdova (1985), han propuesto una representación del caudal de base (Q_b) para pequeñas cuencas de montaña. Comentan que el caudal de base puede ser representado en función de la retención potencial (Ecuación 51).

Ecuación 51

$$Q_b(t) = \left(\frac{1000 * \Delta t}{24} \right) B2 \left(\frac{S_{max} - S(t)}{S_{max}} \right)^2$$

Donde $B2$ es un parámetro análogo al coeficiente de permeabilidad del suelo (m/d), Δt es la resolución temporal (h) y el cociente $1000/24$ es un factor de conversión de unidades. Se hace notar que cuando la cuenca pierde humedad, $S(t)$ se aproxima a S_{max} y Q_b tiende a cero, esto debido a que el modelo de Baldoni and Córdova (1985) no considera el flujo proveniente de las capas más profundas y puede generar en algunos casos subestimación del caudal (especialmente en los periodos secos). Para controlar que Q_b no tienda a cero se ajusta el cómputo con el producto gasto de base mínimo (Q_{bmin} , mm/km²) multiplicado por el área de la cuenca (A) (Ecuación 52). En ríos de tipo intermitente Q_{bmin} , será igual a cero quedando sin cambios el modelo de original de Baldoni and Córdova (1985).

Ecuación 52

$$Q_b(t) = \max(Q_b(t), Q_{bmin}A)$$

Donde max es el operador máximo.

11.1.3. Producción total

La producción total P_T (mm) de cada subcuenca viene dada por la suma de la precipitación efectiva y el caudal de base (Ecuación 53).

Ecuación 53

$$P_T = P_e + Q_b$$

11.2. Proceso de Transferencia

El proceso de transferencia es una función que calcula la lámina de agua que escurre a la salida de las subcuencas y de los canales luego de simular el efecto de almacenamiento y tránsito. Requiere como datos de entrada la producción total que se genera con el proceso de producción, el histograma de superficies contribuyentes (HS) para cada subcuenca (puede ser generado con el modelo digital del terreno). Utiliza la convolución en tiempo discreto (Sherman, 1932) y el hidrograma unitario sintético de Clark (Clark, 1945) para las subcuencas y el método de Muskingum en los canales (Cunge, 1969).

11.2.1. Tránsito en subcuencas

Se utiliza la convolución en tiempo discreto del hidrograma unitario (Sherman, 1932), la cual permite deducir el hidrograma resultante $Q(t)$ de cualquier valor generado de producción total (P_T) (Ecuación 54).

$$Q_{(t)} = \frac{10}{A} \sum_{m=1}^{t \leq M} P_T(m)U(t - m + 1)$$

Donde M es el número de pasos de tiempo de P_T (en mm), U (en mm/cm/km²) son las ordenadas del hidrograma unitario, A es el área de la cuenca (en km²) y 10 es el factor de conversión de mm a cm. U se calculan con método de Clark, (1945). Una representación esquemática simplificada del método de Clark se presenta en la Figura 38. A grosso modo, Clark subdivide el cálculo del hidrograma unitario en 3 pasos: A) Trazado de isocronas en la cuenca (Figura 38A), para lo cual se ha desarrollado e implementado el método de modelado de isocronas por computadora (Navas and Delrieu, 2017), el cual se describe más adelante en la sección 12.7; B) Cálculo del histograma de superficies (HS, Figura 38B), es la cuantificación de la superficie contribuyente de la cuenca en cada incremento temporal; y C) Modelización del hidrograma unitario considerando el efecto de traslación (Figura 38D) y almacenamiento (Figura 38E), de 1 unidad de precipitación (Figura 38C). El efecto de traslación corresponde a la diferencia de tiempo para que los aportes provenientes de las diferentes superficies contribuyentes delimitadas por las isocronas lleguen a la salida de la cuenca. Por otra parte, el efecto de almacenamiento, viene dado por la acumulación de las aguas dentro de la cuenca y es simulado considerando el tránsito con un embalse lineal.

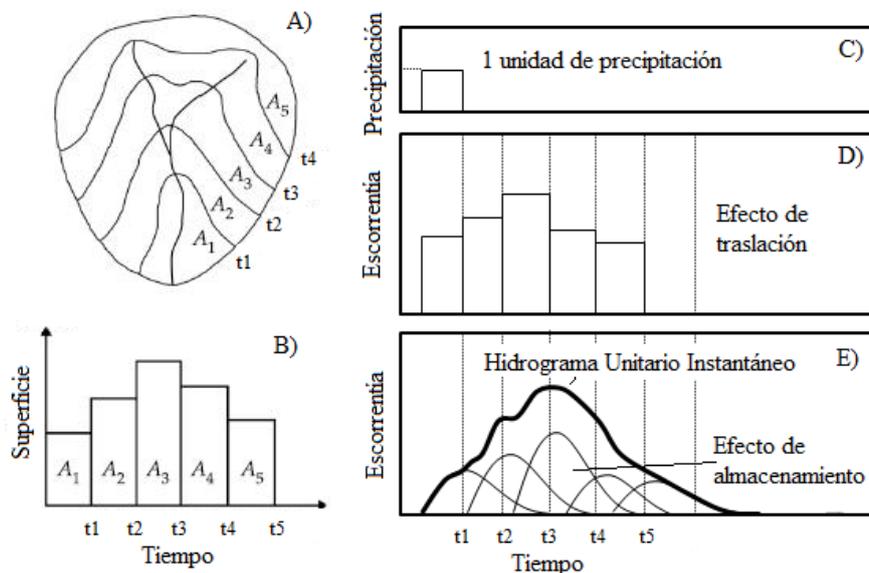


Figura 38. Representación esquemática del método de Clark para el cálculo del Hidrograma Unitario. A) Trazado de isocronas. B) Cálculo del histograma de superficies. C) Una unidad de precipitación en el tiempo “t1”. D) Efecto de traslación. E) Efecto de almacenamiento.

La Ecuación 55 representa el efecto de traslación en tiempo del hidrograma unitario (U^{***}) a partir de 1 unidad de precipitación (P_u). La Ecuación 56, describe el hidrograma unitario instantáneo³⁴ (U^{**}) y es el resultado de simular el efecto de almacenamiento luego de haber simulado la traslación en tiempo.

³⁴ *Hidrograma unitario instantáneo:* Hidrograma unitario que resulta de una precipitación efectiva de valor de la unidad sobre una cuenca en un tiempo infinitesimal.

Ecuación 55

$$U^{***}(t^*) = HS(t^*)P_u$$

Ecuación 56

$$U^{**}(t^*) = (K_{sc} - 1)U^{***}(t^*) + K_{sc}U^{**}(t^* - 1)$$

Donde K_{sc} es un parámetro del modelo que se denomina constante de almacenamiento en las subcuencas, P_u se supone 1 cm de precipitación y t^* es la resolución temporal del HS . Luego el hidrograma unitario promedio en el intervalo de tiempo t , se denominará $U^*(t)$; se calcula mediante el promedio del hidrograma unitario instantáneo (U^{**}) en t y $t-1$ (Ecuación 57).

Ecuación 57

$$U^*(t^*) = \frac{(U^{**}(t^*) + U^{**}(t^* - 1))}{2}$$

Con el fin de ajustar o compensar la incertidumbre que puede existir en el HS se realiza un cambio en la escala de tiempo por medio de un nuevo parámetro que se denomina coeficiente de velocidad de subcuena (CV_{sc}). El cual es un coeficiente multiplicativo (Ecuación 58).

Ecuación 58

$$t^* = CV_{sc}t$$

Finalmente, U viene dado por la Ecuación 59 y tiene unidades de $m^3/s/cm$, esto es volumen de escorrentía por unidad de tiempo y por la unidad de la lámina de precipitación con que se estima el hidrograma unitario.

Ecuación 59

$$U(t) = U^*(CV_{sc}t)$$

11.2.2. Tránsito en Canales

Se utiliza el método de Muskingum de tránsito agregado en canales (Cunge, 1969). El método simula el almacenamiento por cuña y prisma (Figura 39). Durante el avance de la onda de creciente, el caudal de entrada es mayor que el caudal de salida y se produce el almacenamiento de cuña. Por el contrario, durante la recesión, el caudal de salida es mayor que el caudal de entrada y se produce una cuña negativa.

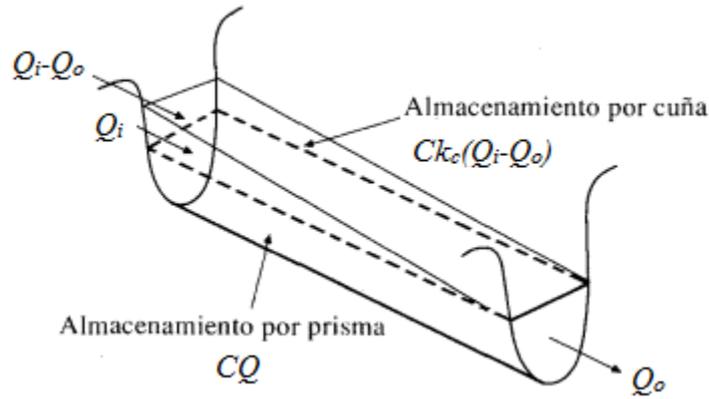


Figura 39. Almacenamiento por prisma y por cuña en un tramo de un canal (Chow et al., 1988)

Suponiendo que el área de la sección transversal del canal es directamente proporcional al caudal en la sección, el volumen del almacenamiento por prisma es igual a CQ , donde C es el tiempo de tránsito de una onda en el canal. El volumen de la cuña viene por $Ck_c(Q_i - Q_o)$ donde k_c es la constante de almacenamiento con valores típicamente comprendidos entre 0 y 0.5. El almacenamiento total ($STO(t)$) se define con Ecuación 60

$$STO(t) = k_c [CQ_i(t) + (1 - C)Q_o(t)] \quad \text{Ecuación 60}$$

Donde Q_i y Q_o son los caudales de entrada y salida al canal respectivamente. El cambio de almacenamiento en el canal se calcula con la Ecuación 61.

$$\begin{aligned} STO(t) - STO(t - 1) &= k_c [CQ_i(t) + (1 - C)Q_o(t)] - k_c [CQ_i(t - 1) + (1 - C)Q_o(t - 1)] \end{aligned} \quad \text{Ecuación 61}$$

La ecuación de continuidad puede ser escrita según la Ecuación 62

$$STO(t) - STO(t - 1) = \frac{(Q_i(t - 1) + Q_i(t))}{2} \Delta t - \frac{(Q_o(t - 1) + Q_o(t))}{2} \Delta t \quad \text{Ecuación 62}$$

Combinando la Ecuación 61 y la Ecuación 62 se formula la Ecuación 63

$$Q_o(t) = w_1 Q_i(t) + w_2 Q_i(t - 1) + w_3 Q_o(t - 1) \quad \text{Ecuación 63}$$

Donde w_1 , w_2 y w_3 son coeficientes condicionales que se determinan en función de los parámetros C y k_c (Ecuación 64, Ecuación 65, Ecuación 66)

Ecuación 64

$$w_1 = \frac{\Delta t - 2Ck_c}{2C(1 - k_c) + \Delta t}$$

Ecuación 65

$$w_2 = \frac{\Delta t + 2Ck_c}{2C(1 - k_c) + \Delta t}$$

Ecuación 66

$$w_3 = \frac{2C(1 - k_c) - \Delta t}{2C(1 - k_c) + \Delta t}$$

Con $w_1 + w_2 + w_3 = 1$

11.3. Recapitulación de variables y parámetros del HCHM

La Tabla 4 muestra las variables del modelo y la Tabla 5 presenta el resumen de los 10 parámetros que deben ser estimados para cada subcuenca y canal.

Tabla 4. Resumen de variables y coeficientes del HCHM

Abreviación	Variable	Unidades	Función
<i>A</i>	Área de la cuenca	km ²	Prd + Trf
<i>ETP</i>	Evapotranspiración Potencial	mm	Prd
<i>ETR</i>	Evapotranspiración real	mm	Prd
<i>P</i>	Precipitación	mm	Prd
<i>Q_b</i>	Caudal de base	mm	Prd
<i>P_{cum}</i>	precipitación total	mm	Prd
<i>Pe</i>	Precipitación efectiva incremental	mm	Prd
<i>Pe_{cum}</i>	Precipitación efectiva acumulada	mm	Prd
<i>P_T</i>	Producción total	mm	Prd
<i>Pu</i>	Precipitación de 1 unidad	cm	Trf
<i>Q</i>	esorrentía	mm	Trf
<i>Q_i</i>	Caudal de entrada al canal	m ³ /s	Trf
<i>Q_o</i>	Caudal de salida del canal	m ³ /s	Trf
<i>S</i>	Retención potencial	mm	Prd
<i>S_{min}</i>	Retención potencial mínima	mm	Prd
<i>S_{max}</i>	Retención potencial máxima	mm	Trf
<i>STO</i>	Almacenamiento total en canales	m ³	Trf
<i>t</i>	Paso de tiempo	h	Prd + Trf
<i>TnP</i>	Tiempo antecedente sin precipitación	h	Prd
<i>U</i>	Ordenadas del hidrograma unitario	m ³ /s/cm	Trf
<i>U*</i>	Hidrograma unitario promedio	m ³ /s/cm	Trf
<i>U**</i>	Hidrograma unitario instantáneo	m ³ /s/cm	Trf
<i>U***</i>	Traslación en tiempo de <i>Pu</i>	m ³ /s/cm	Trf
<i>w1, w2, w3</i>	coeficientes condicionales	-	Trf

Prd: Producción
Trf: Transferencia

Tabla 5. Resumen de parámetros del HCHM

Abreviación	Parámetro	Unidades	Función
<i>B</i>	Coefficiente de agotamiento	-	Prd
<i>B2</i>	Coefficiente de permeabilidad	m/d	Prd
<i>C</i>	Tiempo de tránsito en el canal	-	Trf
<i>CN</i>	Número de curva	-	Prd
<i>CN_{max}</i>	Número de curva máximo	-	Prd
<i>CV_{sc}</i>	Coefficiente de velocidad de subcuenca	-	Trf
<i>k_c</i>	Constante de almacenamiento en canales	h	Trf
<i>K_{sc}</i>	Constante de almacenamiento en las subcuencas	-	Trf
<i>Q_{bmin}</i>	Caudal de base mínimo	mm/km ²	Prd
<i>T_{dry}</i>	Período seco	h	Prd

Prd: Producción

Trf: Transferencia

12. IMPLEMENTACIÓN DEL HCHM

En este trabajo se define como “implementación del software hidrológico”, a todos aquellos cálculos y procedimientos necesarios para que el software hidrológico evolucione hasta un modelo hidrológico. El HCHM se implementa en las cuencas de los ríos Ardèche hasta Vallon Pont d’Arc (1976 km²) y Gardon hasta la confluencia con l’Alzon (inclusive) (1810 km²), en la combinación de resoluciones espaciales de 10, 50, 100, 200 y 300 km² y temporales de 1, 2, 4 y 6 horas. De esta forma el HCHM se utiliza para construir 20 modelos hidrológicos en resoluciones espacio – temporales diferentes, las cuales tienen un principio de cálculo en común.

La región de estudio está caracterizada por la recurrencia de crecidas repentinas que dejan a su paso pérdidas humanas y materiales (Duclos et al., 1991; J.-M. Antoine et al., 2001; Ruin et al., 2008). La génesis de las crecidas repentinas en la región mediterránea se describe en la sección 4.2.1. Se seleccionan las cuencas del Ardèche y el Gardon, debido a que están bien instrumentadas; i.e. poseen suficientes estaciones hidrométricas en sus subcuencas, de manera que es posible evaluar la modelación hidrológica en una amplia gama de escalas espaciales.

12.1. Relieve y geología de las cuencas del Ardèche y el Gardon

La hipsometría de las cuencas se presenta en la Figura 40, la cual ha sido obtenida a partir del modelo digital del terreno (MDT) IGN-200 (<http://www.ignfi.fr>), el cual tiene resolución horizontal de 200m y sirve para la parametrización de la función de transferencia. Se observa la parte montañosa hacia el noreste y la planicie hacia el suroeste. La mayor elevación del terreno la presenta el Ardèche con ~1700 msnm. En contraparte, el Gardon presenta una elevación máxima de ~1200 msnm. En términos geológicos, la Figura 41 muestra que las regiones elevadas del Ardèche y el Gardon corresponden a la primera era geológica. Al disminuir la altitud surge una planicie formada entre el jurásico y el cretáceo, que está llena de sedimentos provenientes del holoceno. En esta región los ríos cruzan por formaciones de caliza que catalizan la formación de cañones profundos (e.g. las gargantas del Ardèche y el Gardon). Estas formaciones de caliza presentan un alto grado de karstificación facilitando el flujo subsuperficial (sección 6).

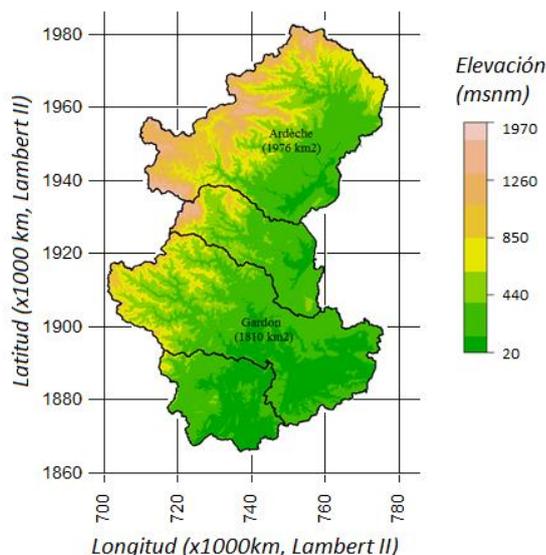


Figura 40. Hipsometría de las cuencas del Ardèche hasta Vallon Pont d'Arc (1976 km²), Cèze hasta Tharoux (674 km²), Gardon hasta la confluencia con l'Alzon (inclusive) (1810 km²) a partir del Modelo Digital del Terreno IGN-200.

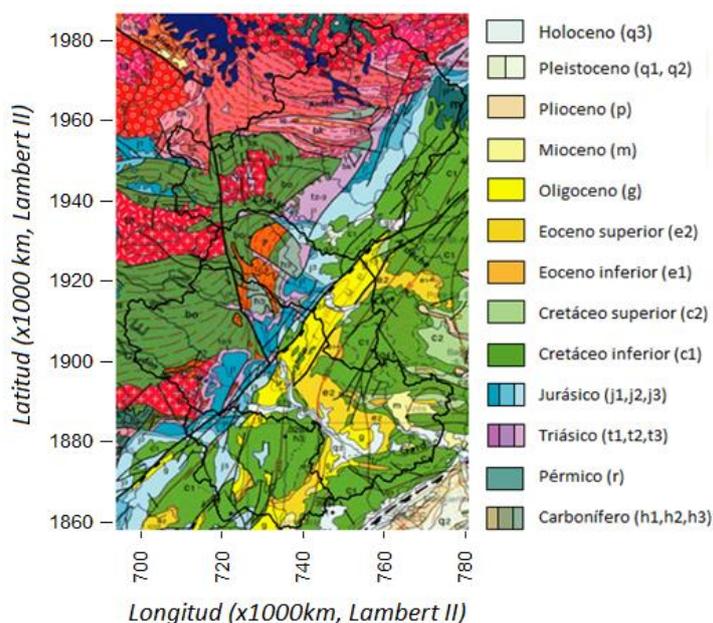


Figura 41. Mapa geológico en las cuencas del Ardèche, Cèze, Gardon y Vidourle (en base a: <https://www.geoportail.gouv.fr/donnees/cartes-geologiques>).

12.2. Uso del suelo en la región Ardèche y Gardon

La base de datos de CORINE Land Cover para Francia metropolitana del año 2012 (CLC 2012) presenta un inventario biofísico de la ocupación del territorio (<http://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr/donnees-ligne/li/2496.html>). La Figura 42, muestra el uso del suelo en la región del CV. Se observa que la parte alta de las

cuencas esta predominada por varios tipos de bosques (e.g. coníferos, frondosas, mixtos); seguidamente en la cuenca media y baja hay diversos tipos de cultivos entre ellos: olivos, viñedos e intervención antrópica.

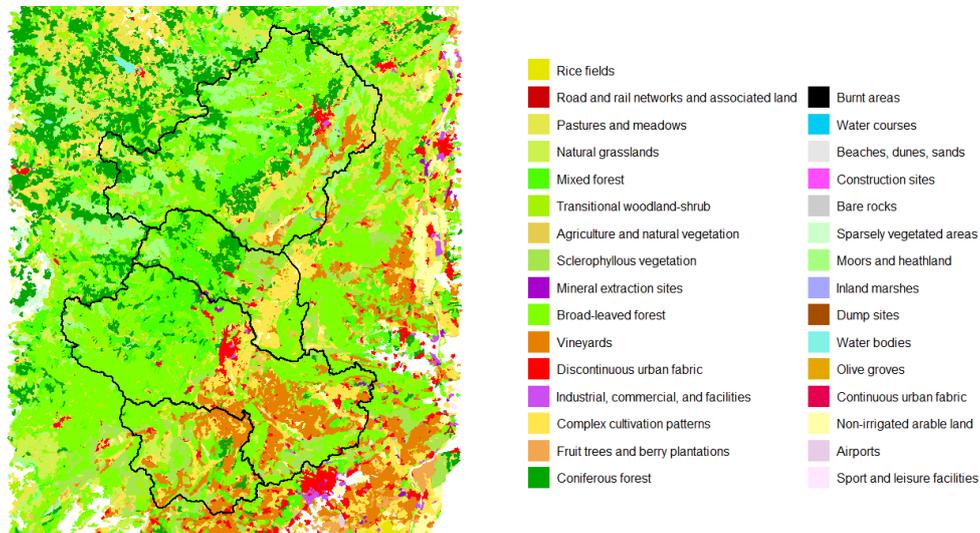


Figura 42. Uso del suelo en la Región de Cévennes-Vivarais (fuente: CORINE Land Cover, 2012).

12.3. Precipitación máxima de período de retorno 2 años en el Cévennes-Vivarais

La precipitación máxima de período de retorno dos años se requiere para la parametrización del modelo de isocronas, el cual es necesario para la estimación del histograma de superficies y cálculo de la función de transferencia del modelo hidrológico. El trabajo de Durán-Alarcón (2016), ofrece la lámina de agua máxima probable para diferentes duraciones y períodos de retorno, a partir del reanálisis de precipitación mediante el método de fusión radar - pluviómetro (KED), en el período 2007 – 2014 (Boudevillain et al., 2016). La Figura 43, muestra la carta de precipitación máxima con período de retorno 2 años para 1 hora y 18 horas de duración. Se observa cúmulos de precipitación que alcanzan acumulados de 50mm en una hora y 200 mm en 18 horas, se destaca que los mayores cúmulos de precipitación para 18 horas se ubican en la zona montañosa de las cuencas y los de 1 hora se ubican al sur en la cuenca del Vidourle.

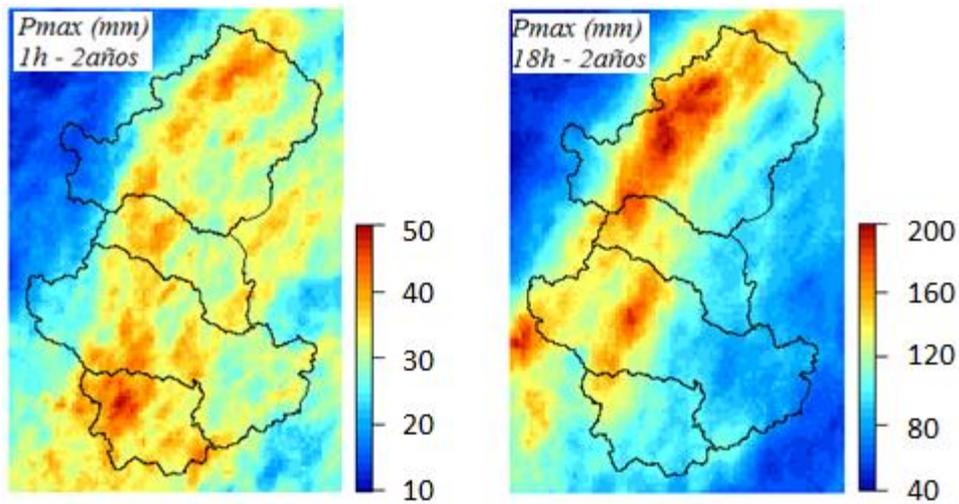


Figura 43. Precipitación máxima. Panel izquierdo: máxima de 1 hora y de período de retorno 2 años. Panel derecho: máxima de 18 horas y período de retorno 2 años. (Durán-Alarcón, 2016).

12.4. Caudal de punta de período de retorno dos años en la región Ardèche-Gardon

El caudal de punta de período de retorno dos años se requiere para la parametrización del modelo de isocronas, el cual es necesario para la estimación del histograma de superficies y el cálculo de la función de transferencia del modelo hidrológico. La crónica de caudal máximo instantáneo mensual fue tomada y está disponible en la Banque-Hydro (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>). Se han ajustado distribuciones de probabilidad de tipo Gumbel a cada estación (ANEXO 1. Frecuencia de caudales máximos instantáneos) y se ha calculado el caudal de período de retorno 2 años en la región, el cual ha sido parametrizado de forma lineal en función del área (Figura 44).

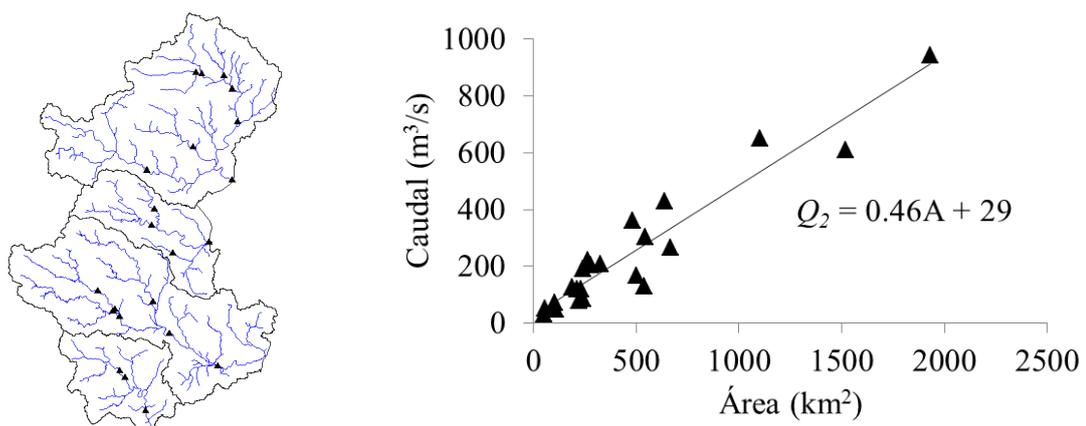


Figura 44. Regionalización del caudal de punta de período de retorno 2 años. Panel izquierdo: ubicación de las estaciones hidrométricas (triángulos negros). Panel derecho: regionalización del caudal. Estimación empírica (triángulos negros). Regionalización según el ajuste lineal caudal – superficie (línea negra).

12.5. Evapotranspiración potencial

Para el cálculo de la evapotranspiración potencial se utiliza el producto ETP diario de MétéoFrance (https://donneespubliques.meteofrance.fr/?fond=produit&id_produit=120&id_rubrique=40), sobre una selección de estaciones en la región. El producto ETP diario de MétéoFrance, estima la evapotranspiración valiéndose del modelo de Penman–Monteith. Se calcula la crónica de ETP en las diferentes resoluciones temporales (1, 2, 4 y 6 horas) distribuyendo uniformemente el valor de ETP diaria, despreciando la variación característica del ciclo diurno de la ETP. Para el cómputo de la ETP en las diferentes subcuencas, se aplica el Krigeado Ordinario descrito en la sección 2.1. La Figura 45 muestra la ETP total de la temporada lluviosa septiembre – diciembre 2014. Se observa que los valores varían de 160mm en la parte alta del Ardèche hasta 290mm en la cuenca media del Gardon.

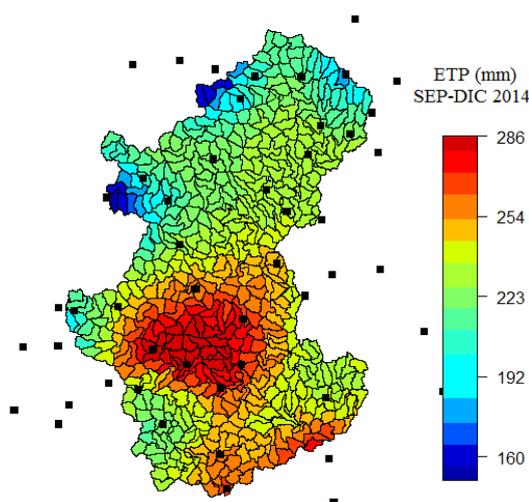


Figura 45. Evapotranspiración potencial para el periodo septiembre – diciembre 2014.

12.6. Resolución espacio-temporal de trabajo del HCHM y puntos de control

La resolución espacial de trabajo se define en función de la superficie de las subcuencas (10, 50, 100, 200 y 300 km²). Las cuales disponen del producto de precipitación KED descrito en la sección 2.2 y la ETP de la sección 12.5. Se define la ubicación de los puntos de control (PC), estableciendo nodos de ramificación en las estaciones hidrométricas, de ser necesario este paso se realiza mediante subcuencas subdivididas. La Tabla 6, muestra las coordenadas, los identificadores (según el OHMCV y la BanqueHydro) y la superficie de las estaciones hidrométricas seleccionadas. La selección se ha realizado en función de la información disponible para las temporadas lluviosa 2008 y 2014. Las crónicas de escorrentía observada en las diferentes resoluciones temporales (1, 2, 4 y 6 horas), se calculan a partir de la agregación temporal de la escorrentía incremental a paso de tiempo de 1 hora (obtenida de la BanqueHydro, <http://www.hydro.eaufrance.fr/>), luego de haber realizado un control de calidad visual de los datos.

Tabla 6. Ubicación y superficie de los puntos de control

id (OHMCV)	Id (BanqueHydro)	Nombre de le estación	Superficie (km ²)	Lat (lb II)	Long (lb II)
ard102	V5004010	Ardèche en Pont de Labeaume	293	1 964 773	754 996
ard103	V5014030	Ardèche en Ucel	478	1 960 500	763 387
ard105	V5014010	Ardèche en Vogue	624	1 951 259	764 859
ard106	V5054010	Ardèche en Vallon Pont d Arc	1971	1 935 110	763 345
ard201	V5004030	Ardèche en Meyras	99	1 965 166	753 371
ard301	V5015210	Volane en Vals les Bains	109	1 964 170	761 146
ard401	V5035020	Beaume en Rosieres	206	1 944 286	752 527
ard501	V5045030	Chassezac en Gravieres	499	1 937 797	739 774
gar101	V7135035	Gardon de St Jean en Saumane	101	1 903 081	714 232
gar102	V7124015	Gardon de Mialet en Mialet	219	1 903 962	726 074
gar103	V7135010	Gardon de St Jean en Corbes	262	1 898 308	730 249
gar104	V7124010	Gardon de Mialet en Generargues	244	1 898 911	730 889
gar105	V7144010	Gardon d Anduze en Anduze	542	1 896 930	732 137
gar112	V7135017	Gardon de St Jean en St Jean de Gard	154	1 901 607	723 663
gar212	V7155010	Gardon de Ales en Ales	269	1 906 980	737 950
gar311	V7164015	Gardon en Boicouran	1093	1 892 200	745 980

La Figura 46, muestra la implementación del HCHM en las resoluciones espaciales de 10, 50, 300 km². Se han diferenciado las subcuencas altas y la bajas para tratar de modelar mejor los dos mecanismos de producción identificados por C. Manus et al (2008), las subcuencas han sido categorizadas en altas (aquellas subcuencas cuya altitud predominante sea mayor o igual a 500 msnm) y bajas (aquellas subcuencas cuya altitud predominante sea inferior a 500 msnm). La resolución temporal se define en función de las resoluciones temporales estudiadas en la sección 4.2.

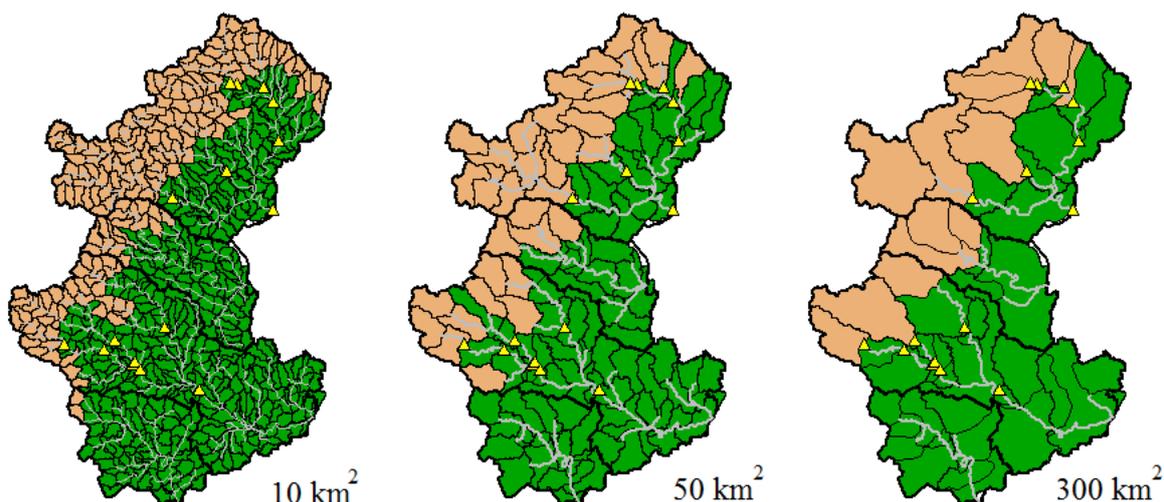


Figura 46. Definición de subcuencas y canales del HCHM para 10, 50 y 300 km². Triángulos Amarillos: Puntos de Control, Contornos negros delgados: subcuencas, Canales: líneas grises, Subcuencas altas: región marrón, Subcuencas bajas: región verde.

Los histogramas de superficies para cada subcuenca se calculan en función de las características del relieve, de la precipitación y el caudal para período de retorno 2 años. El detalle del cálculo del Histograma de Superficies se presenta en la sección 12.7.

12.7. Histograma de Superficies

El histograma de superficies (HS) se computa utilizando el modelo de isocronas del Cévennes – Vivarais (Navas and Delrieu, 2017). Se utiliza el modelo digital del terreno (MDT) de 200 metros de resolución que se muestra en la Figura 40, la precipitación de la Figura 43 y el caudal regional de período de retorno 2 años de la Figura 44. Se calcula para las cuencas del Ardèche, Cèze, Gardon y Vidourle; no obstante, para el caso de estudio se utilizan solamente los histogramas de superficies de la subcuencas del Ardèche y el Gardon.

El modelo de isocronas considera dos tipos diferentes de flujo a superficie libre: el flujo que discurre en laderas y el flujo que se da lugar en las riberas. La discriminación regional entre ladera y ribera se realiza definiendo ladera como toda aquella región con área contribuyente menor a 10km^2 (Figura 47). La discriminación se realiza con el paquete TOPMODEL (<https://cran.r-project.org/package=topmodel>).

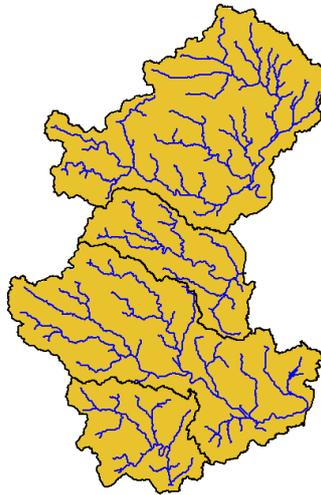


Figura 47. Identificación de las zonas de ladera y de ribera. Región Azul: riberas (criterio: área contribuyente mayor o igual a 10km^2). Región Amarilla: Laderas. Polígonos negros: divisorias de las cuencas Ardèche, Cèze, Gardon y Vidourle.

El tiempo de tránsito (T_t) necesario para que discurra el agua desde cualquier punto de la cuenca hasta la salida, se estima mediante la suma de T_t del recorrido aguas abajo (Ecuación 67).

Ecuación 67

$$T_t = (T_{tl1} + T_{tl2} + \dots + T_{tlN}) + (T_{tr1} + T_{tr2} + \dots + T_{trM})$$

Donde $T_{tl1}, T_{tl2} \dots T_{tlN}$ son los T_t 's para las N celdas del recorrido aguas abajo en la ladera y $T_{tr1}, T_{tr2} \dots T_{trM}$ son los T_t 's del recorrido en los M canales de ribera.

Para el flujo en laderas se utiliza el modelo de T_{tl} del USDA, (1986) (Ecuación 68)

$$T_{tl} = \frac{0.017(nL)^{0.8}}{P_2^{0.5}slp^{0.4}}$$

Donde n es el coeficiente de Manning que para las laderas toma el valor de 0.1 (Naulin et al., 2013), L es el ancho de la celda del MDT (200m), P_2 es la precipitación máxima acumulada para un período de 24 horas y frecuencia 2 años. Se utiliza el valor P_2 estimado por Durán-Alarcón (2016) y slp es la pendiente de la celda calculada con el MDT y la función “terrain” del paquete raster (<https://cran.r-project.org/package=raster>).

Para el flujo en riberas se utiliza la fórmula de Manning (Powell, 1960) (Ecuación 69) que permite estimar la velocidad del flujo en la ribera (V_r).

$$V_r = \frac{1}{n} R_h^{2/3} slp^{1/2}$$

Donde se consideró que n toma el valor de 0.05 en los canales, el valor fue tomado del trabajo de Naulin et al., (2013) y el radio hidráulico (R_h) puede ser escrito en términos del Área y el Perímetro Mojado de la sección transversal del canal (A_{moj} y P_{moj} respectivamente). R_h se estima con la Ecuación 70.

$$R_h = \frac{A_{moj}}{P_{moj}}$$

Para simular condiciones medias de creciente, se utiliza un caudal de período de retorno 2 años (Q_2). V_r puede escribirse en función del caudal siguiendo la Ecuación 71.

$$V_r = \frac{Q_2}{A_{moj}}$$

La sección transversal de los ríos se simplifica mediante un trapecio de pendiente lateral 1:1 y ancho de la base (b), cuya A_{moj} y P_{moj} pueden escribirse mediante la Ecuación 72 y la Ecuación 73.

$$A_{moj} = (b + y)y$$

$$P_{moj} = b + 2y$$

Donde y es el tirante o profundidad del agua.

Combinando la Ecuación 69 hasta la Ecuación 73, se obtiene la Ecuación 74, la cual no es dependiente del tirante de agua y ; sin embargo tiene tres variables hasta ahora desconocidas (b, V_r, Q_2).

Ecuación 74

$$\frac{1}{n} \left[\frac{\frac{Q_2}{V_r}}{\sqrt{b^2 + 4 \frac{Q_2}{V_r}}} \right]^{2/3} s l p^{1/2} - V_r = 0$$

Luego, b y Q_2 se parametrizan en función del área contribuyente (A , en km^2). La parametrización de b se consigue a través de la inspección de imágenes satelitales y de la aproximación utilizada por Naulin et al (2013) (Ecuación 75).

Ecuación 75

$$b = 0.04A + 21$$

La parametrización de Q_2 se obtiene a partir de la regionalización sobre 22 estaciones hidrológicas del OHMCV en función de A (Figura 44).

Con Q_2 y b estimados, V_r se computa utilizando el método de Newton en la Ecuación 74. Finalmente, T_{tr} se determina con la Ecuación 76.

Ecuación 76

$$T_{tr} = \frac{L}{V_r}$$

La Figura 48 muestra el T_t desde cualquier punto de las cuencas hasta el punto de cierre aguas abajo. El T_c en cada cuenca equivale al máximo valor de T_t . Es interesante el contraste que existe entre el Gardon y el Ardèche, donde con superficies similares se observan características hidrológicas muy diferentes. Por un lado el Ardèche es una cuenca muy bien drenada con el factor de forma³⁵ cercano a 1 y pendientes elevadas en la parte alta de la cuenca. Por el contrario, el Gardon no posee una ramificación de drenajes tan rica como el Ardèche; sus pendientes son menos pronunciadas y su factor de forma está en el orden de 0.5. Estas características sustentan el hecho de que el T_c del Gardon sea mayor al del Ardèche.

³⁵ Factor de forma: es el cociente del área de la cuenca entre el cuadrado de la longitud del cauce principal (Zăvoianu, 1985).

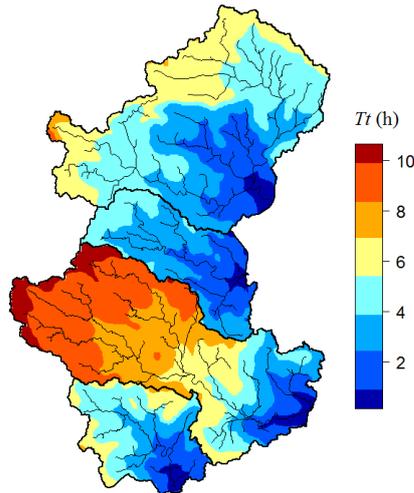


Figura 48. Tiempo de tránsito para las cuencas: Ardèche hasta Vallon Pont d’Arc, Cèze hasta Tharoux, Gardon hasta la confluencia con l’Alzon (inclusive) y el Vidourle hasta Sommières.

Para obtener el histograma de superficies (HS) en las subcuencas se hace el cambio de la referencia temporal de la Figura 48 hasta cada salida de la subcuenca y luego se calcula el histograma de superficies. La Figura 49 muestra el HS para el Ardèche en Meyras, cuenca caracterizada por un T_c inferior a 2 horas.

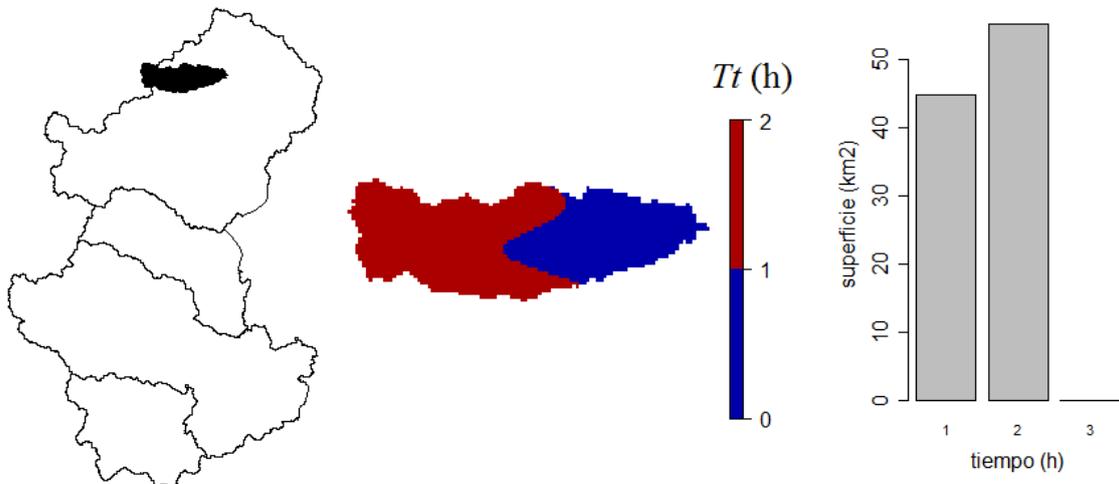


Figura 49. Histograma de Superficie de 1h para el Ardèche en Meyras (98.8 km^2). Panel izquierdo: posición relativa. Panel central: Tiempo de tránsito. Panel derecho: Histograma de Superficie.

12.8. Número de curva

La regionalización del número de curva (CN) se realiza utilizando la información raster del uso del suelo que se presenta en la sección 12.2 (Figura 42) y las tablas del ANEXO 2. Cómputo del número de curva. Para considerar la incertidumbre en los valores del CN en la implementación práctica del modelo hidrológico, se considerara un coeficiente multiplicativo

(uniforme en toda la región), el cual será presentado más adelante en la sección 13.1. La Figura 50, muestra el número de curva para cada subcuenca en las resoluciones de 10, 50 y 300 km². Se observa que la región urbana de Alès, ubicada en el centro de Gardon posee los mayores valores de CN.

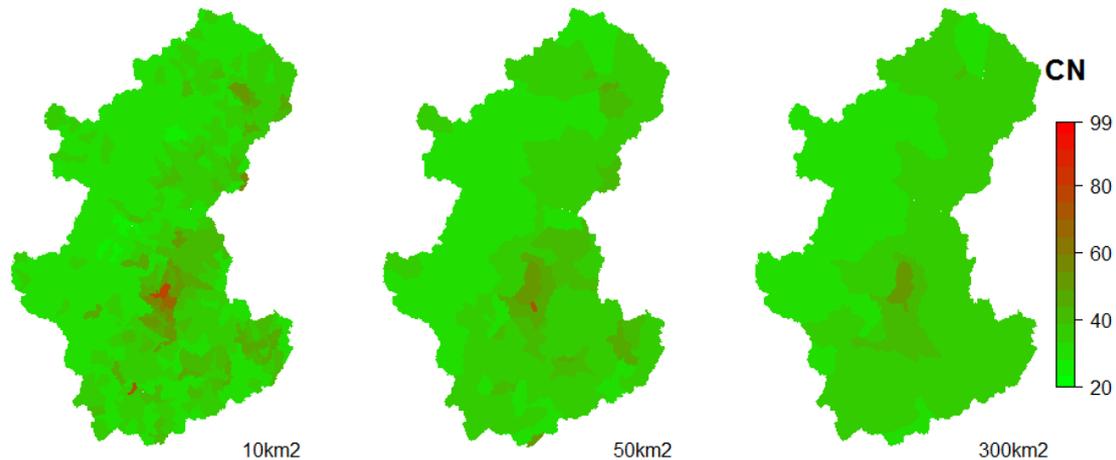


Figura 50. Regionalización del Número de Curva en función de la resolución espacial del HCHM (sólo se muestran las resoluciones de 10, 50 y 300km²). Panel izquierdo: 10km², Panel central: 50km². Panel derecho: 300km².

12.9. Tiempo de tránsito en canales

El tiempo de tránsito en canales (C), es el tiempo en el cual se desplaza la onda de la creciente desde la entrada hasta la salida del canal y se define con apoyo de la Figura 48. Al igual que el número de curva, para considerar la incertidumbre de los parámetros en la implementación práctica del modelo, se considera un factor multiplicativo del coeficiente de proporcionalidad, que será aplicado de manera uniforme en todos los canales. El factor multiplicativo del coeficiente de proporcionalidad será presentado más adelante en la sección 13.1. La Figura 51 muestra el cálculo de C para el tramo que corresponde al Chassezac aguas abajo de su confluencia con el Borne hasta Gravieres.

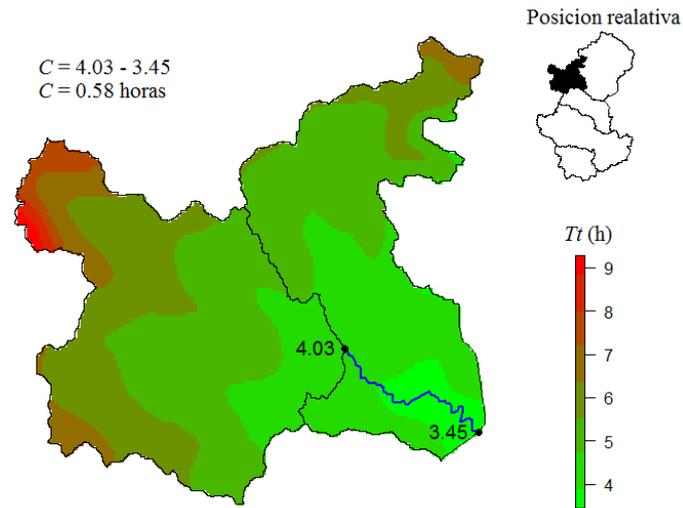


Figura 51. Ilustración del cálculo del tiempo de tránsito en canales para el tramo del Chassezac desde su confluencia con la Borne hasta Gravieres

13. MÉTODOS APLICADOS EN LAS EXPERIENCIAS DE SIMULACIÓN HIDROLÓGICA

Esta sección ofrece una descripción de las 5 experiencias realizadas con el HCHM. Para seguir la misma numeración que el Capítulo II, se han numerado de la 4^{ta} a la 8^{va}. La cuarta experiencia trata sobre el análisis de sensibilidad y la reducción del número de parámetros. La quinta experiencia aborda la transferibilidad de los parámetros entre dos temporadas lluviosas diferentes. La sexta experiencia toca la calidad de la estimación en función de: la superficie de los puntos de control (PC), el evento de creciente y la severidad de la escorrentía en los PCs. En la séptima experiencia, se estudia la propagación de la incertidumbre de la precipitación, la propagación de la incertidumbre paramétrica y la propagación del efecto combinado de la incertidumbre de la precipitación y la paramétrica. La octava experiencia describe el efecto del uso de información hidrometeorológica en una escala espacio – temporal diferente a la resolución espacio – temporal del modelo. El detalle de cada experiencia, así como de las técnicas de análisis empleadas, se presentan de la sección 13.1 a la sección 13.4.

13.1. Cuarta experiencia. Análisis de sensibilidad y reducción del número de parámetros

El análisis de sensibilidad se realiza para responder la pregunta de: *¿Cuál es el grado de influencia de los parámetros del modelo en la respuesta hidrológica?* Un indicador del grado de influencia de cada parámetro, según el método de GSA, lo ofrece la sensibilidad (sección 10.3, Figura 36); y puede ser usado para simplificar el número de parámetros del modelo hidrológico fijando a un valor constante los parámetros que tengan poca influencia en la respuesta del modelo.

Para realizar el análisis de sensibilidad se genera un conjunto de juegos de parámetros (*CJP*) de 1500 muestras de cada parámetro mediante el muestreo con el Hyper Cubo Latino (LHS de Latin Hyper Cube Sampling). Se utiliza el paquete estadístico pse: *Parameter Space Exploration with Latin Hypercubes* (<https://CRAN.R-project.org/package=pse>). En éste paso, se considera que los parámetros siguen distribuciones uniformes dentro del rango definido en la Tabla 7.

Tabla 7. Parámetros del modelo

Abreviación	Parámetro	Unidades	Rango
<i>B</i>	Coefficiente de agotamiento	-	0 – 2
<i>B2</i>	Coefficiente de permeabilidad	m/d	4.2e-5 – 4.2
<i>C_C</i>	Coefficiente multiplicativo de <i>C</i> *	-	<i>C</i> * [0.5 – 1.5]
<i>C_{CN}</i>	Coefficiente multiplicativo del <i>CN</i> *	-	<i>CN</i> * [0.5 – 1.5]
<i>CN_{max}</i>	Número de curva máximo	-	<i>CN</i> – 100
<i>CV_{sc}</i>	Coefficiente de velocidad en subcuencas	-	0.5 – 1.5
<i>kc</i>	Constante de almacenamiento en canales	h	0 – 0.5
<i>K_{sc}</i>	Constante de almacenamiento en subcuencas	-	0 – 1
<i>Q_{bmin}</i>	Caudal de base mínimo	mm/km2	0 – 0.02
<i>T_{dry}</i>	Período seco	h	6, 12, 18, 24

Para considerar la incertidumbre de los parámetros *C* y *CN* se multiplica los valores estimados a priori (secciones 12.8 y 12.9) por los coeficientes multiplicativos *C_C* y *C_{CN}* respectivamente. Nótese según la Ecuación 58, que el parámetro *CV_{sc}* del modelo hidrológico funciona de manera análoga a los coeficientes *C* y *CN* (i.e. es un factor multiplicativo).

Seguidamente se ejecuta el modelo de septiembre a diciembre en la temporada lluviosa de 2014, con la precipitación determinística y el *CJP*. La evaluación de cada simulación se realiza en función de la eficiencia según Nash – Sutcliffe (*NSE*) (Ecuación 37) en todo el período, utilizando la Función Costo regional (*FC_R*) que se presenta en la Ecuación 77.

Ecuación 77

$$FC_R(i, FC) = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J FC(i, j)$$

Donde el término *FC* toma la forma de cada función objetivo, *i* es el número del conjunto de parámetros y *J* es el número de puntos de control. Igualmente, a modo comparativo también se realiza el mismo análisis utilizando dos criterios adicionales de similitud, el primero con respecto al pico y el segundo la similitud con respecto al volumen total de la creciente (PE, VTE, Ecuación 40, Ecuación 42, respectivamente). Nótese que al aplicar la *FC_R* en las diferentes resoluciones temporales el tamaño de los datos cambia (e.g. la resolución de 2, 4 y 6 horas tendrán 1/2, 1/4, y 1/6 del tamaño de la resolución de 1 hora respectivamente), y el valor de la *FC_R* pudiese verse afectada también. Esto representa una limitante al momento de comparar los resultados del modelo en diferentes resoluciones temporales. Para resolver este problema en la séptima experiencia (sección 13.4) se trata el tema de downscaling.

Seguidamente, se ejecuta una primera simulación para realizar el análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo. El análisis de sensibilidad se realiza con el método expuesto en la sección 10.3 (Figura 36), utilizando el valor de 0.6 de *NSE* (regional) como umbral³⁶, para los parámetros aceptados y no aceptados en las 20 resoluciones espacio - temporales. Desde un

³⁶ Según la calificación del valor de *NSE* que ofrece Molnar (2011), los valores de *NSE* superiores a 0.6 ofrecen de muy buena a excelente similitud.

punto de vista multi-escala y multi-objetivo, es interesante plantear la interrogante de si: *¿el grado de influencia de cada parámetro depende de la escala espacio-temporal de trabajo o del objetivo de la simulación?*

Para controlar el tamaño del CJP que será utilizado en las siguientes experiencias de simulación (secciones 13.2, 13.3, 13.4, 13.5); se genera un segundo CJP, utilizando nuevamente el LHS. En esta oportunidad se ajustan distribuciones probabilísticas de potencia exponencial a los parámetros que han sido previamente aceptados según la Ecuación 78.

Ecuación 78

$$p(x) = \frac{2}{kappa^{\left(\frac{1}{kappa}\right)} Gamma\left(1 + \frac{1}{kappa}\right) sigma} * \exp\left(-\frac{|x - mu|^{kappa}}{kappa sigma^{kappa}}\right)$$

Donde mu, sigma y kappa son los parámetros de posición, escala y forma y son estimados con el paquete “normalp” del software R (<https://cran.r-project.org/web/packages/normalp/>). La distribución de potencia exponencial ha sido seleccionada porque es capaz de modelizar desde la distribución uniforme hasta la doble exponencial pasando por la normal. El tamaño del CJP es fijado en 50, el cual es un tamaño acorde con el número de perturbaciones de precipitación (Capítulo II, sección 4.3 y 5.3).

13.2. Quinta experiencia. Transferibilidad de los parámetros entre temporadas lluviosas

Para responder la pregunta de si *¿Los parámetros pueden ser transferidos de una temporada lluviosa a otra?* se estudia el cambio en la calidad de la estimación del modelo entre la simulación con la parametrización optimizada y la transferida de temporadas lluviosas diferentes. En esta experiencia, ha sido incluida la incertidumbre de la precipitación y de los parámetros, a través de 50 realizaciones de precipitación, obtenidas a partir del generador estocástico (Capítulo II, sección 4.3 y 5.3) y de 50 juegos de parámetros (sección 13.1). Los períodos de estudio son: las temporadas lluviosas de septiembre a diciembre 2008 y 2014. Para inicializar la contabilidad de humedad, el modelo se ejecuta a partir del mes de agosto, tanto en 2008 como en 2014. La sección 14.2 presenta los resultados en términos de *NSE*, *QPE* y *VTE* de:

- a) La simulación del año **2008** con la parametrización **optimizada** del año 2008 (*s08opt*).
- b) La simulación del año **2008** con la parametrización **transferida** del año 2014 (*s08trn*).
- c) La simulación del año **2014** con la parametrización **optimizada** del año 2014 (*s14opt*).
- d) La simulación del año **2014** con la parametrización **transferida** del año 2008 (*s14trn*).

Con el fin de observar posibles cambios en los parámetros que den un indicio de estabilidad o dinamismo, se realiza una comparación de los parámetros optimizados y transferidos de las temporadas 2008 y 2014.

13.3. Sexta experiencia. Calidad de la estimación en función de la superficie de los puntos de control y de la severidad del evento

El estudio de la calidad de estimación se realiza a partir de las simulaciones con los 50 juegos de parámetros optimizados de las temporadas lluviosas de 2008 y 2014 utilizando 50 realizaciones de precipitación, obtenidas a partir del generador estocástico (Capítulo II, sección 4.3 y 5.3) para producir un total de 2500 realizaciones de escorrentía simulada. Considerando que el HCHM es una nueva herramienta que permite estimar la escorrentía a partir de la lluvia, es oportuno realizar un primer análisis subjetivo, que se base en la observación de los hidrogramas observados y simulados, con miras a identificar si el HCHM logra reproducir de manera aceptable el hidrograma de creciente. De esta manera, se dará una respuesta preliminar a la interrogante de si *¿Es el HCHM una herramienta fiable de modelización lluvia – escorrentía?*

Con el conocimiento de: A) que la función de transferencia ha sido desarrollada considerando el T_{base} del hidrograma de escorrentía directa constante, el cual ha sido calculado a partir de los valores de precipitación y caudal equivalentes a los valores máximos de período de retorno 2 años (sección 12.7); y B) que según estudios anteriores T_{base} es inversamente proporcional a la intensidad de la precipitación (Ding, 1974). Surge la pregunta de si *¿Es la calidad de estimación lluvia – escorrentía equivalente entre los diferentes eventos?* Para responder la pregunta, se aplica las 3 FC_R empleadas en la primera experiencia, con la variante de que se evalúa a la escala de cada evento de creciente y no en toda la temporada lluviosa. Anticipándose a una posible respuesta negativa de la pregunta anterior, se tiene el interés de responder la inquietud de: *¿Cuáles factores pudiesen explicar eventuales diferencias en la calidad de estimación lluvia – escorrentía entre eventos?* La Tabla 8, muestra las fechas de inicio y fin de cada evento de creciente y los valores de precipitación máxima para la resolución de 10 km² y 1h (P1), la precipitación máxima total del evento a resolución de 10 km² (P2), la precipitación total promedio en la región (P3), estos valores pudiesen ser utilizados más adelante para plantear hipótesis que expliquen las diferencias en términos de calidad de las simulaciones entre eventos.

Tabla 8. Precipitación máxima de 1 hora y 10 km² (P1), precipitación máxima total para 10km² (P2) y precipitación total promedio en una superficie de 5000 km² (P3) en los eventos de creciente de las temporadas lluviosas 2008 y 2014.

Evento	Inicio	Fin	P1 (mm)	P2 (mm)	P3 (mm)
1	21/10/2008	27/10/2008	86.0	502.1	137.5
2	28/10/2008	20/11/2008	69.9	686.1	289.5
3	13/12/2008	21/12/2008	15.2	118.8	73.7
4	17/09/2014	23/09/2014	131.1	492.4	238.4
5	09/10/2014	15/10/2014	75.0	683.0	235.9
6	02/11/2014	08/11/2014	45.0	399.8	146.5
7	13/11/2014	19/11/2014	44.3	217.7	89.5
8	26/11/2014	02/12/2014	27.9	232.8	121.2

Sabiendo que: A) la precipitación total es sólo una fracción de la escorrentía directa (sección 6.2); B) la magnitud de la escorrentía directa depende en gran parte del uso del suelo y de las condiciones de humedad (Kent, 1971); y C) la magnitud de la escorrentía directa define la velocidad del flujo superficial (Manning, 1891). Es bueno preguntar si: *¿será más adecuado explicar la variación del tiempo de base del hidrograma unitario en función de la magnitud del flujo superficial y no en términos de la intensidad de precipitación utilizada en los trabajos de Chen y Singh (1986) y Ding (1974) Ahora bien, conociendo que la magnitud del flujo superficial puede expresarse en términos de severidad, a través de modelos probabilísticos (sección 12.4), es conveniente reformular la pregunta anterior de la siguiente manera: ¿Pudiese estar relacionada la calidad de la estimación lluvia – escorrentía en función de la severidad del evento de creciente?* Para dar respuesta a esta interrogante se clasifican los valores de la *FCr* en función del período de retorno del caudal de punta de cada evento de creciente. El período de retorno se calcula utilizando los modelos probabilísticos que se presentan en el (ANEXO 1. Frecuencia de caudales máximos instantáneos). Seguidamente se observa la relación calidad de la estimación vs severidad del evento de creciente.

La resolución espacio – temporal de la precipitación debe estar adaptada a la dinámica de la cuenca, se sugiere que la resolución temporal debe estar en el orden de 1/4 a 1/3 de T_{lag} ; de manera análoga, la resolución espacial se puede considerar una fracción de la distancia de decorrelación para la resolución temporal seleccionada (e.g. Berne et al., 2004; Delrieu et al., 2014c); además, T_{lag} es dependiente de la superficie de la cuenca (USDA, 1986). Según lo antes expuesto: *¿Pudiese estar relacionada la calidad de la estimación lluvia – escorrentía en función de la superficie del punto de control?* Para responder la interrogante, se clasifican los valores de las *FC* en función de la superficie del punto de control y se observan y analizan las posibles tendencias.

13.4. Séptima experiencia. Influencia de la desagregación espacio – temporal de la precipitación en la calidad de la simulación lluvia – escorrentía.

Se discutió anteriormente que una de las aplicaciones de la simulación lluvia – escorrentía, es la mitigación de los efectos que producen las crecidas repentinas (sección 7.2). Se mencionó como ejemplo el RIWS (Road Inundation Warning System), el cual utiliza el software CINECAR, aplicado en la cuenca del Gardon. Desde un punto de vista global (a nivel mundial), se puede decir que: la escala de la precipitación viene predefinida por la institución que provee el producto de precipitación; y no siempre la escala es acorde con la resolución del modelo. En esos casos, antes de hacer la simulación lluvia – escorrentía, es necesario hacer la agregación o desagregación del producto de precipitación (upscaling o downscaling respectivamente). Considerando que por lo general la resolución del modelo es menor que la resolución de la precipitación; en esta sección se realiza una experiencia para observar *¿Cómo influencia la resolución espacio – temporal de la precipitación la calidad de la simulación lluvia – escorrentía?*

Para ello, se utiliza la Herramienta de Cómputo Hidrológico a Mesoescala (HCHM), en la resolución de 10km^2 y 1 h; y se alimenta con el producto de precipitación que ha venido siendo utilizado a lo largo de todo el trabajo, en 20 escalas espacio – temporales (la escala de 10km^2 y 1 h no tiene desagregación espacio temporal, sus resultados se presentan sólo como un valor de referencia). Para hacer el downscaling espacio – temporal, se ha considerado que la precipitación está uniformemente distribuida en espacio y tiempo. Bajo esta hipótesis se siguen dos pasos: 1) se distribuye uniformemente en el espacio, asignando el mismo valor de precipitación de las resoluciones de 50, 100, 200 y 300 km^2 , a las subcuencas de 10 km^2 que están contenidas en ellas; y 2) se distribuye uniformemente en tiempo, dividiendo la precipitación entre la resolución temporal (en horas). Para evitar los posibles efectos que pudiese introducir la transferencia de la parametrización del HCHM, obtenida para la precipitación de resolución 10km^2 y 1 h (sección 14.1), que ha sido optimizada para la precipitación de la misma escala; se repite el proceso de optimización de los parámetros, en las 19 desagregaciones espacio – temporales, mediante LHS y el ajuste a distribuciones gaussianas (sección 13.1).

Para el análisis se utilizan las 3 funciones costo (NSE, PE y VTE) definidas en la sección 10.1, bajo una aproximación regional utilizando la Función Costo Regional (FCr) (Ecuación 77). No obstante, es interesante plantear si: *¿tendrá una tendencia el efecto de la desagregación espacio – temporal en función de la superficie del punto de control?* Para responder la inquietud, se clasifican las estaciones en función de la superficie del punto de control (Tabla 9) y se limita el uso de la FCr en función de las estaciones contenidas en cada clase. Los resultados se presentan en términos del valor promedio de la FCr y su variación, representada por el percentil 75 menos el percentil 25 ($Q75 - Q25$).

Tabla 9. Clasificación de los puntos de control en función de la superficie contribuyente.

Clase	Nombre	Superficie (km ²)
I (99 - 154 km ²)	Ardèche en Meyras	99
	Gardon de St Jean en Saumane	101
	Volane en Vals les Bains	109
	Gardon de St Jean en St Jean de Gard	154
II (206 - 293km ²)	Beaume en Rosieres	206
	Gardon de Mialet en Mialet	219
	Gardon de Mialet en Generargues	244
	Gardon de St Jean en Corbes	262
	Gardon de Ales en Ales	269
	Ardèche en Pont de Labeaume	293
III (478 - 1971km ²)	Ardèche en Ucel	478
	Chassezac en Gravieres	499
	Gardon d Anduze en Anduze	542
	Ardèche en Vogue	624
	Gardon en Boicouran	1093
	Ardèche en Vallon Pont d Arc	1971

13.5. Octava experiencia. Propagación de la incertidumbre en la modelización lluvia – escorrentía.

Gracias a observaciones de escorrentía en diferentes puntos de control, las experiencias anteriores han permitido conocer la habilidad del modelo para simular los hidrogramas de creciente. Ahora que se tiene confianza de la nueva herramienta de cálculo, el HCHM va a ser utilizada para responder *¿En qué forma se propaga la incertidumbre de la precipitación y la incertidumbre paramétrica del modelo en la simulación lluvia - escorrentía?* La experiencia se desarrolla con el modelo en la resolución de 10 km² y 1 h, sobre una gama de nodos de ramificación o puntos no aforados (*ungauged basins*, Figura 37), con superficies entre 10 hasta 300 km², utilizando como entradas de precipitación las realizaciones generadas en la sección 5.3 (temporada lluviosa 2014) y como parámetros el conjunto de juegos de parámetros optimizados, obtenidos en la sección 14.1.

Para el análisis se introduce el índice de propagación de la incertidumbre (*AMP*, Ecuación 79). *AMP* es el cociente del coeficiente de variación de la escorrentía (*CV_Q*) entre el coeficiente de variación de la precipitación (*CV_P*, Ecuación 36). *CV_Q* se calcula de la misma manera que *CV_P* (desviación estándar entre la media), pero utilizando la variable de escorrentía (en forma incremental). *AMP* da una idea del grado de atenuación o amplificación de la variabilidad de los resultados en función de la variabilidad de la precipitación.

$$AMP = \frac{CV_Q}{CV_P}$$

Para estudiar por separado la propagación de la incertidumbre de la precipitación (*AMP1*), la propagación de la incertidumbre paramétrica (*AMP2*) y el efecto combinado de la incertidumbre de la precipitación y la incertidumbre paramétrica (*AMP3*); se introducen los coeficientes CV_{Q1} , CV_{Q2} y CV_{Q3} los cuales representan los coeficientes de variación de la escorrentía debido a cada fuente de incertidumbre (precipitación, parametrización y ambas combinadas respectivamente). CV_{Q1} es calculado con la Ecuación 80, CV_{Q2} con la Ecuación 81 y CV_{Q3} se calcula con la Ecuación 82.

$$CV_{Q1} = \frac{\sum_{j=1}^J \frac{sd_Q(\forall i, j)}{\bar{Q}(\forall i, j)}}{J}$$

$$CV_{Q2} = \frac{\sum_{i=1}^I \frac{sd_Q(i, \forall j)}{\bar{Q}(i, \forall j)}}{I}$$

$$CV_{Q3} = \frac{sd_Q(\forall i, \forall j)}{\bar{Q}(\forall i, \forall j)}$$

Donde i son las simulaciones que corresponden a la realización de precipitación i , j son las simulaciones que corresponden al conjunto de parámetro j ; I e J son el número de realizaciones de precipitación y conjuntos de parámetros respectivamente. El símbolo \forall indica “en todos los elementos del conjunto”.

Nótese que el cambio de la Ecuación 80 con respecto a la Ecuación 81, es en la forma en que se aplica el promedio del coeficiente de variación. Por ejemplo, para considerar solamente el efecto de la propagación de la incertidumbre paramétrica, se promedia CV evaluada en cada realización de precipitación. Luego *AMP1*, *AMP2* y *AMP3* quedan definidas por CV_{Q1} , CV_{Q2} y CV_{Q3} respectivamente.

Se limita el análisis utilizando el umbral de $\frac{1}{4}$ del caudal de punta de período de retorno 2 años. Esto se realiza a fin de evaluar solamente la parte alta de los hidrogramas de crecientes, la cual contiene una mayor fracción proveniente de la escorrentía superficial.

14. RESULTADOS Y ANÁLISIS

14.1. Análisis de sensibilidad y reducción del número de parámetros del modelo

Recordando que el análisis de sensibilidad se realiza para responder la pregunta de: *¿Cuál es el grado de influencia de los parámetros del modelo en la respuesta hidrológica?* (Sección 13.1) y el interés de dar respuesta a la interrogante tiene el objetivo de reducir el número de parámetros del *HCHM*, eliminando los parámetros que tengan menor influencia y conservando sólo un grupo de parámetros principales. Ésta sección presenta los resultados y el análisis con respecto a éste particular.

Antes de presentar los resultados del análisis de sensibilidad, se considera conveniente ilustrar las distribuciones de probabilidad acumulada de los parámetros aceptados y no aceptados. La Figura 52, contiene las distribuciones de probabilidad acumulada de los valores aceptados y no aceptados del coeficiente multiplicativo del número de curva (C_{CN}) y del coeficiente de agotamiento (B). Para la diferenciación entre los valores aceptados y no aceptados ha sido utilizado el umbral de 0.6 de NSE y se ha marcado la máxima diferencia entre las dos distribuciones de C_{CN} , la cual representa el valor de sensibilidad de ese parámetro. En la parte inferior de la Figura 52, se presenta el histograma de los valores aceptados. Se observa que C_{CN} es más sensible que el parámetro B debido a que la distancia máxima entre ambas distribuciones es mucho mayor en C_{CN} . A su vez, se puede decir que los valores aceptados del parámetro C_{CN} se acercan “relativamente” a una distribución normal y el parámetro B a una distribución uniforme, lo que indica que los parámetros aceptados pudiesen ajustarse a distribuciones probabilísticas diferentes. Más allá de la sensibilidad, este análisis también permite definir los límites de variación de los parámetros sensibles; e.g. el parámetro C_{CN} se observa que varía aproximadamente entre 0.7 y 1.1. Más adelante se mostrará el ajuste a la distribución probabilística de potencia exponencial de los parámetros aceptados (Ecuación 78).

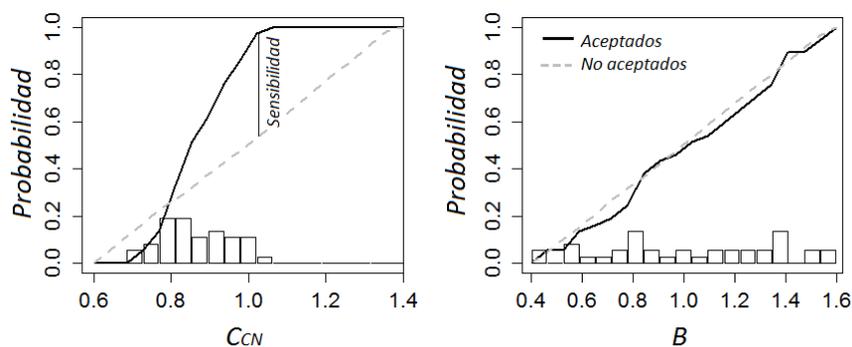


Figura 52. Distribución de probabilidad acumulada para el parámetro multiplicativo del número de curva (C_{CN} , panel izquierdo) y el coeficiente de agotamiento (B , panel derecho) en la resolución de 10 km^2 y 60 min (valores del parámetro que da lugar a las simulaciones aceptadas: línea negra continua, valores del parámetro que da lugar a las simulaciones no aceptados: línea gris discontinua) e histograma de los valores del parámetro que dan lugar a las simulaciones aceptadas (barras).

La Figura 53, expone los resultados de las 20 resoluciones de trabajo con tres criterios de similitud utilizados. **Se ha verificado que los parámetros aceptados no tienen correlación entre ellos**, este hecho permite realizar un muestreo independiente de cada parámetro que sigue cada distribución probabilística (tal como lo requiere el método de LHS). Destaca que **la sensibilidad de cada parámetro cambia según la función costo que se utiliza y la resolución de trabajo**. Con un umbral de sensibilidad establecido en 0.2, se tiene que:

- *Nash - Sutcliffe (NSE)* presenta 3 parámetros sensibles principales que son C_{CN} , CV_{sc} , y K_{sc} .
- El *Caudal de punta (PE)* muestra solamente C_{CN} y K_{sc} .
- El *Volumen total (VTE)* tiene 2 parámetros sensibles C_{CN} y $B2$.

Se recuerda al lector que $B2$ es el coeficiente de permeabilidad del suelo el cual controla en buena parte el caudal de base, C_{CN} es un parámetro multiplicativo del número de curva, CV_{sc} es el coeficiente de velocidad de subcuena, el cual ajusta la escala temporal del histograma de superficies y K_{sc} es la constante de almacenamiento en las subcuenas. Llama la atención que entre los 4 parámetros principales, no figura ningún parámetro que derivado de los cauces. Se pudiese plantear la hipótesis de que las características de las crecientes kársticas de la región Cevenol son las que pudiesen originar la poca sensibilidad del modelo a los parámetros propios de los cauces, ya que el flujo subsuperficial es predominante; no obstante esta hipótesis va en contracorriente de estudios antecedentes: e.g. Naulin et al., (2013), que considera importante el ancho de los cauces.

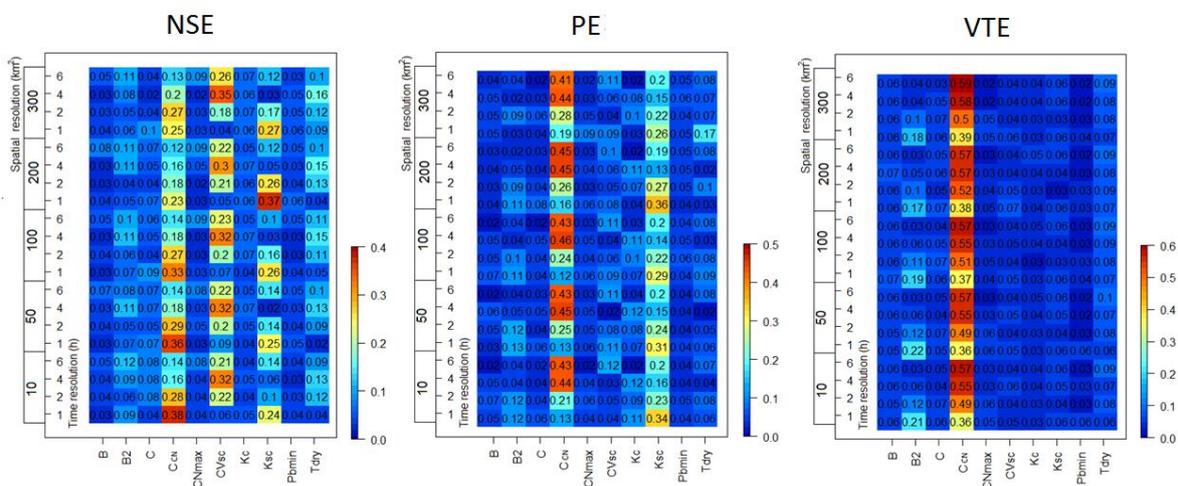


Figura 53. Sensibilidad de los parámetros del HCHM según los criterios de NSE (panel izquierdo), PE (panel central) y VTE (panel derecho).

La diferencia en cuanto a los parámetros sensibles en función del objetivo de la simulación puede explicarse debido a los procesos hidrológicos; i.e. cuando el objetivo de la simulación es el volumen total, el proceso de producción (dominado por C_{CN} y $B2$) es más importante que el proceso de transferencia. Por el contrario, cuando el objetivo es simular la forma del hidrograma y el caudal de punta, el proceso de transferencia (dominado principalmente por CV_{sc} y K_{sc}) ejerce un peso más significativo que el proceso de producción. Es interesante que

cuando el objetivo es la forma del hidrograma (*NSE*), se obtiene el mayor número de parámetros sensibles que logran representar la dinámica de la creciente. En contraparte, cuando solamente interesa la magnitud de la creciente a través del caudal de punta; el coeficiente CV_{sc} no es estrictamente necesario, ya que es un parámetro que controla el tiempo en que ocurre el pico del hidrograma simulado (en su mayor parte).

Un análisis similar (en base a los procesos hidrológicos predominantes), se puede realizar para explicar la variación de la sensibilidad de los parámetros en función de la resolución del modelo. Se mostró anteriormente que existe un dominio definido por la escala espacio – temporal en los procesos hidrológicos (sección 8, Figura 32). Para resoluciones espacio – temporales finas existe predominancia de la escorrentía superficial, mientras que para resoluciones más gruesas prevalece la escorrentía proveniente de flujo subsuperficial (a través de la exfiltración). Por ejemplo, se observa que la sensibilidad de los parámetros C_{CN} y K_{sc} , con *NSE* como criterio (Figura 53, panel izquierdo), es mayor en las resoluciones espacio – temporales finas; y para la sensibilidad del parámetro CV_{sc} ocurre lo contrario, es mayor en las resoluciones gruesas. CV_{sc} , es un parámetro adimensional de tipo multiplicativo que ajusta las ordenadas del hidrograma unitario (U) en función de la resolución temporal. Su dependencia a la resolución temporal se explica debido a: que en resoluciones gruesas de trabajo el ajuste del hidrograma unitario será mayor (Ecuación 59), i.e. un ajuste de 1.5 a una resolución de 1 hora significa desplazar el pico del hidrograma 1 hora a la derecha, por el contrario, para una resolución de 6 horas significa un desplazamiento de 9 horas. Por otra parte, llama la atención que cuando el objetivo de la simulación es el caudal de punta o el volumen total (*PE*, *VTE* Figura 53, panel central y derecho respectivamente), el comportamiento de la sensibilidad del parámetro C_{CN} cambia y es más sensible hacia las resoluciones espacio – temporales gruesas. Esto muestra que la sensibilidad del parámetro está relacionada tanto con la resolución espacio – temporal del modelo como con el objetivo de la simulación. Antes de concluir el análisis, se subraya que las funciones utilizadas (*NSE*, *PE* y *VTE*) son de carácter regional, las cuales resumen el comportamiento promedio en una gamma de puntos de control con superficies desde 100 hasta 2000 km²; i.e. no ha sido considerado el efecto de la superficie de la cuenca, ni la ubicación de los puntos de estimación ya que el objetivo de carácter regional.

La Figura 54 muestra el ajuste de los parámetros principales obtenidos según el método de GSA (sección 10.3, Figura 36), a la distribución probabilística de potencia exponencial para la resolución de 100 km² y 1 h.

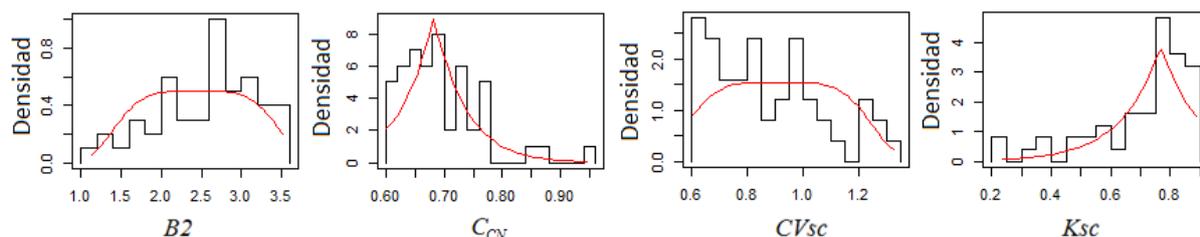


Figura 54. Ajuste de los parámetros principales a la distribución probabilística de potencia exponencial (línea roja) obtenidos mediante GSA (histograma) para la resolución espacial de 100km^2 y 60min en la parte alta del Ardèche.

A la luz de los resultados de esta sección, se ha aceptado simplificar el modelo utilizando solamente 4 parámetros sensibles obtenidos a partir de los tres criterios, esto es: CV_{sc} , K_{sc} , C_{CN} , y $B2$. La simplificación del software hidrológico, se realiza desde un punto de vista práctico, para conseguir un cómputo eficiente en las experiencias que se presentarán en las secciones 13.2, 13.5, 13.4, 14.2, 14.3, 14.5 y 14.4. La incertidumbre de los 6 parámetros restantes no será considerada y se utilizará el valor promedio obtenido de las distribuciones empíricas de los parámetros aceptados (Tabla 10).

Tabla 10. Valores promedios de los parámetros poco sensibles.

Resolución espacial (km^2)	Resolución temporal (h)	B	C_C	CN_{max}	kc	Q_{bmin}	T_{dry}
10	1	0.98	0.99	92	0.25	0.010	12
50		0.98	0.99	92	0.25	0.010	12
100		1.00	1.00	92	0.25	0.010	12
200		0.98	1.00	92	0.25	0.010	12
300		0.98	0.99	92	0.25	0.010	12
10	2	0.99	0.99	92	0.25	0.010	18
50		1.00	1.00	92	0.25	0.010	18
100		0.99	1.00	92	0.25	0.010	18
200		1.01	1.00	92	0.25	0.010	18
300		0.99	1.00	92	0.25	0.010	18
10	4	1.02	0.96	92	0.24	0.010	18
50		1.01	0.97	92	0.25	0.010	18
100		1.01	0.99	92	0.24	0.010	18
200		1.00	1.00	92	0.25	0.010	18
300		1.07	0.99	92	0.25	0.010	18
10	6	1.02	0.96	92	0.25	0.010	18
50		1.05	0.97	92	0.25	0.010	18
100		1.02	0.97	92	0.24	0.010	18
200		1.04	0.99	92	0.24	0.010	18
300		1.05	0.98	92	0.23	0.010	18

14.2. Transferibilidad de los parámetros de una temporada lluviosa a otra

Para responder si *¿Los parámetros pueden ser transferidos de una temporada lluviosa a otra?* en esta sección se estudia el cambio en la calidad de la estimación del modelo entre la simulación con la parametrización optimizada y la transferida entre las temporadas lluviosas de 2008 y 2014. El detalle de los criterios de análisis ha sido presentado en la sección 13.2.

La Figura 55 muestra la evolución de los criterios Nash – Sutcliffe (*NSE*), la similitud con respecto al caudal de punta (*PE*) y al volumen total (*VTE*) de la temporada lluviosa de 2008 y 2014, en las 20 resoluciones espacio – temporales estudiadas. Se puede decir que **la transferencia de los parámetros disminuye ligeramente el valor de *NSE* y aumenta su variación** (Figura 55, panel superior). Se considera oportuno recordar que la optimización de los parámetros ha sido realizada solamente en base a la función costo regional utilizando el criterio de *NSE*. **Las simulaciones con parámetros optimizados y transferidos tienen un valor central de *PE* relativamente equivalente entre ellas** (Figura 55, panel central). No obstante, la variación de *PE* al utilizar los parámetros transferidos disminuye en la temporada 2008 y aumenta en la temporada 2014. Ésta aparente incongruencia pudiese tener su origen en que la optimización de los parámetros se realiza en función de *NSE* y no de *PE*; además *PE* es un indicador del grado de similitud que se basa únicamente en el caudal de punta de cada evento hidrológico y no en la crónica completa como lo hace *NSE*. De la misma manera, pudiesen existir diferencias desde el punto de vista hidrometeorológico, que favorecerían a aumentar o disminuir su variación (e.g. heterogeneidad espacio-temporal de la precipitación). **Para el indicador *VTE* existe una marcada mejora, en el sentido que aumenta el grado de similitud y se reduce su variación.** Para explicar esto, se recapitula la sección 14.1, donde se mostró que el parámetro C_{CN} es muy sensible cuando el objetivo de la simulación es el volumen total (Figura 53, *VTE*); ahora bien, se puede decir que el alto grado de sensibilidad a C_{CN} y la diferencia entre los valores transferidos y optimizados (que será mostrada más adelante en la Figura 56), explican porque se logra la mejora en términos de volumen de la creciente con los parámetros optimizados. A su vez, la Figura 55 muestra que la diferencia entre el valor central del criterio de similitud, de las simulaciones con parámetros transferidos y optimizados, no es igual entre la temporada 2008 y 2014; i.e. la transferencia de parámetros del año 2008 hacia el año 2014, produce menor impacto en las simulaciones, que la transferencia de parámetros del año 2014 al año 2008. Esta diferencia pudiese explicarse debido a que la cuenca es un sistema no lineal, donde la propiedad conmutativa no es válida en la transferencia paramétrica.

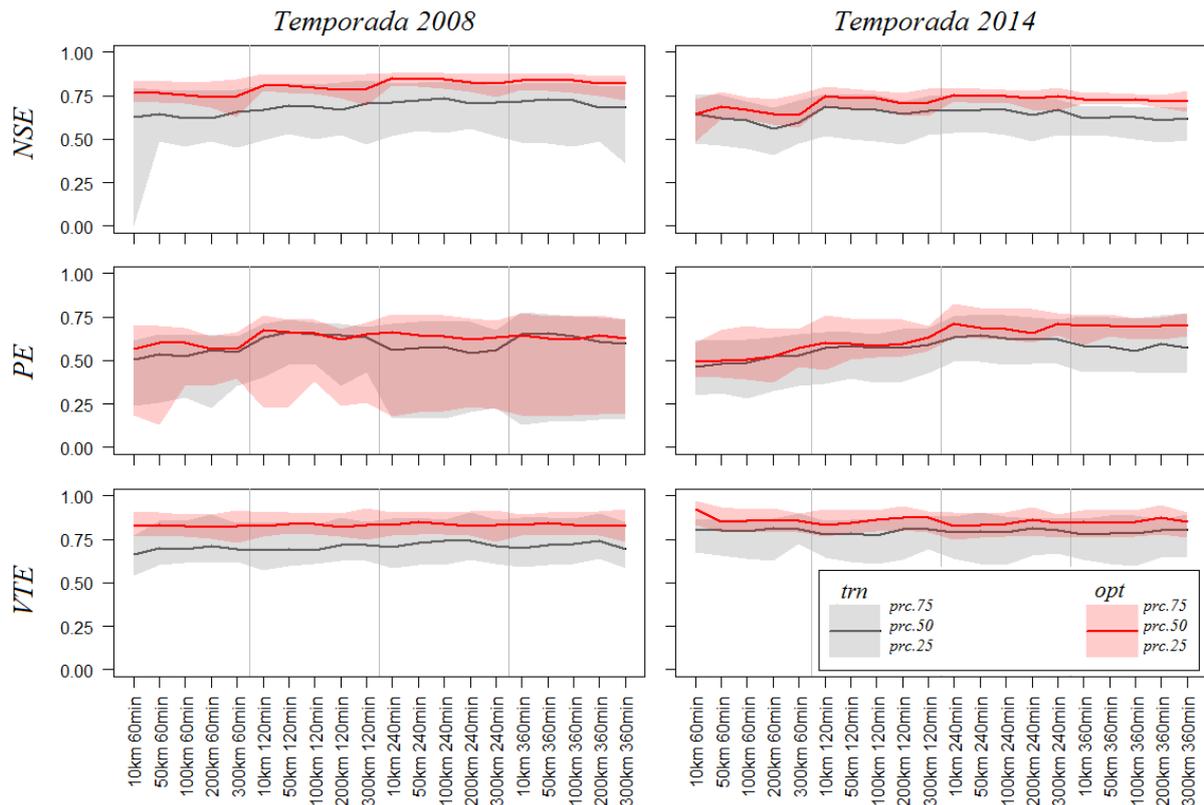


Figura 55. Evolución de NSE (panel superior), QPE (panel central), VTE , (panel inferior) para las diferentes resoluciones de trabajo en las temporadas 2008 (panel izquierdo) y 2014 (panel derecho). Parámetros transferidos (percentil 50%: línea continua negra; percentiles 25-75%: sombra gris). Parámetros optimizados (percentil 50%: línea continua roja; percentiles 25-75%: sombra roja).

Más allá de la transferibilidad de los parámetros, es interesante plantear si los valores de cada parámetro son equivalentes entre la temporada lluviosa de 2008 y 2014; es decir: se desea conocer si los parámetros son estables e invariantes en el tiempo. La Figura 56, muestra las distribuciones de probabilidad (potencia exponencial), del conjunto de juegos de parámetros optimizados y transferidos en las temporadas lluviosas 2008 y 2014, en las cuencas altas y bajas del Ardèche y el Gardon (ver Figura 46 para regionalización de cuencas altas y bajas). Se observa que **el coeficiente multiplicativo del número de curva (C_{CN}) es el parámetro que tiene mayor diferencia entre valores optimizados de las dos temporadas. Luego es seguido por la constante de almacenamiento en las subcuencas (K_{SC}); y las distribuciones del coeficiente de permeabilidad ($B2$) y el coeficiente de velocidad en subcuencas (CV_{SC}), son casi invariantes entre ambas temporadas.**

El parámetro C_{CN} controla: por una parte, la fracción de la precipitación que se infiltra y se almacena en la cuenca, para posteriormente exfiltrar y contribuir al volumen de la creciente (“creciente kárstica” para el Ardèche y el Gardon); por otra parte, el parámetro C_{CN} también define la fracción de la precipitación que escurre por la superficie sin infiltrar y contribuye en menor grado en la creciente. En la sección 1, se mencionó que durante una tormenta, la capacidad de infiltración del suelo decrece desde un valor inicial hasta el valor de

conductividad hidráulica en condiciones saturadas (según el modelo de Horton); luego en períodos secos, se recupera paulatinamente por efecto de la evapotranspiración (entre otros). El HCHM tiene la capacidad de realizar la contabilidad de la humedad del suelo (SMA de soil moisture accounting) en cada instante de tiempo, a través del cómputo de retención potencial (S , Ecuación 45). Se recuerda que en esta experiencia el modelo ha sido ejecutado desde agosto hasta diciembre (2008 y 2014). Agosto ha sido utilizado “estratégicamente” para inicializar la contabilidad de humedad del suelo, ya que posee poca precipitación y facilita la inicialización de la retención potencial hacia una condición seca. La Figura 57, muestra para las temporadas lluviosas 2008 y 2014, la precipitación (acumulada e incremental horaria) y la evolución de la retención potencial (iniciada en condiciones secas y húmedas). La retención potencial que ha sido considerada en la simulación, se inicia en la condición seca y está representada por la línea negra. A manera de ilustrar el efecto de una inicialización en condiciones húmedas, la línea roja discontinua representa la evolución de la retención potencial partiendo en condiciones húmedas (Figura 57, panel inferior). La Figura 57, evidencia que el efecto de la condición inicial influencia el valor de la retención potencial. No obstante, debido al balance hídrico que se realiza con la Ecuación 45, la diferencia entre la retención potencial iniciada en condición seca y húmeda disminuye en el transcurso de la simulación. De esta manera, se puede plantear la hipótesis que *la selección de mes seco de agosto, la inicialización en condiciones secas y la contabilidad de humedad del suelo que realiza el HCHM contribuyen a reducir la incertidumbre sobre el contenido de humedad del suelo*. Dicha incertidumbre no ha sido considerada en el presente trabajo. A su vez, es pertinente comentar que la capacidad de infiltración (definida por el valor de C_{CN}) es altamente dependiente al tipo de vegetación y del ciclo de cultivo. Estudios anteriores han demostrado que la biomasa de la vegetación cambia según el ciclo de cultivo y la temporada del año, lo cual tiene un efecto importante en la escorrentía (Acevedo and Sarmiento, 1990; Johnson and Beschta, 1981). Es por esto que no es de sorprender que el parámetro C_{CN} varíe de una temporada a otra, si bien el modelo considera la retención potencial, como una variable dinámica (en función de la precipitación), no han sido considerados los posibles efectos del cambio de biomasa en la cuenca.

Se observa que las diferencias entre los valores optimizados de las dos temporadas de la constante de almacenamiento son mayores en la cuenca del Gardon que en el Ardèche (Figura 56, K_{SC}). Este resultado sugiere que el proceso de almacenamiento cambia, no sólo en el tiempo sino también depende del medio. Pudiese plantearse la hipótesis de que el contenido de humedad inicial del suelo también influye en la constante de almacenamiento; i.e. una cuenca muy húmeda responde rápidamente, debido a que la capacidad de almacenar agua es menor, en éste sentido la constante de almacenamiento debería ser pequeña. Hipótesis que cobra importancia al considerar que las cuencas del Ardèche y del Gardon se caracterizan en sus partes bajas por presentar crecientes de tipo kárstico. Tradicionalmente el método de Clark ha sido puesto de lado por hidrólogos debido a las dificultades en determinar el coeficiente de almacenamiento (Chow et al., 1988). Recientemente Kilduff et al., (2014), mostró que la constante de almacenamiento puede ser relacionada con parámetros geomorfológicos de la cuenca. Sin embargo, no se ha relacionado con las condiciones de humedad. Este particular deja la pregunta abierta de si la constante de almacenamiento pudiese guardar relación con las condiciones de humedad antecedentes.

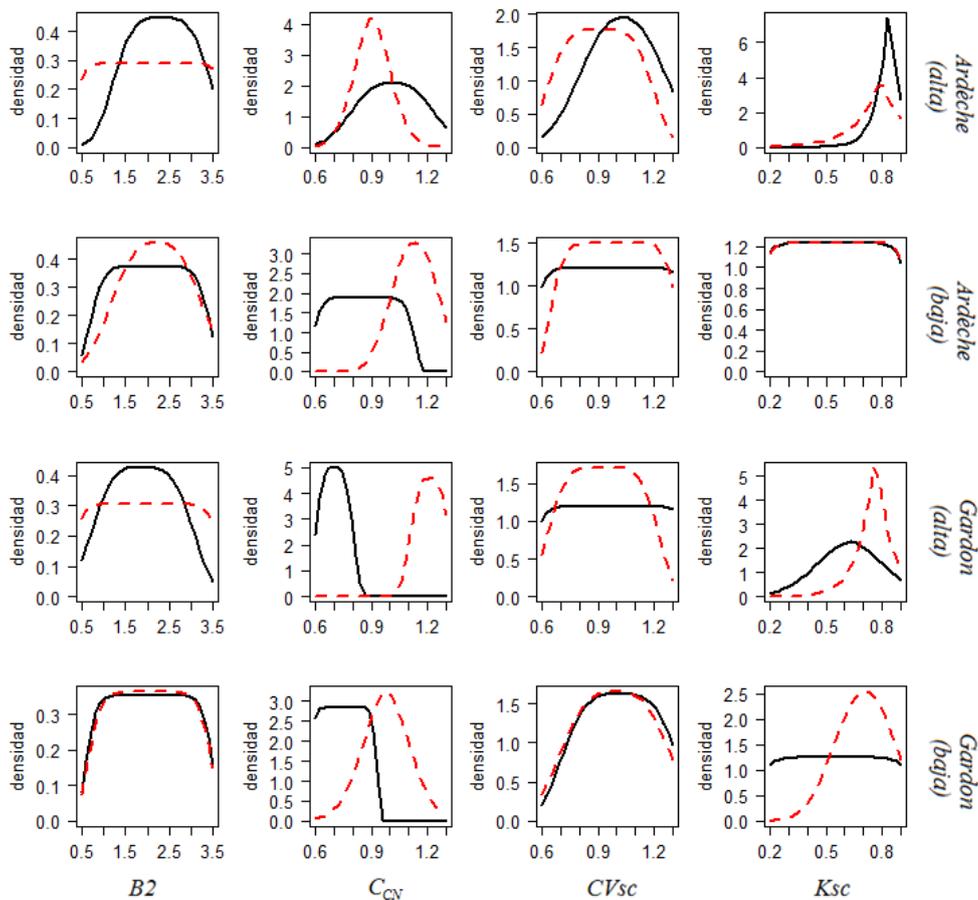


Figura 56. Comparación de los parámetros optimizados de las simulaciones de los años 2008 (rojo) y 2014 (negro) para el caso de resolución 10km^2 y 60 min.

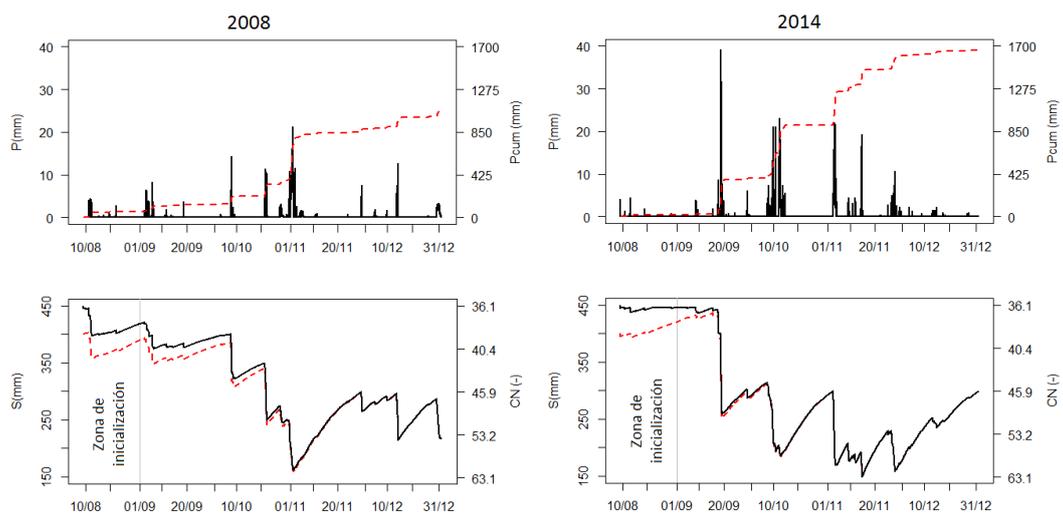


Figura 57. Precipitación horaria incremental (P , línea negra), precipitación horaria acumulada (P_{cum} , línea roja discontinua) (en el panel superior) y evolución de la retención potencial (S , línea negra: condición antecedente seca, línea roja discontinua: condición antecedente húmeda), con el número de curva equivalente (CN), en las temporadas lluviosas 2008 y 2014 para el Ardèche en Meyras (99km^2).

14.3. Calidad de la estimación en los puntos de control

En esta sección se ilustra el funcionamiento del modelo de forma gráfica y detallada. El modelo ha sido parametrizado en la temporada lluviosa 2014 de forma regional. Se generaron 50 conjuntos de juegos de parámetros, obtenidos a partir del muestreo con hiper cubo latino (sección 14.1) y ejecutado con la precipitación determinística KED. La Figura 58 y la Figura 59, ofrecen los hidrogramas de un episodio de creciente, ocurrido entre el 9 y el 15 de octubre de 2014 en las cuencas del Ardèche y el Gardon y pueden ser utilizadas para indagar de manera subjetiva si: *¿Es el HCHM una herramienta fiable de modelización lluvia - escorrentía?* Se ha seleccionado mostrar dicha creciente, debido a que presenta características complejas, i.e. posee múltiples puntos con máximos locales a lo largo del tiempo; lo que produce un conjunto de sub-crecientes, en las cuales la rama descendente de la primera se confunde con la rama ascendente de las siguientes sub-crecientes. Estas características complejas, se deben a que el tiempo transcurrido entre tormentas es inferior al tiempo de base del hidrograma; en otras palabras, la precipitación del primer evento está aún drenando, cuando comienzan los eventos de tormenta subsecuentes. Si bien desde el punto de vista meteorológico, la separación entre eventos de tormenta puede hacerse de manera sencilla a través del período seco (Ecuación 47 y Ecuación 48). Desde el punto de vista hidrológico, la dificultad que existe en establecer el inicio y el fin de cada sub-creciente, hace que el proceso de separación de eventos no sea sencillo y añada dificultad extra en su modelización.

Después de la inspección visual de la Figura 58, se infiere que **el HCHM logra reproducir de manera aceptable el hidrograma de creciente**, debido a que las componentes principales que definen la forma del hidrograma están relativamente bien representadas (e.g. rama ascendente, pico del hidrograma y rama descendente). Igualmente, se puede decir que **la calidad de la estimación no es igual en toda la región**, e.g. las estaciones ard201 y ard301 muestra un buen ajuste, la escorrentía observada se ubica siempre dentro del conjunto de simulaciones. No obstante, la rama descendente de la segunda subcreciente queda subestimada en las estaciones ard103, ard105, ard106 y ard401, esto pudiese ser producto de una particularidad en el drenado del sistema kárstico (para ese instante de tiempo), que no ha sido considerada por el modelo (e.g. mayor capacidad de almacenamiento), nótese que al final del período el problema disminuye, incluso en algunas estaciones desaparece (e.g. ard103, ard105). La Figura 58 también muestra sobre estimación en el tercer pico de la creciente en la estación ard301, esto pudiese estar relacionado con la heterogeneidad de las características de la cuenca y la regionalización de los parámetros; es decir, puede que las subcuencas contribuyentes del ard301 posean características diferentes (e.g. CN , Ksc), que no han sido consideradas dentro del tratamiento regional. A la par, pudiese que un valor exagerado del parámetro $Tdry$ y la intermitencia de la precipitación aguas arriba del PC sean las causantes de la sobre-estimación de la escorrentía. En algunas ocasiones, un valor grande de $Tdry$ es capaz de producir que la precipitación acumulada ($Pcum$) no se reinicialice a cero en cada evento (Ecuación 47 y la Ecuación 48), trayendo como consecuencia la sobreestimación de la escorrentía debido al exagerado valor de $Pcum$ con relación a la retención potencial.

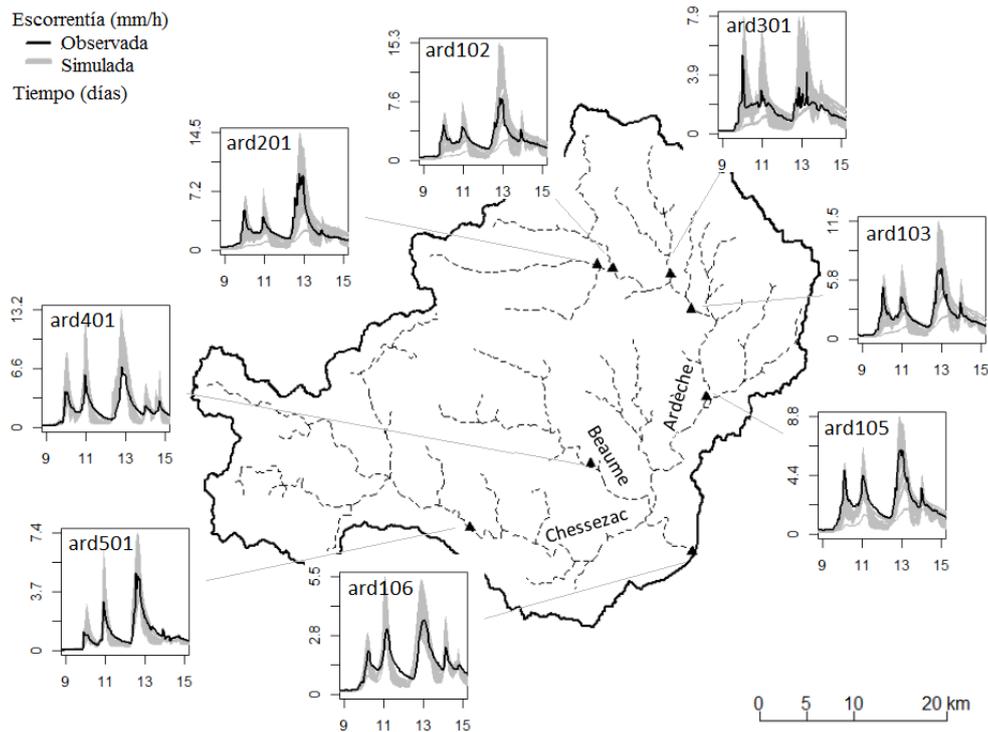


Figura 58. Hidrogramas de escorrentía observada (línea negra) y simulada (a 10km^2 y 60 min, líneas grises), en 8 puntos de control sobre el Ardèche, durante la creciete del 9 al 15 de octubre de 2014.

La Figura 59 muestra la dinámica de la creciete en la cuenca del Gardon. **La dinámica hidrológica entre el Gardon y el Ardèche son diferentes.** El Ardèche está caracterizado por un relieve mucho más pronunciado que el Gardon (Figura 40), lo que puede provocar que la persistencia de la tormenta sea mayor en el Ardèche (la Figura 43). Con respecto al Gardon, la creciete del 9 al 15 de octubre de 2014 muestra la existencia de 2 picos centrales muy bien definidos y otros dos al inicio y al fin del período (casi imperceptibles); mientras que para el Ardèche, se observan de 3 a 5 picos, con magnitudes relativamente en el mismo orden. El evento fue más complejo en el Ardèche que en el Gardon, lo contrario pudiese presentarse también. El tiempo de tránsito del Gardon y el Ardèche no son iguales (Figura 48), el Gardon tiene ~ 10 horas hasta la confluencia con l'Alzon (inclusive) mientras el Ardèche tiene ~ 7 horas hasta Vallon Pont d'Arc, sitios que tienen superficies similares (1855 y 1971 km^2 respectivamente). El Ardèche tiene una forma redonda y está bien drenado lo que facilita que la precipitación efectiva sea evacuada rápidamente. Por el contrario, el Gardon tiene una forma alargada, su densidad de drenajes es inferior y el proceso de almacenamiento que atenúa el pico del hidrograma es mayor. Desde el punto de vista de similitud de la simulación con respecto a la escorrentía observada, el Gardon de Mialet y Ales presentan sobreestimación del caudal pico en sus cabeceras (gar102, gar212), la cual es transferida aguas abajo hacia el Gardon (gar311). Al igual que para el Ardèche en las subcuencas del Ardèche, la Beaume y Chessezac, pudiese existir diferencias entre las subcuencas del Gardon de St Jean, Gardon de Mialet y Ales, que indicarían que la estrategia de parametrización regional pudiese ser gruesa para un objetivo a escala local.

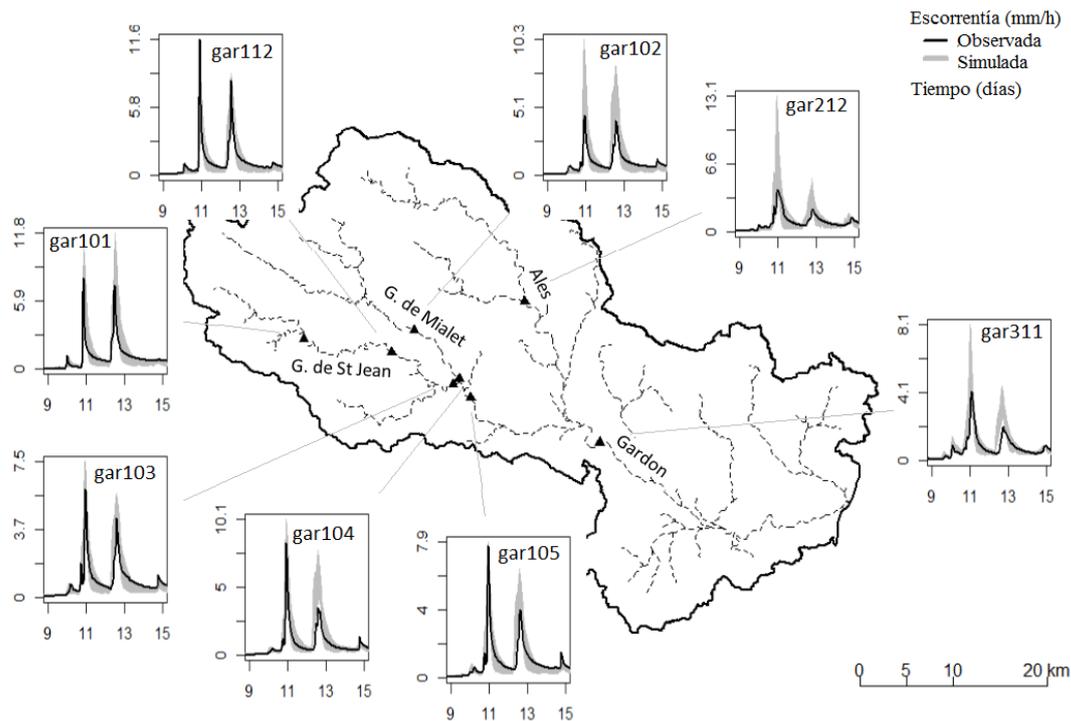


Figura 59. Hidrogramas de escorrentía observada (línea negra) y simulada (a 10km^2 y 60 min, líneas grises), en 8 puntos de control sobre el Gardon, durante la creciete del 9 al 15 de octubre de 2014.

Para observar si: *la calidad de estimación lluvia – escorrentía es equivalente en los diferentes eventos*, la Figura 60 muestra la variación de la función costo regional FC_R (NSE , PE y VTE) evaluada en cada evento y no en la temporada lluviosa completa (como fue aplicada para la parametrización). Se observa que **la calidad de la estimación no es igual en todos los eventos de tormenta**. Una causa probable de desigualdad en la calidad de la estimación, puede deberse a la heterogeneidad espacio-temporal de la precipitación en cada subcuenca; se recuerda que el HCHM utiliza la metodología del hidrograma unitario (HU), la cual considera que el exceso de precipitación debe estar distribuido uniformemente en tiempo y espacio. La Figura 60, también deja al descubierto que **no necesariamente el evento que produce el mejor valor de una FC_R será el mismo evento que producirá el mejor valor con otra FC_R** . El evento 7, es el que ofrece mejores valores de NSE . Con respecto al caudal de punta, las simulaciones del evento 8 tienen los valores más elevados de PE . Finalmente, las mejores simulaciones para VTE , se logran con el evento 5. Llama la atención que los eventos 3 y 4 tienen **valores extremos de precipitación** (Tabla 8) y **producen las peores estimaciones a escala regional** (en términos de NSE). Por un lado, el evento 3 posee la menor precipitación de una hora (15.2 mm/h en 10km^2) y por el otro, el evento 4 muestra la mayor (131.1 mm/h en 10km^2). Este resultado cuestiona la fiabilidad de los resultados en eventos con precipitación muy severa o poco severa. Pudiese ser que al realizar la parametrización por temporada lluviosa, se optimicen los parámetros para las condiciones típicas, que satisfacen la mayor parte de las crecientes en la cuenca, así cuando ocurre un evento extremo de precipitación, la incertidumbre en la estimación lluvia – escorrentía

podiese aumentar. Otro aspecto interesante de la Figura 60, es que **existe una aparente evolución de la calidad de la estimación en función de la evolución de la temporada lluviosa**. Nótese que al inicio y al final de ambas temporadas la calidad de la estimación disminuye. Este resultado introduce nuevamente las interrogantes con respecto al dinamismo del parámetro *CN*, discutido anteriormente en el estudio de transferibilidad de los parámetros entre la temporada lluviosa de 2008 y 2014 (sección 14.2).

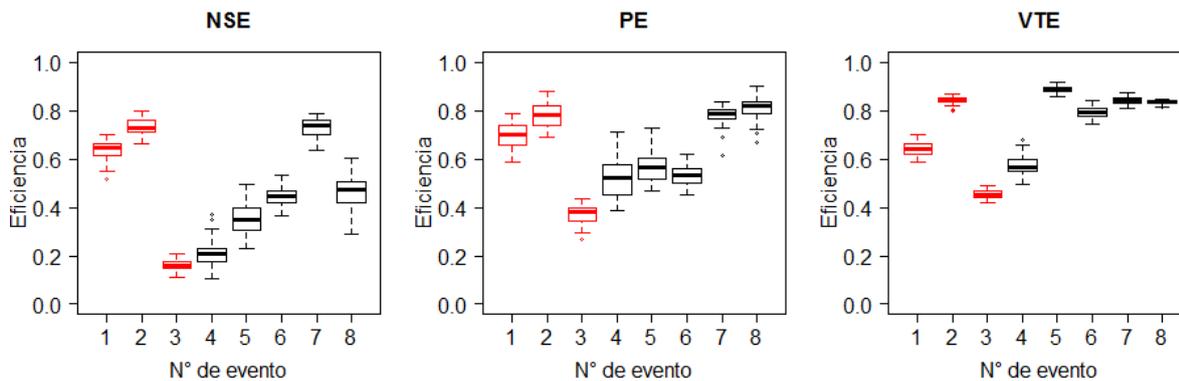


Figura 60. Variación de la Función Costo Regional en función del evento para la resolución espacio temporal de 10km^2 y 60min. NSE (panel izquierdo), PE (panel central), VTE (panel derecho). Eventos del año 2008 en rojo. Eventos del año 2014 en negro.

Para responder si: *¿podiese estar relacionada la calidad de la estimación lluvia – escorrentía en función de la severidad del evento de creciente?* La Figura 61 muestra la variación de la FC (local, NSE, PE y VTE evaluada en cada PC y en el dominio de cada evento sin promediar), en función de los eventos con caudal de punta mayor o inferior al caudal regional de período de retorno 2 años. Al observar los eventos con período de retorno mayor a 2 años, se puede decir que: **la estimación de la escorrentía en eventos severos de creciente a escala local tiene mejor calidad**. Una explicación podiese estar relacionada con el tiempo de base del hidrograma de escorrentía directa. Es posible que el tiempo de base del hidrograma de escorrentía directa no sea constante y dependa de la magnitud de la escorrentía. Se recuerda al lector que el HCHM ha sido parametrizado considerando una tormenta de período de retorno 2 años, con un tiempo de base constante a través del uso de HS (sección 12.7). Desde el punto de vista hidráulico, Richardson and Carling (2006), muestran en su figura 9, que a medida que el caudal aumenta, la velocidad con la que se desplaza el agua en el terreno se hace asintótica a un valor. Esto quiere decir que la velocidad con la que transita el agua, no puede aumentar hasta el infinito y tiene un límite físico. El modelo del USDA (1986) supone que el caudal de período de retorno 2 años, es el valor de caudal mediante el cual puede ser aproximado el valor de velocidad; y dicho valor de velocidad se utiliza para el cálculo del HS.

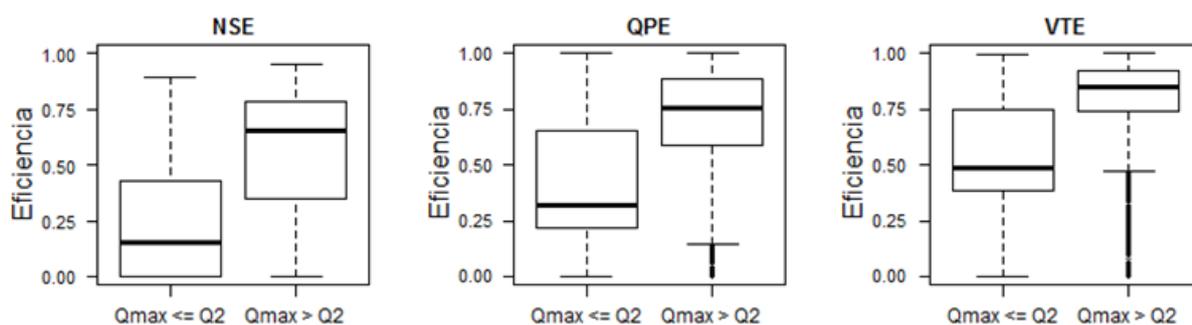


Figura 61. Variación de la Función Costo (local) en función de los eventos con caudal de punta mayor o inferior al caudal regional de período de retorno 2 años para la resolución de 10km^2 y 60min. NSE (panel izquierdo), PE (panel central), VTE (panel derecho).

Para dar respuesta a la interrogante de si: *¿Pudiese estar relacionada la calidad de la estimación lluvia – escorrentía en función de la superficie del punto de control (PC)?* Para realizar el análisis de la calidad de la estimación en función de la superficie del PC, se han seleccionado los eventos 1, 2, 7 y 8, por ser los eventos en los cuales el modelo ofrece mejores resultados (Figura 60). Como criterio se ha utilizado la FC local (NSE, PE y VTE) evaluada en cada PC sin promediar y promediando los resultados de los dominios temporales de los eventos seleccionados. La Figura 62, muestra la variación de los criterios de calidad, en los eventos seleccionados, en función de la superficie del PC, para la resolución de 10km^2 y 60 min. Se ha ordenado de manera creciente la superficie y se ha colocado en negro los PC pertenecientes al Ardèche y en rojo al Gardon. **Los resultados muestran una muy ligera mejoría en la calidad de la estimación al aumentar la superficie del punto de control.** La homogeneidad en la calidad de estimación puede estar ligada al carácter regional de la función costo utilizada (promedio de NSE), la cual no privilegia en función de la superficie del punto de control.

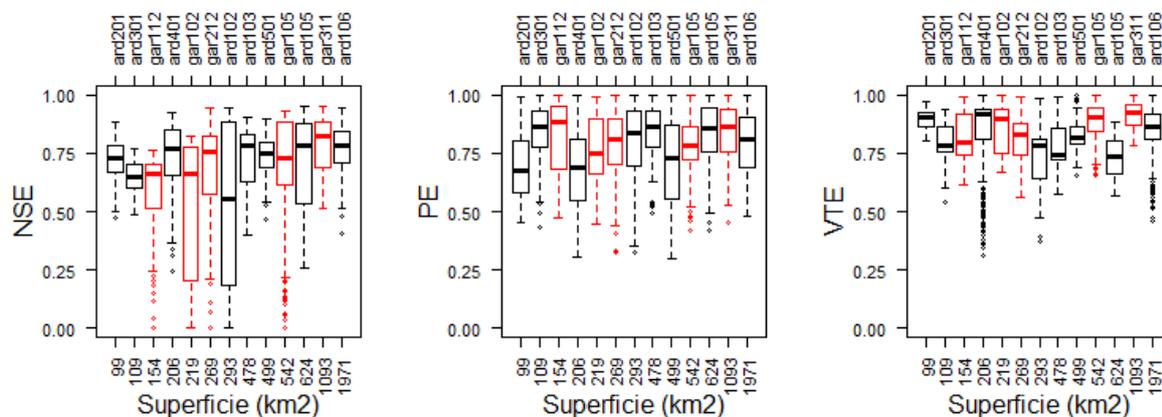


Figura 62. Variación de la Función Costo (local) en los eventos 1, 2, 7 y 8 en función de la superficie del punto de control. NSE (panel izquierdo), PE (panel central), VTE (panel derecho). Puntos de control pertenecientes a la cuenca del Ardèche en negro. Puntos de control pertenecientes a la cuenca del Gardon en rojo.

No obstante, también es posible especular que la muy ligera mejoría en la calidad de la estimación al aumentar la superficie del punto de control que se observa en la Figura 62, pudiese deberse a que existe una resolución temporal máxima para reproducir el hidrograma de creciente en un modelo lluvia escorrentía. Esa resolución temporal debe estar definida en función del tiempo de demora, se habla que para una correcta representación del hidrograma, la resolución temporal de la lluvia debe ser una fracción del tiempo de demora (e.g. 1/3, 1/4) (Delrieu et al., 2014c). Considerando que el tiempo de demora es directamente proporcional a la superficie del PC, es de esperar que la calidad de la estimación mejore al aumentar la superficie. Sin embargo, llama la atención que el valor mínimo para *NSE* lo presenta la estación ard102 (en el orden de ~ 0.55). La estación ard102 tiene una superficie de 293 km^2 (la cual no es un valor extremo). La estación ard201 con 99 km^2 , tiene un valor superior de *NSE* (~ 0.75). El agua que escurre por la estación ard102, proviene de la subcuenca aforada por ard201 y de la subcuenca la Fontolière, la cual no está aforada. La discrepancia entre los valores de *NSE* entre los PC ard102-ard201, indica que pudiese ser necesario una parametrización a nivel local de la subcuenca la Fontolière, y la no consideración de la parametrización local pudiese ser una causante de valores particularmente atípicos de eficiencia.

14.4. Efecto del uso de una mayor resolución de la precipitación con respecto a la resolución de trabajo del modelo

Esta experiencia presenta los argumentos para responder: *¿Cómo influencia la resolución espacio – temporal de la precipitación la calidad de la simulación lluvia – escorrentía?* Para ello se ha realizado la desagregación o downscaling espacio – temporal, distribuyendo uniformemente en espacio y en tiempo siguiendo el método descrito en la sección 13.4. Se recuerda que el modelo en la resolución más fina (10 km^2 y 1h) es ejecutado con precipitación a resolución más gruesa, por lo que ha sido necesario realizar el downscaling homogéneo de la precipitación para ajustarla a la resolución del modelo hidrológico. En el cómputo se incluye tanto la incertidumbre paramétrica, como la incertidumbre en la precipitación, a través del uso del conjunto de juegos de parámetros (CJP) y de las realizaciones de precipitación. Se ha ejecutado el modelo en la temporada lluviosa de 2014 y se han evaluado las simulaciones en el evento n° 7 (Tabla 8). Se ha seleccionado el evento n°7 por ser el evento que produjo mejores resultados (ver Figura 60).

La Figura 63 muestra los hidrogramas observados y simulados del Ardèche en Meyras, para el evento ocurrido del 13/11/2014 al 19/11/2014. La simulación se realizó a partir del downscaling de la precipitación de las resoluciones espaciales de 10, 50 y 300 km^2 y temporales de 1, 2 y 4 horas hasta la resolución del modelo a 10 km^2 y 1 h. Las simulaciones son un conjunto de 2500 realizaciones en cada downscaling presentadas por las líneas grises. Visualmente es difícil identificar las diferencias entre los resultados de las simulaciones, pareciese que la simulación sin downscaling (10 km^2 y 1h) presentase el mejor ajuste ya que el caudal de punta y la rama descendente del hidrograma se ubican de una mejor manera dentro de la nube de simulaciones. También se observa que al aumentar el grado de downscaling la

rama descendente de las simulaciones decrece abruptamente y es aquí quizás la principal diferencia entre las simulaciones. Es oportuno recordar que el modelo ha sido nuevamente parametrizado en función de cada downscaling, por lo que es posible que las nuevas parametrizaciones pudiesen estar compensando la incertidumbre que introduce cada proceso de downscaling.

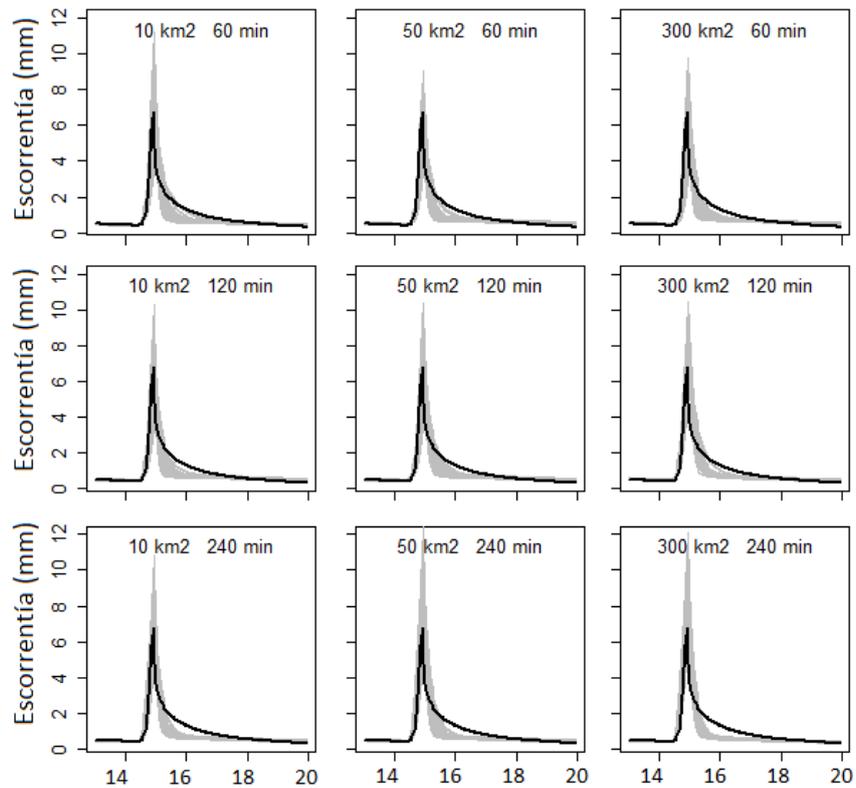


Figura 63. Hidrogramas observados (línea negra) y simulados (líneas grises) del Ardèche en Meyras (99 km^2) para la crecida del 13/11/2014 al 19/11/2014, con el modelo a resolución de 10 km^2 y 1 h, a partir del downscaling de la precipitación a resolución espacial de 10, 50 y 300 km^2 y temporal de 1, 2 y 4 horas.

La Figura 64, muestra la eficiencia promedio y la variación de la eficiencia de NSE, PE y VTE en función de la desagregación espacio – temporal de la precipitación. El grado de desagregación (GD) se define como la escala original de la precipitación dividida entre la resolución del modelo (en esta experiencia 10 km^2 y 1 h es la escala original). Por conveniencia los valores de eficiencia se representan según la desagregación en la escala temporal (GDt) y la escala espacial (GDe) como $\text{NSE}(\text{GDt}, \text{GDe})$, $\text{PE}(\text{GDt}, \text{GDe})$, $\text{VTE}(\text{GDt}, \text{GDe})$. Los valores más altos de eficiencia y la menor dispersión se obtienen para la desagregación de (1,1) (esto es sin desagregación). **Los valores de eficiencia disminuyen cuando se aumenta la desagregación de la precipitación.** Para NSE se observa que los valores de eficiencia disminuyen de 0.744 hasta 0.549. Al evaluar la disminución en la escala espacial se tiene que: $\text{NSE}(1,4)$ posee efectividad de 0.580 (estimado a partir del promedio de $\text{NSE}(1,3.2)$ con $\text{NSE}(1,4.5)$) y para la disminución en la escala temporal, $\text{NSE}(4,1)$ tiene el valor de efectividad de 0.645. Esto quiere decir que en las escalas estudiadas, **el efecto que**

produce la desagregación espacial es superior al efecto de la desagregación temporal. Con respecto a la variación de la eficiencia, se observa que: **la variación de la eficiencia aumenta al aumentar el grado de desagregación de la precipitación.** Este resultado puede explicarse debido a que se consideró que la precipitación está uniformemente distribuida en espacio y tiempo a la escala de las subcuencas que conforman el modelo; sin embargo esta condición en ambientes naturales no es cierta. Con respecto a la desagregación temporal, la precipitación puede seguir distribuciones de tipo gamma, Pareto o exponencial y dependen de las características de los eventos de tormenta (Dan’azumi et al., 2010; Vlček and Huth, 2009). Con respecto a la escala espacial, la precipitación puede seguir la topografía o bandas convectivas que van en la dirección del viento (Godart et al., 2009). Al realizar la experiencia se incluyó la incertidumbre de la precipitación a través de las realizaciones de precipitación. Al igual que la precipitación no se distribuye uniformemente en espacio y tiempo, la incertidumbre tampoco lo hace (ver secciones 3.3, 4.3, 5.3); es por esto que al aumentar el grado del downscaling disminuye el indicador de similitud y aumenta su variación.

Para PE y VTE (Figura 64), se observa que los criterios de eficiencia varían relativamente de la misma forma, en función de la desagregación espacio – temporal; i.e. son inversamente proporcionales a la desagregación espacio – temporal. No obstante, si se define la tasa de cambio de la eficiencia como la eficiencia obtenida a partir de la desagregación dividida entre la eficiencia sin desagregación, se observa que la tasa de cambio de la eficiencia no es igual en los 3 criterios. La mayor tasa de cambio la presenta NSE, seguido de PE y por último, siendo muy poco sensible a la desagregación espacio – temporal el criterio de VTE. Esto quiere decir que **VTE es muy poco sensible a la desagregación espacio temporal.** Desde el punto de vista de la gestión de embalses (de tamaño medianos a grandes), el resultado es conveniente; debido a que la operación de los embalses por lo general se realiza mediante la estimación del volumen del aporte diario total.

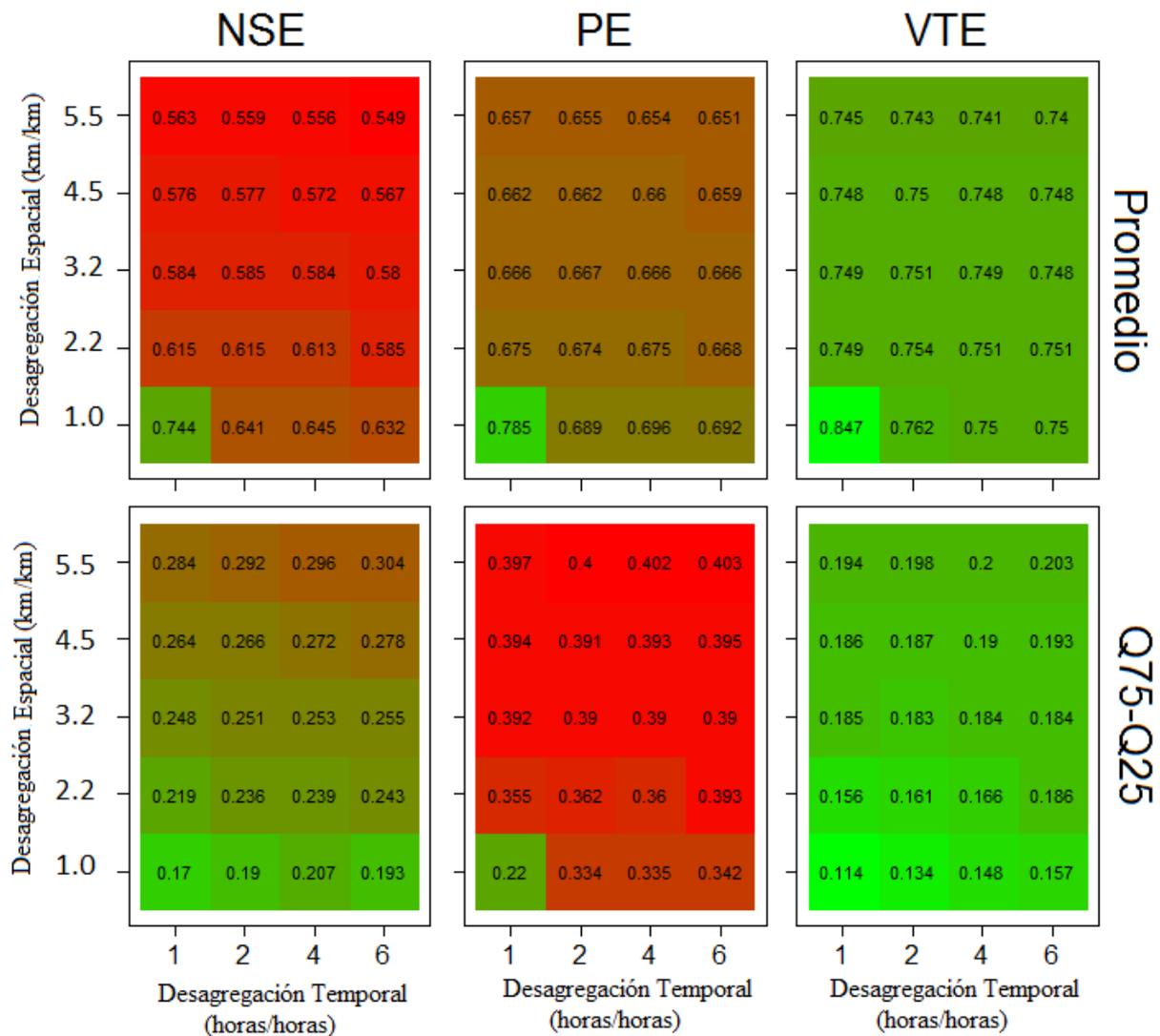


Figura 64. Eficiencia promedio y variación de la eficiencia (Q75-Q25) de Nash – Sutcliffe (NSE), del caudal de punta (PE) y de la escorrentía total (VTE), en función de la desagregación espacio – temporal de la precipitación a 10 km² y 60min.

Para observar si la superficie del punto de control tendrá algún efecto en la desagregación espacio – temporal; se han evaluado los resultados en función de tres grupos de estaciones, clasificadas según su superficie en: 99 – 154, 206 – 293 y 478 – 1971 km². Se ha mencionado anteriormente que la calidad de la estimación presenta una ligera mejoría al aumentar la superficie del punto de control. En cuanto al valor promedio de la calidad de la estimación, la Figura 65 (en su panel superior) permite transponer los resultados de la sección 14.3 a condiciones de desagregación. Se observa que la calidad de la estimación se ve influenciada al reducir la superficie del punto de control. Si se define la tasa de cambio de la calidad de la estimación como la eficiencia promedio de NSE dividida entre la eficiencia promedio en la resolución de 10 km² y 1 h es posible comparar los resultados en las diferentes clases de superficies. La Figura 65 (en su panel inferior) muestra la tasa de cambio de la calidad de estimación en las tres clases de superficies. Se observa que el efecto de la desagregación espacio temporal es mayor en las dos primeras clases de superficies (las más

pequeñas, de 99 hasta 293 km²) y tienen valores aproximadamente equivalentes. La tercera clase para los puntos de control con superficies entre 478 hasta 1971 km², se observa que la influencia de la desagregación espacio temporal es considerablemente menor; i.e., **el efecto de la desagregación espacio – temporal es más marcado al reducir la superficie de la cuenca**. Esto se debe a que cuando se reduce la superficie de la cuenca, aumenta la probabilidad de que la pequeña superficie sea diferente a la gran superficie de estimación.

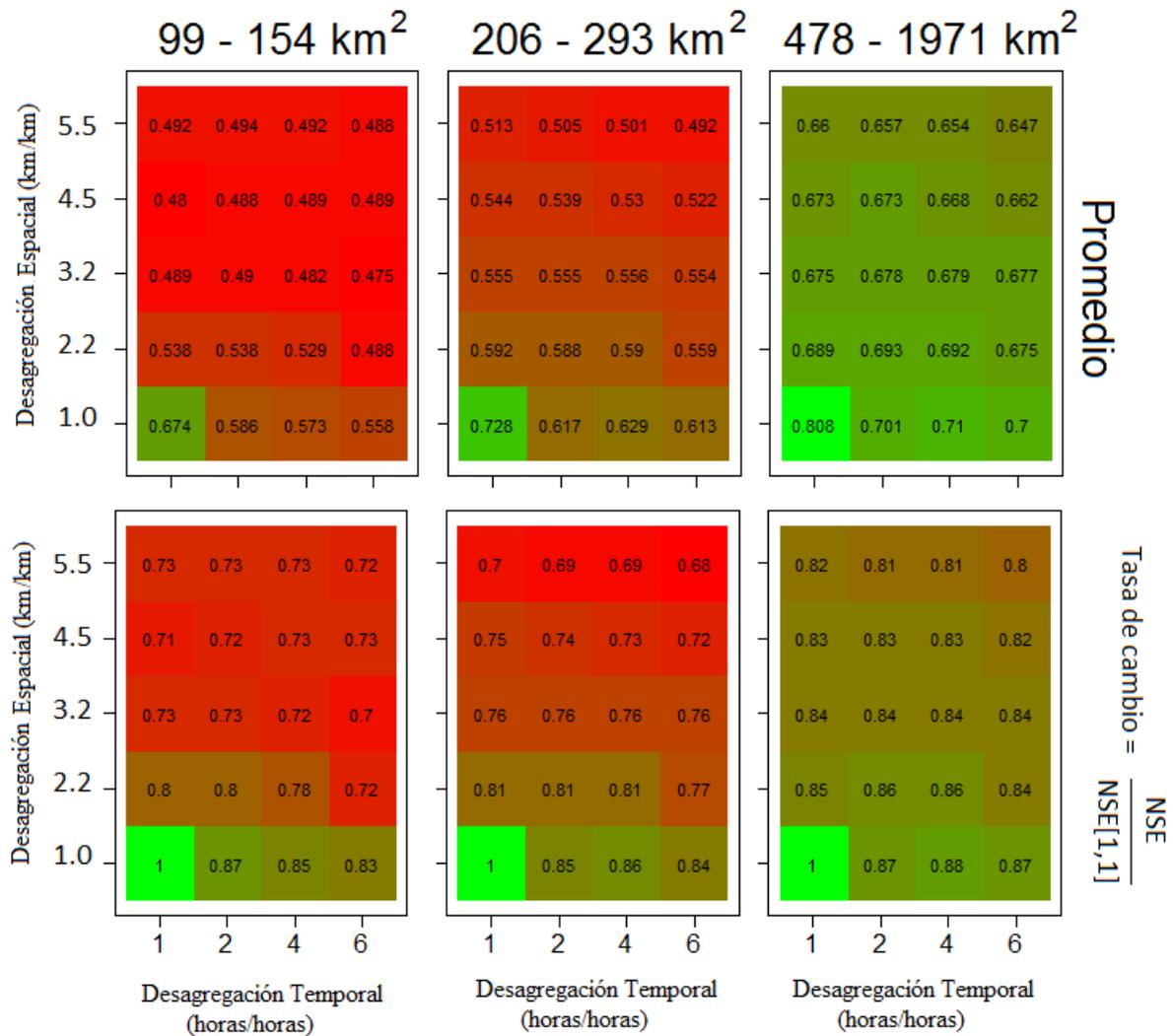


Figura 65. Eficiencia promedio de Nash – Sutcliffe (NSE) en función de la desagregación espacio – temporal y de la superficie del punto de control (panel superior) y tasa de cambio de la eficiencia (panel inferior).

14.5. Propagación de incertidumbre en la modelización lluvia - escorrentía

Para responder *¿En qué forma se propaga la incertidumbre de la precipitación y la incertidumbre paramétrica del modelo en la simulación lluvia - escorrentía?* En esta experiencia se realiza un análisis de las simulaciones de la temporada lluviosa 2014, en la escala espacio – temporal de 10km² y 1h, con la parametrización optimizada, sobre los nodos de ramificación o puntos de estimación no aforados (Figura 37, con áreas de 10 a 300 km²).

El análisis se realiza tomando en consideración: 1) la propagación de la incertidumbre de la precipitación; y 2) la propagación de la incertidumbre de la parametrización del modelo hidrológico y 3) la propagación de ambas fuentes de incertidumbre combinadas (precipitación y parametrización). La definición de los índices que se emplean en el análisis, así como la descripción del método se presenta en la sección 13.5.

La Figura 66 muestra las distribuciones de probabilidad para los coeficientes de variación en la resolución espacio – temporal de 10km y 1h de: la precipitación en el seno de las subcuencas (CV_P) y de la escorrentía debido a la propagación de la incertidumbre de la precipitación (CV_{Q1}), a la parametrización del modelo (CV_{Q2}) y al efecto combinado de la incertidumbre en la precipitación y de la parametrización del modelo (CV_{Q3}). Como referencia cuantitativa se han colocado los percentiles 25, 50 y 75 de cada distribución (q.25, q.50 y q.75 respectivamente). Se observa que la distribución que posee menor valor del coeficiente de variación promedio es la CV_{Q1} , seguido de CV_{Q2} y CV_{Q3} con muy poca diferencias entre ellas. Si se contrasta CV_{Q1} con CV_P , destaca que **la incertidumbre de la escorrentía que se genera producto de la incertidumbre de la precipitación posee valores inferiores a la incertidumbre de la precipitación**. El percentil 50% de CV_{Q1} es de 0.05, mientras que el de CV_P es de 0.23 y los rangos intercuartílicos de ambas distribuciones son relativamente equivalentes entre ellas (q.75 – q.25 ~ 0.6), hay un desplazamiento a la izquierda de CV_{Q1} con respecto a la CV_P . El resultado pudiese explicarse debido al efecto de almacenamiento el cual amortigua las perturbaciones probabilísticas alrededor del valor determinístico de precipitación. El fenómeno de almacenamiento en una cuenca es análogo a un filtro en un circuito eléctrico (compuesto por una resistencia y un condensador), en donde el condensador almacena energía y estabiliza la variación de tensión en los bornes de la resistencia. En el caso del sistema hidrológico, la cuenca almacena agua y estabiliza la variación de caudal a la salida. Por otra parte, las distribuciones de CV_{Q2} y CV_{Q3} se ubican a la derecha de la distribución de CV_P lo que indica que **la incertidumbre de la escorrentía que es generada producto de la incertidumbre paramétrica y del efecto combinado de la incertidumbre de la precipitación y la paramétrica, son mayores a la incertidumbre de la precipitación**. Se observa que los valores centrales de las tres distribuciones (CV_P , CV_{Q2} y CV_{Q3}) son muy similares; sin embargo, las distribuciones de CV_{Q2} y CV_{Q3} tienen sesgo hacia la derecha, lo que sugiere que en promedio, los valores de CV_{Q2} y CV_{Q3} son superiores a CV_P .

La Figura 67 muestra CV_P , CV_{Q1} , CV_{Q2} y CV_{Q3} en función de la superficie del punto de estimación. CV_P ha sido calculado en función de la precipitación media areal hasta el punto de estimación. Se observa que CV_P es inversamente proporcional a la superficie del punto de estimación; y se confirman los valores obtenidos con los presentados en la figura 11 de Boudevillain et al., (2016). El grafico de CV_{Q1} indica que: **La incertidumbre de la escorrentía que es generada a partir de la incertidumbre de la precipitación disminuye al aumentar el área del punto de estimación**. Este resultado pareciera indicar que el comportamiento de la incertidumbre de la simulación hidrológica debido a la incertidumbre de la precipitación sigue muy de cerca “en forma” el comportamiento de la incertidumbre de la precipitación areal siendo inferior “en magnitud”. Con respecto a CV_{Q2} el gráfico no muestra una clara dependencia en función de la superficie del punto de estimación, pudiese

decirse que **la incertidumbre de la escorrentía como producto de la incertidumbre del juego de parámetros no es dependiente de la superficie del punto de control**. El gráfico CV_{Q3} muestra el efecto combinado de ambas fuentes de incertidumbre (precipitación y paramétrica), se observa que CV_{Q3} adopta ligeramente la forma de CV_{Q1} y aumenta en magnitud. Así, **la incertidumbre de la escorrentía como producto del efecto combinado de la incertidumbre de la precipitación y de la parametrización es cuasi constante, disminuye muy ligeramente al aumentar el área del punto de estimación**. Igualmente la Figura 67 deja ver que la variabilidad de CV_P se conserva en CV_{Q1} y se aumenta en CV_{Q2} y CV_{Q3} debido a la incertidumbre paramétrica.

La Figura 68 muestra los índices de propagación de la incertidumbre $AMP1$, $AMP2$ y $AMP3$ (sección 13.5). La curva AMP_{Q1} confirma los resultados de la Figura 66 y la Figura 67, se observa que la curva AMP_{Q1} **es siempre inferior a la unidad**, lo que quiere decir que el efecto de la incertidumbre de la precipitación se atenúa, a su vez se puede decir que el efecto es más acentuado en puntos de estimación con poca superficie y se va reduciendo al aumentar el tamaño de la cuenca. **La curva AMP_{Q2} es mayor a la unidad y es directamente proporcional a la superficie del punto de control**, este resultado pudiese parecer paradójico en comparación con la Figura 67 (CV_{Q2}), se recuerda que el índice de propagación proporciona la amplificación de la incertidumbre de la escorrentía con respecto a la incertidumbre de la precipitación, el resultado toma sentido al observar que CV_{Q2} es constante y CV_P es inversamente proporcional a la superficie. Finalmente, **AMP_{Q3} es mayor a AMP_{Q1} y AMP_{Q2} y es directamente proporcional a la superficie de la cuenca y se ubica ligeramente por encima de AMP_{Q2}** . La diferencia entre AMP_{Q2} y AMP_{Q3} es mayor en superficies pequeñas que en superficies grandes, lo que quiere decir que la incertidumbre en esta experiencia de simulación hidrológica está dominada por la incertidumbre paramétrica, y el dominio de la incertidumbre paramétrica se hace más importante al aumentar la superficie.

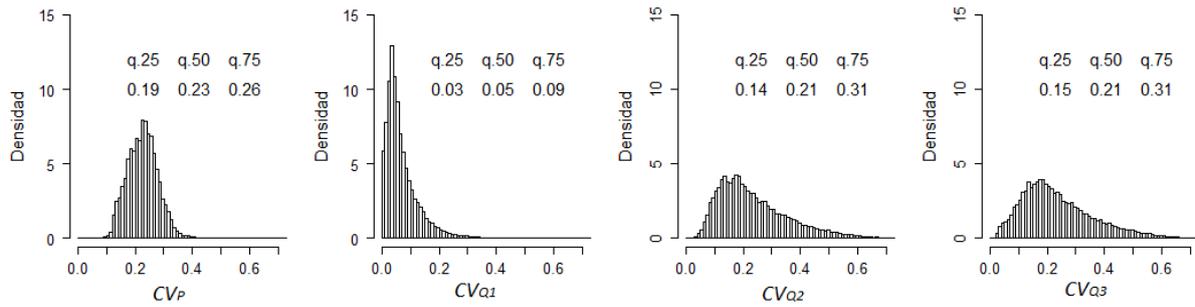


Figura 66. Densidad de probabilidad del coeficiente de variación de la precipitación (CV_P), de la escorrentía debido a la incertidumbre en la precipitación (CV_{Q1}), a la parametrización del modelo (CV_{Q2}) y al efecto combinado de la incertidumbre en la precipitación y de la parametrización del modelo (CV_{Q3}) para la resolución de 10km y 1h.

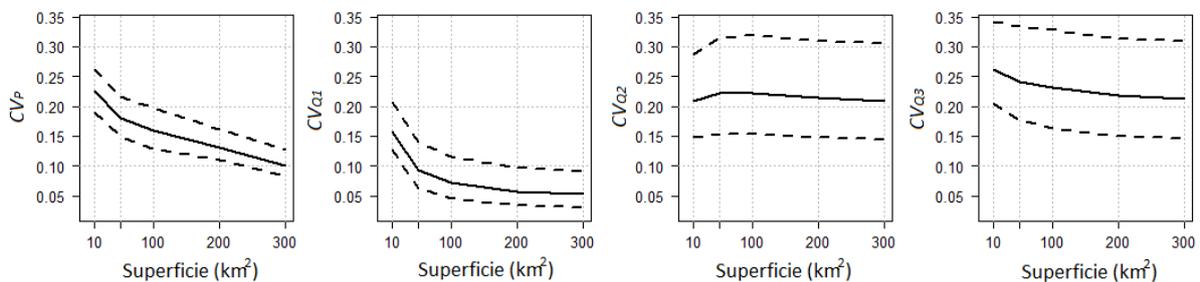


Figura 67. Evolución de los cuartiles de los coeficientes de variación en función de la superficie. Coeficiente de variación de la precipitación (CV_P), de la escorrentía debido a la incertidumbre en la precipitación (CV_{Q1}), a la parametrización del modelo (CV_{Q2}) y al efecto combinado de la incertidumbre en la precipitación y de la parametrización del modelo (CV_{Q3}) en función de la superficie del punto de estimación. Cuartil 2^{do} (línea continua), cuartiles 1^{ro} y 3^{ro} (líneas discontinuas).

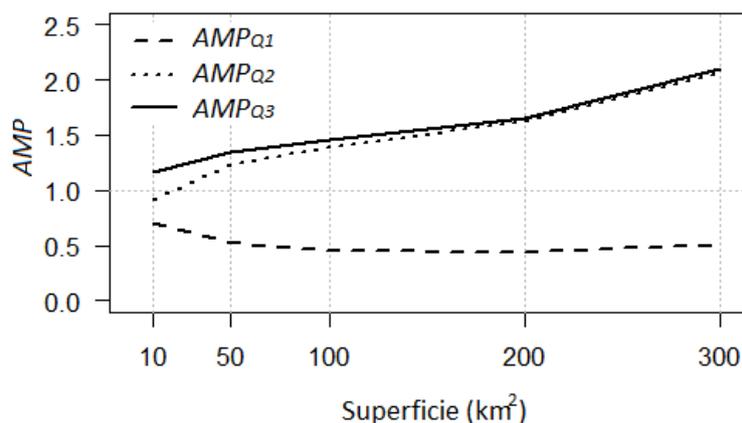


Figura 68. Índices de propagación de la incertidumbre de la precipitación en la escorrentía: debido a la incertidumbre de la precipitación (AMP_1), debido a la parametrización del modelo (AMP_2) y debido al efecto combinado de la incertidumbre en la precipitación y de la parametrización del modelo (AMP_3).

TERCERA PARTE. Conclusiones y Perspectivas

CONCLUSIONES

La primera parte del trabajo se realiza para averiguar: *¿Cómo puede ser cuantificada la incertidumbre de la estimación de la precipitación por radar?* Se puede decir que la estimación de precipitación por radar es un “arte” complejo, cuya incertidumbre se ve influenciada por la climatología de las nubes precipitantes (e.g. origen convectivo o estratiformes, la altitud de la isoterma cero), las características del radar (e.g. altitud, protocolo de exploración, longitud de onda) y el relieve del terreno (entre otras fuentes). La estimación de precipitación por radar es extremadamente dependiente del contexto, lo que hace difícil generalizar los resultados. La simulación mediante modelos físicos (e.g. la aplicación de VISHYDRO en la region de Grenoble) es una alternativa que puede ser utilizada para evaluar la incertidumbre de algunas fuentes y por ejemplo seleccionar de forma objetiva el mejor sitio de instalación de un nuevo radar. La fusión de la información del radar con la red de pluviómetros mediante el Krigeado con Deriva Externa en la region del Cevennes – Vivarais, ha muestra su eficacia con respecto a los métodos basados solamente en el radar o en la red pluviométrica. El producto KED produce estimaciones de precipitación con menor incertidumbre; en donde la densidad de la red pluviométrica se convierte en una nueva fuente de error. Finalmente, el krigeado con deriva externa, es un método geoestadístico capaz de proporcionar la desviación estándar de la estimación de precipitación la cual puede ser transformada en una estimación estocástica del error, que puede ser usada para generar conjuntos de series de precipitación que tomen en cuenta la estructura espacio – temporal de la incertidumbre.

La segunda parte del trabajo se realiza para dar respuesta a: *¿Cómo puede ser cuantificada la incertidumbre en la simulación hidrológica que proviene de la estimación de precipitación por fusión radar - pluviómetro y del proceso de modelación hidrológica?* En el contexto planteado se consideró que la incertidumbre de escorrentía simulada depende de la incertidumbre de las entradas, entre ellas la precipitación y los parámetros del modelo hidrológico, y de las variables de estado (e.g. contenido de humedad, evapotranspiración). Por una parte, la incertidumbre proveniente de la precipitación es inversamente proporcional al área de la cuenca y presuntamente es atenuada por el efecto de almacenamiento, el cual es mayor al aumentar la superficie; y por otra parte, la incertidumbre que incorpora el modelo hidrológico depende de la simplificación de los procesos hidrológicos (resolución del modelo) y puede amplificar la incertidumbre total del resultado de la simulación lluvia – escorrentía.

En la primera experiencia (sección 5.1), se estudió *de qué manera se pudiesen cuantificar los factores que influyen la estimación de precipitación por radar (QPE) en una región montañosa*. Se utilizó el software VISHYDRO de modelación física y se trabajó en dos sitios ubicados en la región de Grenoble - Francia (en el monte Moucherotte (~1920msnm) y en el campus universitario (Xport, ~213msnm). Se puede decir que la modelización física puede ser utilizada para cuantificar algunos factores que afectan la QPE en regiones montañosas, e.g. el relieve, la climatología de la precipitación, la estrategia de exploración del radar. Entre los resultados principales destacan que: La altitud de la isoterma cero contribuye con la

variabilidad de la QPE. Estimaciones de precipitación provenientes de ecos a baja altitud generalmente producen estimaciones con menor variabilidad. Es por esto que sitios a baja altitud y protocolos de exploración con ángulos pequeños producen mejores resultados. Sin embargo, desde el punto de vista práctico, la configuración radar a baja altitud y ángulos de exploración pequeños no es factible para las zonas montañosas; debido a que las montañas del entorno del radar perturban la QPE (con ecos fijos y ocultamientos mayores). Para evitar los ecos fijos con un radar de baja altitud, se deberá configurar con ángulos de exploración grandes, que permitan pasar la cresta de las montañas, en este caso la incertidumbre de la QPE será dependiente del rango del eco al radar. En el caso contrario, con un radar ubicado a gran altitud, se deberá configurar con ángulos de exploración pequeños que minimicen el efecto de la variabilidad del perfil vertical de reflectividad, con esta última configuración la QPE será menos dependiente del rango debido a que la tasa con la que gana altitud el haz del radar es inferior. Esta última fue la configuración adoptada por MeteoFrance para su radar instalado en el Monte Moucherotte.

En la segunda experiencia (sección 5.2) se estudió *como afecta la densidad de la red pluviométrica la calidad de la estimación cuantitativa de precipitación mediante el Krigeado Ordinario (OK) y el Krigeado con Deriva Externa (KED)*. Se trabajó en una gamma de escalas temporales en el rango de 1 hora hasta 6 horas. Se utilizaron los registros del Observatorio Hidrometeorológico Mediterráneo Cévennes – Vivarais (OHMCV), el cual está bien instrumentado con 4 radares meteorológicos y ~200 estaciones pluviométricas horarias. Se redujo la densidad de la red pluviométrica en una gama de resoluciones espaciales que van desde 1 estación cada 15 km hasta 1 estación cada 40 km. El análisis de 122 eventos de precipitación seleccionados en el período 2007 – 2014, permitió observar que ambos métodos son sensibles a la densidad de la red pluviométrica, siendo mucho más sensibles cuando se reduce la escala temporal de precipitación. En la estimación KED por medio de la fusión radar – pluviómetro; el radar brinda información valiosa que se ve afectada por la estacionalidad. La densidad de la red en el krigeado con deriva externa afecta muy delicadamente la estimación de precipitación en verano y es mayor en invierno. Por otra parte, la estimación con el krigeado ordinario está fuertemente influenciada por la densidad de la red pluviométrica, disminuyendo rápidamente el rendimiento del método al reducir la densidad. Adicionalmente, en esta experiencia se introdujo el uso del índice de Jaccard para cuantificar el efecto que tiene la reducción de la red en la interpolación de precipitación. Jaccard mide la similitud entre dos campos de precipitación interpolada, donde uno de ellos representa la estimación a red completa y el otro a red reducida, de esta manera es un criterio independiente de la red de validación. Las principales contribuciones de esta experiencia son: 1) se muestra la dependencia estacional; y 2) se corrobora el mejor desempeño y la robustez del Krigeado con Deriva Externa con respecto al Krigeado Ordinario.

En la tercera experiencia (sección 5.3) se estudió *de qué manera se puede caracterizar la incertidumbre en la estimación cuantitativa de precipitación por radar sobre una gama de escalas espacio – temporales*. La problemática fue abordada con el enfoque de simulación estocástica (Delrieu, 2017), utilizando el modelo de error de la región Cevenol (Boudevillain et al., 2016). Se confirmaron los resultados presentados por Boudevillain et al., (2016), en la

temporada septiembre – diciembre 2014. Entre los principales resultados se tiene que: el krigeado con deriva externa conserva el detalle del radar y realiza los ajustes locales de la deriva en el entorno cercano de cada pluviómetro, la desviación estándar normalizada es dependiente de la distribución espacial de la precipitación y de la red de pluviómetros. Los valores de la desviación estándar normalizada, son superiores en el Krigeado con Deriva Externa que en el Krigeado Ordinario, esto debido a la condición adicional impuesta al producto radar de no tener sesgo y que los residuos de la deriva tienen menor correlación espacial que las cantidades de lluvia entre sí.

En la cuarta experiencia se estudió *el grado de influencia de los parámetros del modelo hidrológico en la simulación lluvia – escorrentía*. Se implementó la metodología de análisis de sensibilidad generalizado, aplicado a un conjunto de muestras aleatorias de los parámetros, generadas con el híper cubo latino. Luego de realizar el análisis de sensibilidad se observó que el modelo tiene cuatro parámetros principales, esto debido a que pequeñas variaciones de sus valores se traducen en grandes cambios en la respuesta hidrológica del modelo. Los parámetros que deben ser conservados son el coeficiente multiplicativo del número de curva (C_{CN}), el coeficiente de velocidad en las subcuencas (CV_{SC}), la constante de almacenamiento (K_{SC}) y el coeficiente de permeabilidad ($B2$). El análisis de sensibilidad también reveló que la sensibilidad de cada parámetro cambia según el objetivo de la simulación y la resolución espacio – temporal del modelo.

En la quinta experiencia se estudió si *los parámetros pueden ser transferidos de una temporada lluviosa a otra*. Para ello se trabajó con las temporadas lluviosas 2008 y 2014 y con los criterios de similitud de Nash – Sutcliffe, el caudal de punta y el volumen total. Se optimizaron los conjuntos de juegos de parámetros en cada temporada y se analizó la transferibilidad paramétrica. Se dedujo que los parámetros si pueden ser transferidos de una temporada lluviosa a otra, sin embargo el juego de parámetros transferidos disminuye el grado de similitud; el efecto es más pronunciado cuando se utiliza como criterio NSE y VTE . La disminución del grado de similitud se considera una disminución ligera que mantiene el valor central de las simulaciones con parámetros transferidos dentro de los percentiles 25 y 75% de los parámetros optimizados. El coeficiente multiplicativo del número de curva (C_{CN}) y la constante de almacenamiento en las subcuencas (K_{SC}) son los parámetros que mostraron mayor diferencia entre los valores optimizados y los transferidos. Se ha planteado la hipótesis que la diferencia entre los valores optimizados y transferidos puede deberse a condiciones iniciales de humedad y contenidos de biomasa diferentes.

En la sexta experiencia se cuestionó si: *¿es el HCHM una herramienta fiable de modelización lluvia – escorrentía?* Visualmente se verificó que el modelo hidrológico logra reproducir las principales características del hidrograma de creciente, en los puntos de control ubicados en las cuencas del Ardèche y el Gardon. A la par, se observó que la calidad de la estimación de algunos afluentes de los cauces principales disminuye, lo que induce a pensar que la heterogeneidad de las subcuencas pudiese estar influenciando la simulación a escala local. Los indicadores de Nash – Sutcliffe, el caudal de punta y el volumen total de la creciente, evaluados en cada evento de creciente, muestran que existe una aparente evolución del

criterio de calidad en el transcurso de la temporada lluviosa. Se planteó la hipótesis de que pudiese deberse a las condiciones de humedad antecedente, el contenido de biomasa en la cuenca y la heterogeneidad espacio – temporal de la precipitación. Igualmente se observó que la simulación de eventos severos mayores a 2 años de período de retorno produce mejores resultados que los eventos ligeros. Esto pudiese estar relacionado con la hipótesis que se adoptó para la construcción del modelo de isocronas (tiempo de viaje de la escorrentía en función del caudal de período de retorno 2 años). Otro dato que se deriva de esta experiencia es que la calidad de estimación es ligeramente superior en los puntos de control con mayor superficie, el resultado confirma que existe un vínculo entre la resolución temporal y la superficie de la cuenca.

En la séptima experiencia se responde *¿Cómo influencia la desagregación espacio – temporal de la precipitación, a la calidad de la simulación lluvia – escorrentía?* Para dar respuesta se consideró que la precipitación está distribuida uniformemente en espacio y tiempo, en cada subcuenca del modelo; luego se realizó un pequeño downscaling “uniforme” y se ejecutó el cálculo lluvia – escorrentía en la resolución más fina (10km² y 1h). Las simulaciones fueron criticadas en términos de Nash-Sutcliffe y similitud con respecto al caudal de punta y el volumen de la creciente en función de la escorrentía observada a 1h. Los resultados de esta experiencia indican que: la calidad de la estimación disminuye y su variación aumenta al aumentar el grado de desagregación espacio – temporal; la similitud con respecto al volumen es la menos impactada por el efecto de la desagregación espacio – temporal; y el efecto de la desagregación espacio temporal es mayor en cuencas con superficies pequeñas.

En la octava experiencia se dan argumentos para responder *¿En qué forma se propaga la incertidumbre de la precipitación y la incertidumbre paramétrica del modelo en la simulación lluvia - escorrentía?* Se evaluó el efecto de la incertidumbre en la precipitación, la incertidumbre paramétrica del modelo y el efecto combinado de la incertidumbre de la precipitación y la paramétrica, en una gama de puntos no aforados con superficies entre 10 y 300 km². Se trabajó en la temporada lluviosa 2014, con las realizaciones de precipitación estocástica y el conjunto de juego de parámetros optimizados en la resolución de 10km² y 60min. De esta experiencia se desprende que la incertidumbre de la escorrentía que se genera producto de la incertidumbre de la precipitación posee valores inferiores a la incertidumbre de la precipitación, esto se debe al efecto de almacenamiento y tránsito del agua en la cuenca, el cual amortigua las perturbaciones probabilísticas alrededor del valor determinístico de precipitación, lo cual hace que la propagación de la incertidumbre de la precipitación en la escorrentía sea inversamente proporcional a la superficie del punto de estimación. Por otra parte, la incertidumbre de la escorrentía como producto de la incertidumbre del juego de parámetros, no es dependiente de la superficie del punto de estimación y su valor es mayor a la incertidumbre que proviene de la precipitación. La propagación de la incertidumbre de la precipitación y la incertidumbre paramétrica es inversamente proporcional a la superficie del punto de estimación y sus valores están siempre por encima de los valores de propagación de la incertidumbre de la precipitación y de la paramétrica.

TRABAJO A SEGUIR

El software VISHYDRO (Pellarin et al., 2002), tiene un rol importante para optimizar las aplicaciones del radar en hidrología; e.g. Delrieu et al., (2014), muestra su pertinencia en la selección del sitio del radar. VISHYDRO es una herramienta que simula la incertidumbre de la estimación de precipitación por radar a partir del relieve, la climatología de la precipitación y las características del radar. No obstante, descarta el efecto de la atenuación y de datos provenientes de múltiples radares en la estimación. Disponer de redes de radares donde el producto final de precipitación proviene del mosaico de radares es cada vez más común; e.g. en la red ARAMIS, la estimación de precipitación se realiza ponderando las estimaciones individuales de cada radar disponible, en función del índice de calidad (Tabary, 2007; Tabary et al., 2007). En este nuevo escenario, estudiar: *¿cómo pudiese ser simulada mediante una aproximación física la incertidumbre de la precipitación en los mosaicos de radares?* sería un tema con aplicaciones prácticas inmediatas, entre ellas: optimizar el producto de precipitación por radar en zonas con múltiples radares, o evaluar objetivamente el mejor emplazamiento de un nuevo radar.

La aplicación del software VISHYDRO también evidenció que existe una fuerte influencia de la climatología de los perfiles verticales de reflectividad (VPRs). El trabajo que se realizó muestra la incertidumbre generalizada a partir de 507 VPRs, que han sido simulados en eventos de tipo convectivo y estratiforme. Es interesante preguntarse: *¿Cómo será la influencia de la climatología de los perfiles verticales de reflectividad de forma específica en eventos de tipo convectivo o estratiforme?* En esta misma línea, el análisis pudiese realizarse utilizando la altitud de la isoterma cero como un parámetro explicativo de la incertidumbre. La altitud de la isoterma cero ha sido un parámetro en la modelización de los VPRs y para aplicaciones prácticas es una variable de relativamente fácil acceso.

Se discutió que el índice de calidad del producto de precipitación por radar de MétéoFrance, es utilizado actualmente para ponderar las estimaciones de precipitación de múltiples radares y generar el mosaico de precipitación; en otras palabras, sirve para fusionar la información de un radar con otro(s) radar(es), esto en el caso de exista información de más de un radar en una misma localidad. El índice de calidad se basa en las condiciones actualizadas de propagación de la atmósfera y en el efecto del relieve para cada radar, no obstante otras fuentes de incertidumbre como la atenuación que produce la precipitación no es considerada. Sabiendo que algunos registros de la red pluviométrica están disponibles en tiempo real, es interesante plantearse: *¿De qué manera pudiesen ser utilizados los registros de precipitación de la red pluviométrica para mejorar el índice de calidad de la red ARAMIS de MétéoFrance?* La interrogante nuevamente es de índole práctica, donde su respuesta e implementación muy probablemente contribuirá a mejorar la calidad del producto de precipitación por radar.

La Herramienta de Computo Hidrológico a Mesoescala (HCHM) es un software que fue desarrollado para alcanzar el objetivo de éste trabajo. Su concepción se realizó bajo la premisa de obtener una herramienta sencilla para ser implementada en las cuencas del

Ardèche y el Gardon. De esta manera, la primera versión del HCHM se basó en la fusión de metodologías preexistentes relativamente simples (e.g. Número de Curva, Hidrograma Unitario, Muskingum). Una vez culminado el trabajo hay dos preguntas que surgen de forma inmediata: *¿Cómo pudiese ser mejorado el HCHM para lograr un mejor procesamiento lluvia - escorrentía en la región Cevenol?* y *¿Qué precio a nivel de complejidad del modelo debe pagarse?* Se dejó claro que las cuencas del Ardèche y el Gardon están caracterizadas por crecientes de origen kárstico en sus partes bajas, las cuales presentan varias modalidades de flujo: la escorrentía superficial y el flujo subsuperficial compuesto por el flujo difuso dentro de la caliza fisurada y el flujo dentro de los conductos kársticos. En el procesamiento que realiza el HCHM, los tres tipos de flujo son transitados con un único Hidrograma Unitario. La primera mejora que pudiese realizarse al HCHM es de incluir una rutina para el tránsito por separado de la escorrentía superficial y el flujo subsuperficial, la cual permitiría una representación más adecuada de la rama descendente de los hidrogramas de creciente simulados. Un segundo factor que pudiese ofrecer una mejora en la simulación con el HCHM es el efecto de la intensidad de la precipitación en el tránsito de la escorrentía superficial. Para considerar dicho efecto puede ser pertinente evaluar: el método de Ding (1974) para la corrección diferencial del hidrograma unitario; y el método de Chen and Singh (1986), del hidrograma unitario variable instantáneo.

Antes de generalizar los resultados de la propagación de la incertidumbre de la precipitación en la escorrentía, es importante considerar que presuntamente los resultados son dependientes del efecto de almacenamiento y tránsito del agua en la cuenca; se recuerda que parte de las cuencas estudiadas presentan características particulares producto de los sistemas kársticos que poseen. En este contexto surge la pregunta de si *¿Serán los resultados obtenidos dependientes de la región, el clima o el régimen estudiado?* Llama la atención que el índice de propagación de la incertidumbre de la precipitación en la escorrentía debido a la incertidumbre de la precipitación está en el orden de 0.5. Esto quiere decir que la dispersión que genera la incertidumbre de la precipitación en la simulación lluvia – escorrentía se ve atenuada a la mitad. Se explicó el resultado debido al efecto de almacenamiento y tránsito del agua en la cuenca, el cual amortigua la incertidumbre de la precipitación. Considerando estos aspectos es interesante preguntar: *¿Cómo estarán relacionados los procesos dominantes de una cuenca con la propagación de la incertidumbre de la precipitación en la modelización lluvia – escorrentía?* La pregunta no es fácil de responder, ya que es difícil cuantificar los procesos dominantes de una cuenca debido a que existen una amplia gama de factores que afectan su valor (e.g. superficie, pendiente, vegetación, condiciones de humedad antecedente, entre otros). Antes de responder la interrogante planteada sería más sensato preguntar: *¿Cómo pueden ser cuantificados los procesos dominantes en una cuenca?*

Antes de terminar, el trabajo realizado utiliza observaciones de escorrentía para la parametrización del modelo. Las observaciones de escorrentía pueden llegar a tener errores considerables, ya que no son datos observados de manera “directa”, sino que provienen de la aplicación de modelos nivel – caudal (sin. curvas de gastos). Sikorska and Renard, (2017), en su reciente trabajo proponen un método para cuantificar la incertidumbre en la observación de escorrentía y analizar su efecto en la parametrización del modelo hidrológico. Prueban sus

planeamientos en el Ardèche en Meyras, con un modelo hidrológico agregado sencillo. Sus resultados indican que ignorar la incertidumbre en las observaciones hidrológicas, produce cambios en la parametrización del modelo. Esta nueva evidencia introduce la interrogante sobre: *¿Cómo será el efecto combinado de las tres fuentes de incertidumbre en la modelización lluvia – escorrentía?* La respuesta a estas últimas interrogantes favorecerán al desarrollo de una metodología que cuantifique de forma individual cada fuente de incertidumbre en la modelización hidrológica, lo cual es considerado como un desafío aun vigente en hidrología.

REFERENCIAS

- A Dictionary of Earth Sciences, 3rd ed, 2008. . Oxford University Press.
- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J., 1986a. An introduction to the European Hydrological System-Système hydrologique Européen, "SHE"; 1, History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *J. Hydrol.* 87, 45–59.
- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J., 1986b. An introduction to the European Hydrological System-Système Hydrologique Européen, "SHE"; 2, Structure of a physically-based, distributed modelling system. *J. Hydrol.* 87, 61–77.
- Acevedo, D., Sarmiento, G., 1990. Intercepción de la lluvia, escorrentía superficial y drenaje profundo en una pastura tropical y un cultivo de maíz en Barinas, Venezuela. *Ecotropicos* 3, 12–32.
- Adamovic, M., Braud, I., Branger, F., Kirchner, J.W., 2015. Assessing the simple dynamical systems approach in a Mediterranean context: application to the Ardèche catchment (France). *Hydrol Earth Syst Sci* 19, 2427–2449. doi:10.5194/hess-19-2427-2015
- AghaKouchak, A., Habib, E., Bárdossy, A., 2010. Modeling Radar Rainfall Estimation Uncertainties: Random Error Model. *J. Hydrol. Eng.* 15, 265.
- Ajmal, M., Ahn, J.-H., Kim, T.-W., 2016a. Excess Stormwater Quantification in Ungauged Watersheds Using an Event-Based Modified NRCS Model. *Water Resour. Manag.* 30, 1433.
- Ajmal, M., Khan, T.A., Kim, T.-W., 2016b. A CN-Based Ensembled Hydrological Model for Enhanced Watershed Runoff Prediction. *Water* 8, 20. doi:10.3390/w8010020
- Al-Qurashi, A., McIntyre, N., Wheeler, H., Unkrich, C., 2008. Application of the KINEROS2 rainfall–runoff model to an arid catchment in Oman. *J. Hydrol.* 355, 91–105. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.03.022
- Ambroise, B., 1999. La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant: processus, facteurs, modèles. H.G.A, Bucarest.
- Anagnostou, E.N., 2004. A convective/stratiform precipitation classification algorithm for volume scanning weather radar observations. *Meteorol. Appl.* 11, 291–300. doi:10.1017/S1350482704001409
- Anderson, M.G., Burt, T.P. (Eds.), 1990. *Process studies in hillslope hydrology*. Wiley, Chichester, West Sussex, England ; New York.
- Anderson, M.G., McDonnell, J.J. (Eds.), 2005. Sacramento Soil Moisture Accounting Model (SAC-SMA), in: *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK.
- Andrieu, H. [b1] (analytic), Creutin, J.D. [b2] (analytic), 1995. Identification of vertical profiles of radar reflectivity for hydrological applications using an inverse method. I: Formulation (English). *J Appl Meteorol* 1988 34, 225–239.
- Andrieu, H. [b1] (analytic), Delrieu, G. [b2] (analytic), Creutin, J.D. [b2] (analytic), 1995. Identification of vertical profiles of radar reflectivity for hydrological applications using an inverse method. II: Sensitivity analysis and case study (English). *J Appl Meteorol* 1988 34, 240–259.
- Anquetin, S., Braud, I., Vannier, O., Viallet, P., Boudevillain, B., Creutin, J.-D., Manus, C., 2010. Sensitivity of the hydrological response to the variability of rainfall fields and soils for the Gard 2002 flash-flood event. *J. Hydrol.* 394, 134–147. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.07.002
- Arnaud, P., Lavabre, J., Fouchier, C., Diss, S., Javelle, P., 2011. Sensitivity of hydrological models to uncertainty in rainfall input. *Hydrol. Sci. J.* 56, 397–410. doi:10.1080/02626667.2011.563742
- Baldoni, V., Córdova, J., 1985. Modelo de Simulación Hidrológica basado en el método del Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos (SCS, USDA). Presented at the Memorias del II Encuentro Nacional sobre Clima, Agua y Tierra.
- Bennett, T.H., Peters, J.C., 2000. Continuous Soil Moisture Accounting in the Hydrologic Engineering Center Hydrologic Modeling System (HEC-HMS). American Society of Civil Engineers, pp. 1–10. doi:10.1061/40517(2000)149
- Berenguer, M., Zawadzki, I., 2008. A Study of the Error Covariance Matrix of Radar Rainfall Estimates in Stratiform Rain. *Weather Forecast.* 23, 1085–1101. doi:10.1175/2008WAF2222134.1

- Bergström, S., 2006. Experience from applications of the HBV hydrological model from the perspective of prediction in ungauged basins. IAHS.
- Bergström, S., Forsman, A., 1973. DEVELOPMENT OF A CONCEPTUAL DETERMINISTIC RAINFALL-RUNOFF MODEL. *Hydrol. Res.* 4, 147–170.
- Berne, A., Delrieu, G., Creutin, J.-D., Obled, C., 2004. Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology. *J. Hydrol.* 299, 166–179. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.08.002
- Berne, A., Krajewski, W.F., 2013. Radar for hydrology: Unfulfilled promise or unrecognized potential? *Adv. Water Resour.*, 35th Year Anniversary Issue 51, 357–366. doi:10.1016/j.advwatres.2012.05.005
- Berne, A., ten Heggeler, M., Uijlenhoet, R., Delobbe, L., Dierickx, P., de Wit, M., 2005. A preliminary investigation of radar rainfall estimation in the Ardennes region and a first hydrological application for the Ourthe catchment. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 5, 267–274. doi:10.5194/nhess-5-267-2005
- Beven, K., Binley, A., 2014. GLUE: 20 years on: GLUE: 20 YEARS ON. *Hydrol. Process.* 28, 5897–5918. doi:10.1002/hyp.10082
- Beven, K., Binley, A., 1992. The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrol. Process.* 6, 279–298. doi:10.1002/hyp.3360060305
- Beven, K., Freer, J., 2001. A dynamic TOPMODEL. *Hydrol. Process.* 15, 1993–2011. doi:10.1002/hyp.252
- 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. *Hydrol. Sci. Bull.* 24, 43.
- Blöschl, G., 2005. Statistical Upscaling and Downscaling in Hydrology, in: Anderson, M.G., McDonnell, J.J. (Eds.), *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK.
- Blöschl, G., Sivapalan, M., 1995. Scale issues in hydrological modelling: A review. *Hydrol. Process.* 9, 251–290. doi:10.1002/hyp.3360090305
- Bonnifait, L., Delrieu, G., Lay, M.L., Boudevillain, B., Masson, A., Belleudy, P., Gaume, E., Saulnier, G.-M., 2009. Distributed hydrologic and hydraulic modelling with radar rainfall input: Reconstruction of the 8–9 September 2002 catastrophic flood event in the Gard region, France. *Adv. Water Resour.* 32, 1077–1089. doi:10.1016/j.advwatres.2009.03.007
- Borga, M., Anagnostou, E. n., Frank, E., 2000. On the use of real-time radar rainfall estimates for flood prediction in mountainous basins, in: *Journal of Geophysical Research*. Presented at the Journal of Geophysical Research, American Geophys. Union, pp. 2269–2280.
- Borga, M., Tonelli, F., 2000. Adjustment of range-dependent bias in radar rainfall estimates. *Phys. Chem. Earth Part B Hydrol. Oceans Atmosphere* 25, 909–914. doi:10.1016/S1464-1909(00)00124-6
- Borga, M., Tonelli, F., Moore, R.J., Andrieu, H., 2002. Long-term assessment of bias adjustment in radar rainfall estimation. *Water Resour. Res.* 38, 1226. doi:10.1029/2001WR000555
- Boudevillain, B., Delrieu, G., Galabertier, B., Bonnifait, L., Bouilloud, L., Kirstetter, P.-E., Mosini, M.-L., 2011. The Cevennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory database. *Water Resour. Res.* 47, W07701. doi:10.1029/2010WR010353
- Boudevillain, B., Delrieu, G., Wijbrans, A., Confoland, A., 2016. A high-resolution rainfall re-analysis based on radar–raingauge merging in the Cévennes-Vivarais region, France. *J. Hydrol.* doi:10.1016/j.jhydrol.2016.03.058
- Boyle, D.P., Gupta, H.V., Sorooshian, S., 2000. Toward improved calibration of hydrologic models: Combining the strengths of manual and automatic methods. *Water Resour. Res.* 36, 3663–3674. doi:10.1029/2000WR900207
- Branger, F., Braud, I., Debionne, S., Viallet, P., Dehotin, J., Henine, H., Nedelec, Y., Anquetin, S., 2010. Towards multi-scale integrated hydrological models using the LIQUID? framework. Overview of the concepts and first application examples. *Environ. Model. Softw.* 25, 1672–1681. doi:10.1016/j.envsoft.2010.06.005
- Briggs, W., 2016. *Uncertainty: the soul of modeling, probability & statistics*. Springer, Switzerland.
- Bringi, V.N., Chandrasekar, V., 2001. *Polarimetric Doppler weather radar: principles and applications*. Cambridge University Press, Cambridge ; New York.

- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., Morbidelli, R., 2009. Antecedent wetness conditions based on ERS scatterometer data. *J. Hydrol.* 364, 73–87. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.10.007
- Brown, S., Schall, J., Morris, J., Doherty, C., Stein, S., Warner, J., 2013. *Urban Drainage Design Manual*.
- Burnash, R.J.C., Ferral, R.L., McGuire, R.A., McGuire, R.A., 1973. *A Generalized Streamflow Simulation System: Conceptual Modeling for Digital Computers*. U.S. Department of Commerce, National Weather Service, and State of California, Department of Water Resources.
- C. Manus, S. Anquetin, I. Braud, J.-P. Vandervaere, J.-D. Creutin, P. Viallet, E. Gaume, 2008. A modelling approach to assess the hydrological response of small Mediterranean catchments to the variability of soil characteristics in a context of extreme events. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 2687.
- Carpenter, T.M., Georgakakos, K.P., 2004. Impacts of parametric and radar rainfall uncertainty on the ensemble streamflow simulations of a distributed hydrologic model. *J. Hydrol.* 298, 202–221. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.03.036
- Cauchy, A., 1847. Méthode générale pour la résolution des systèmes d'équations simultanées. *Compte Rendu des Seances de L'Academie des Sciences XXV*, pp. 536–538.
- Cazenave, F., Gosset, M., Kacou, M., Alcoba, M., Fontaine, E., Duroure, C., Dolan, B., 2016. Characterization of Hydrometeors in Sahelian Convective Systems with an X-Band Radar and Comparison with In Situ Measurements. Part I: Sensitivity of Polarimetric Radar Particle Identification Retrieval and Case Study Evaluation. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 55, 231–249. doi:10.1175/JAMC-D-15-0013.1
- Chapon, B., Delrieu, G., Gosset, M., Boudevillain, B., 2008. Variability of rain drop size distribution and its effect on the Z–R relationship: A case study for intense Mediterranean rainfall. *Atmospheric Res.* 87, 52–65. doi:10.1016/j.atmosres.2007.07.003
- Chen, S.J., Singh, V.P., 1986. Derivation of a new variable instantaneous unit hydrograph. *J. Hydrol.* 88, 25–42. doi:10.1016/0022-1694(86)90195-2
- Chiles, J.-P., Delfiner, P., 1999. *Geostatistics: modeling spatial uncertainty*, Wiley series in probability and statistics. Applied probability and statistics section. Wiley, New York.
- Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W., 1988. *Applied hydrology*, McGraw-Hill series in water resources and environmental engineering. McGraw-Hill, New York.
- Ciach, G.J., Krajewski, W.F., 1999. On the estimation of radar rainfall error variance. *Adv. Water Resour.* 22, 585–595. doi:10.1016/S0309-1708(98)00043-8
- Ciach, G.J., Krajewski, W.F., Villarini, G., 2007. Product-Error-Driven Uncertainty Model for Probabilistic Quantitative Precipitation Estimation with NEXRAD Data. *J. Hydrometeorol.* 8, 1325–1347. doi:10.1175/2007JHM814.1
- Clark, C.O., 1945. Storage and the Unit Hydrograph. *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.* 110, 1419–1446.
- Cobos, G., Collado, J.A., 2011. Modelo ASTER, Modelo hidrológico pluviométrico-nival de simulación y previsión.
- Craciun, C., Catrina, O., 2016. An objective approach for comparing radar estimated and rain gauge measured precipitation: Comparing radar estimated and rain gauge precipitation. *Meteorol. Appl.* 23, 683–690. doi:10.1002/met.1591
- Craig, J.R., Liu, G., Soulis, E.D., 2010. Runoff–infiltration partitioning using an upscaled Green–Ampt solution. *Hydrol. Process.* 24, 2328–2334. doi:10.1002/hyp.7601
- Crawford, N., Burges, S.J., 2004. History of Stanford Watershed Model–Crawford-Burges.pdf. *Water Resources IMPACT* 6.
- Crawford, N., Linsley, R.K., 1966. *Digital Simulation in Hydrology: Stanford watershed model IV (No. 39)*. Department of Civil Engineering, STANFORD UNIVERSITY.
- Cunge, J.A., 1969. On The Subject Of A Flood Propagation Computation Method (Muskingum Method). *J. Hydraul. Res.* 7, 205–230. doi:10.1080/00221686909500264
- Dan'azumi, S., Shamsudin, S., Rahman, A., 2010. Probability Distribution of Rainfall Depth at Hourly Time-Scale. *World Acad. Sci. Eng. Technol.* 4.

- Datin, R., 1998. Outils opérationnels pour la prévention des crues rapides: Traitement des incertitudes et intégration des prévisions météorologiques, développements de TOPMODEL pour la prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie. Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble.
- Delrieu, G., 2017. Générateur stochastique de pluie issue du Krigeage avec Dérive Externe sur blocs.
- Delrieu, G., Andrieu, H., Creutin, J.D., 2000. Quantification of Path-Integrated Attenuation for X- and C-Band Weather Radar Systems Operating in Mediterranean Heavy Rainfall. *J. Appl. Meteorol.* 39, 840–850. doi:10.1175/1520-0450(2000)039<0840:QOPIAF>2.0.CO;2
- Delrieu, G., Bonnifait, L., Kirstetter, P.-E., Boudevillain, B., 2014a. Dependence of radar quantitative precipitation estimation error on the rain intensity in the Cévennes region, France. *Hydrol. Sci. J.* 59, 1308–1319. doi:10.1080/02626667.2013.827337
- Delrieu, G., Boudevillain, B., Kirstetter, P.E., 2014b. In search for an optimal site for the future Météo-France X-band polarimetric radar in the region of Grenoble, France. Presented at the International Weather Radar and Hydrology Symposium, Washington D.C.
- Delrieu, G., Caudal, S., Creutin, J. d., 1997. Feasibility of Using Mountain Return for the Correction of Ground-Based X-Band Weather Radar Data. *J. Atmospheric Ocean. Technol.* 14, 369.
- Delrieu, G., Creutin, J.D., Andrieu, H., 1995. Simulation of Radar Mountain Returns Using a Digitized Terrain Model. *J. Atmospheric Ocean. Technol.* 12, 1038–1049. doi:10.1175/1520-0426(1995)012<1038:SORMRU>2.0.CO;2
- 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., 2005. 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. Hydrometeorol.* 6, 34–52. doi:10.1175/JHM-400.1
- Delrieu, G., Wijbrans, A., Boudevillain, B., Faure, D., Bonnifait, L., Kirstetter, P.-E., 2014c. Geostatistical radar–raingauge merging: A novel method for the quantification of rain estimation accuracy. *Adv. Water Resour.* 71, 110–124. doi:10.1016/j.advwatres.2014.06.005
- Ding, J.Y., 1974. Variable unit hydrograph. *J. Hydrol.* 22, 53–69. doi:10.1016/0022-1694(74)90095-X
- Diskin, M.H., Simon, E., 1977. A procedure for the selection of objective functions for hydrologic simulation models. *J. Hydrol.* 34, 129–149. doi:10.1016/0022-1694(77)90066-X
- Doviak, R.J., Zrnić, D.S., 1993. Doppler radar and weather observations, 2nd ed. Academic Press, Orlando, Fla.
- Duclos, P., Vidonne, O., Beuf, P., Perray, P., Stoebner, A., 1991. Flash Flood Disaster: Nîmes, France, 1988. *Eur. J. Epidemiol.* 365.
- Durán-Alarcón, C., 2016. Comparative analysis of extreme rainfall in the Cévennes-Vivarais region, using rain gauges and weather radar data. Master thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Emmanuel, I., Andrieu, H., Leblois, E., JANEY, N., Payrastre, O., 2015. Influence of rainfall spatial variability on rainfall-runoff modelling: Benefit of a simulation approach? *J. Hydrol.* 12p. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.04.058
- Emmanuel, I., Payrastre, O., Andrieu, H., Zuber, F., 2016. Influence of the spatial variability of rainfall on hydrograph modelling at catchment outlet: a case study in the Cévennes region, France. *E3S Web Conf.* 7, 18004. doi:10.1051/e3sconf/20160718004
- EPA, 2015. Storm Water Management Model Reference Manual Volume I - Hydrology. United States Environmental Protection Agency.
- Fabre, G., 1984. Hydrologie karstique des gorges de l’Ardèche et de leurs marges. *Méditerranée* 52, 71–77. doi:10.3406/medit.1984.2258
- Fabry, F., Bellon, A., Duncan, M., Austin, G., 1994. High-Resolution Rainfall Measurements by Radar for Very Small Basins - the Sampling Problem Reexamined. *J. Hydrol.* 161, 415–428. doi:10.1016/0022-1694(94)90138-4
- F. Lobligois, V. Andréassian, C. Perrin, P. Tabary, C. Loumagne, 2013. When does higher spatial resolution rainfall information improve streamflow simulation? An evaluation on 3620 flood events. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 12485.

- Faure, D., Delrieu, G., Tabary, P., Parent Du Chatelet, J., Guimera, M., 2005. Application of the hydrologic visibility concept to estimate rainfall measurement quality of two planned weather radars. *Atmospheric Res.* 77, 232–246. doi:10.1016/j.atmosres.2004.10.021
- Figueras i Ventura, J., Tabary, P., 2013. The New French Operational Polarimetric Radar Rainfall Rate Product. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 52, 1817–1835. doi:10.1175/JAMC-D-12-0179.1
- Freer, J., Beven, K.J., Amboise, B., 1996. Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data: an application of the GLUE approach. *Water Resources Research* 2161–2173.
- Garambois, P.-A., 2012. Etude régionalme des crues éclair de l'arc méditerranéen français. Elaboration de méthodologies de transfert à des bassins versants non jaugés. Université de Toulouse, Toulouse, France.
- Garen, D.C., Moore, D.S., 2005. Curve Number Hydrology in Water Quality Modeling: Uses, Abuses, and Future Directions1. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* 41, 377–388. doi:10.1111/j.1752-1688.2005.tb03742.x
- Gaume, E., Livet, M., Desbordes, M., Villeneuve, J.-P., 2004. Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999. *J. Hydrol.* 286, 135–154. doi:10.1016/j.jhydrol.2003.09.015
- Germann, U. [b1] (analytic), Berenguer, M. [b2] (analytic), Sempere-Torres, D. [b3] (analytic), Zappa, M. [b4] (analytic), 2009. REAL -Ensemble radar precipitation estimation for hydrology in a mountainous region (English). *Q J R Meteorol Soc* 135, 445–456.
- Godart, A., Anquetin, S., Leblois, E., 2009. Rainfall regimes associated with banded convection in the Cévennes-Vivarais area. *Meteorol. Atmospheric Phys.* 103, 25–34. doi:10.1007/s00703-008-0326-3
- Gonzales, A.L., Nonner, J., Heijkers, J., Uhlenbrook, S., 2009. Comparison of different base flow separation methods in a lowland catchment. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13, 2055–2068. doi:10.5194/hess-13-2055-2009
- Grayson, R., Blöschl, G., 2001. *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling*. CUP Archive.
- Green, W., Ampt, G., 1911. Studies in soil physics. Part I. The flow of air and water through soils. *J.Ag.Sci* 4, 1–24.
- Grimaldi, S., Petroselli, A., Romano, N., 2013. Green-Ampt Curve-Number mixed procedure as an empirical tool for rainfall–runoff modelling in small and ungauged basins. *Hydrol. Process.* 27, 1253–1264. doi:10.1002/hyp.9303
- Grouillet, B., Ruelland, D., Vaittinada Ayar, P., Vrac, M., 2016. Sensitivity analysis of runoff modeling to statistical downscaling models in the western Mediterranean. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20, 1031–1047. doi:10.5194/hess-20-1031-2016
- Haberlandt, U., 2007. Geostatistical interpolation of hourly precipitation from rain gauges and radar for a large-scale extreme rainfall event. *J. Hydrol.* 332, 144–157. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.06.028
- Habib, E. [b1] (analytic), Aduvala, A.V. [b1] (analytic), Meselhe, E.A. [b1] (analytic), 2008. Analysis of radar-rainfall error characteristics and implications for streamflow simulation uncertainty (English). *Hydrol Sci J* 53, 568–587.
- Habib, E., Ciach, G.J., Krajewski, W.F., 2004. A method for filtering out raingauge representativeness errors from the verification distributions of radar and raingauge rainfall. *Adv. Water Resour.* 27, 967–980. doi:10.1016/j.advwatres.2004.08.003
- HEC, 2000. *Hydrologic Modeling System HEC-HMS, Technical Reference Manual*.
- Henderson, F.M., 1966. *Open channel flow*. Macmillan.
- Hingray, B., Picouet, C., Musy, A., 2009. *Hydrologie: Une science pour l'ingénieur*. PPUR presses polytechniques.
- Hornberger, G.M. (Univ of V., Spear, R.C., 1981. Approach to the preliminary analysis of environmental systems. *J Env. Manage U. S.* 12:1.
- Horton, R.E., 1939. Analysis of runoff-plat experiments with varying infiltration-capacity. *Eos Trans. Am. Geophys. Union* 20, 693–711. doi:10.1029/TR020i004p00693

- HUANG, M., Gallichand, J., DONG, C., WANG, Z., SHAO, M., 2007. Use of soil moisture data and curve number method for estimating runoff in the Loess Plateau of China (English). *Hydrol Process* 21, 1471–1481.
- Hughes, D. a., Heal, K. v., Leduc, C., 2014. Improving the visibility of hydrological sciences from developing countries. *Hydrol. Sci. Journal* *Journal Sci. Hydrol.* 59, 1627–1635. doi:10.1080/02626667.2014.938653
- Jaccard, P., 1901. Distribution de la Flore Alpine dans le Bassin des Dranses et dans quelques régions voisines. *Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat.* 37, 241–72. doi:10.5169/seals-266440
- Jacobs, J.M. [b1] (analytic), Myers, D.A. [b1] (analytic), Whitfield, B.M. [b1] (analytic), 2003. Improved rainfall/runoff estimates using remotely sensed soil moisture (English). *J Am Water Resour Assoc* 39, 313–324.
- Janey, N., 1992. Modelisation et synthese d'images d'arbres et de bassins fluviaux associant methodes combinatoires et plongement automatique d'arbres et cartes planaires. Besançon.
- JCGM, 2008. International vocabulary of metrology – Basic and general concepts and associated terms (VIM).
- Jing, Y., 2011. Convergence and uncertainty analyses in Monte-Carlo based sensitivity analysis. *Environmental Modelling* 444–457.
- J.-M. Antoine, B. Desailly, F. Gazelle, 2001. Les crues meurtrières, du Roussillon aux Cévennes//Casualty-causing flood: from the Roussillon region to the Cevennes country. *Ann. Géographie* 597. doi:10.3406/geo.2001.1704
- Johnson, M.G., Beschta, R.L., 1981. Seasonal variation of infiltration capacities of soils in western Oregon.
- Jordan, P., Seed, A., Austin, G., 2000. Sampling errors in radar estimates of rainfall. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 105, 2247–2257. doi:10.1029/1999JD900130
- Jung, J.-W., Yoon, K.-S., Choi, D.-H., Lim, S.-S., Choi, W.-J., Choi, S.-M., Lim, B.-J., 2012. Water management practices and SCS curve numbers of paddy fields equipped with surface drainage pipes. *Agric. Water Manag.* 110, 78–83. doi:10.1016/j.agwat.2012.03.014
- Kannan, N., Santhi, C., Williams, J.R., Arnold, J.G., 2008. Development of a continuous soil moisture accounting procedure for curve number methodology and its behaviour with different evapotranspiration methods. *Hydrol. Process.* 22, 2114–2121. doi:10.1002/hyp.6811
- Kavetski, D., Franks, S.W., Kuczera, G., 2003. Confronting input uncertainty in environmental modelling, in: Duan, Q., Gupta, H.V., Sorooshian, S., Rousseau, A.N., Turcotte, R. (Eds.), *Water Science and Application*. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 49–68.
- Kent, K.M. [prefacer], 1971. SCS national engineering handbook; Section 4, Hydrology. U. S. Dep. Agric., Soil Conserv. Serv., United States, United States.
- Kilduff, J., Daviero, J., Ruswick, K., 2014. Development of Regional Unit Hydrographs for Application to Ungaged Watersheds in New York.
- Kirchner, J.W., 2009. Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resour. Res.* 45, W02429. doi:10.1029/2008WR006912
- Kirstetter, P.-E., Andrieu, H., Boudevillain, B., Delrieu, G., 2013. A Physically Based Identification of Vertical Profiles of Reflectivity from Volume Scan Radar Data. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 52, 1645–1663. doi:10.1175/JAMC-D-12-0228.1
- Kirstetter, P.-E., Delrieu, G., Boudevillain, B., Obled, C., 2010. Toward an error model for radar quantitative precipitation estimation in the Cévennes–Vivarais region, France. *J. Hydrol.* 394, 28–41. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.01.009
- Kumar, S., Jain, S.C., 1982. APPLICATION OF SCS INFILTRATION MODEL. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 18, 503–507. doi:10.1111/j.1752-1688.1982.tb00018.x
- Lai, G., Yu, G., Gui, F., 2006. Preliminary study on assessment of nutrient transport in the Taihu Basin based on SWAT modeling. *Sci. China Ser. D* 49, 135–145. doi:10.1007/s11430-006-8113-9
- Lawler, E., 1964. Flood Routing, in: *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw-Hill, NY.

- Le Moine, N., 2008. Le bassin versant de surface vu par le souterrain : une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit ?
- Lebel, T., Bastin, G., Obléd, C., Creutin, J.D., 1987. On the accuracy of areal rainfall estimation: A case study. *Water Resour. Res.* 23, 2123–2134. doi:10.1029/WR023i01p02123
- Leblois, E., Creutin, J.-D., 2013. Space-time simulation of intermittent rainfall with prescribed advection field: Adaptation of the turning band method: Simulation of Rainfall with Advection Field. *Water Resour. Res.* 49, 3375–3387. doi:10.1002/wrcr.20190
- Lee, Y.H., Singh, V.P., 1998. Application of the Kalman filter to the Nash model. *Hydrol. Process.* 12, 755–767. doi:10.1002/(SICI)1099-1085(19980430)12:5<755::AID-HYP623>3.0.CO;2-#
- Lin, K., Lv, F., Chen, L., Singh, V.P., Zhang, Q., Chen, X., 2014. Xinanjiang model combined with Curve Number to simulate the effect of land use change on environmental flow. *J. Hydrol.* 519, Part D, 3142–3152. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.10.049
- Linsley, R.K., Kohler, M.A., Paulhus, J.L.H., 1977. *Hidrología para ingenieros*. MacGraw-Hill, México.
- López, J.L., 2005. Estrategias de mitigación y control de inundaciones y aludes torrenciales en el Estado Vargas y en el Valle de Caracas: situación actual y perspectivas futuras. *Rev. Fac. Ing. UCV* 20, 61–73.
- Madsen, H., 2003. Parameter estimation in distributed hydrological catchment modelling using automatic calibration with multiple objectives. *Adv. Water Resour.* 26, 205–216. doi:10.1016/S0309-1708(02)00092-1
- Mallari, K.J.B., Arguelles, A.C.C., Kim, H., Aksoy, H., Kavvas, M.L., Yoon, J., 2015. Comparative analysis of two infiltration models for application in a physically based overland flow model. *Environ. Earth Sci.* 74, 1579–1587. doi:10.1007/s12665-015-4155-7
- Mandapaka, P.V., Krajewski, W.F., Ciach, G.J., Villarini, G., Smith, J.A., 2009. Estimation of radar-rainfall error spatial correlation. *Adv. Water Resour.* 32, 1020–1030. doi:10.1016/j.advwatres.2008.08.014
- Manning, R., 1891. On the flow of water in open channels and pipes. *Transactions of the Institution of Civil Engineers of Ireland* XX, 161–207.
- Marco, J.B., Harboe, R., Salas, J.D., 1993. *Stochastic Hydrology and its Use in Water Resources Systems Simulation and Optimization*. Springer Science & Business Media.
- Maréchal, J.C., Ladouche, B., Dörfliger, N., 2008. Karst flash flooding in a Mediterranean karst, the example of Fontaine de Nîmes. *Eng. Geol.* 99, 138–146. doi:10.1016/j.enggeo.2007.11.013
- Marshall, J.S., Palmer, W.M.K., 1948. THE DISTRIBUTION OF RAINDROPS WITH SIZE. *J. Meteorol.* 5, 165–166. doi:10.1175/1520-0469(1948)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2
- Matheron, G., 1970. *La Théorie des variables régionalisées, et ses applications*. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Metcalfe, P., Beven, K., Freer, J., 2015. Dynamic TOPMODEL: A new implementation in R and its sensitivity to time and space steps. *Environ. Model. Softw.* 72, 155–172. doi:10.1016/j.envsoft.2015.06.010
- Mishra, S.K., Singh, V.P., 2004. Long-term hydrological simulation based on the Soil Conservation Service curve number. *Hydrol. Process.* 18, 1291–1313. doi:10.1002/hyp.1344
- Mohammadzadeh-Habili, J., Heidarpour, M., 2015. Application of the Green–Ampt model for infiltration into layered soils. *J. Hydrol.* 527, 824–832. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.05.052
- Molnar, P., 2011. *Calibration. Watershed Modelling*.
- Montanari, A., 2005. Large sample behaviors of the generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE) in assessing the uncertainty of rainfall-runoff simulations: ESTIMATING UNCERTAINTY BY USING GLUE. *Water Resour. Res.* 41, n/a-n/a. doi:10.1029/2004WR003826
- Morel-Seytoux, H.J., 2012. *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling: Theory and Practice*. Springer Science & Business Media.
- Mulvany, T.J., 1851. On the use of self-registering rain and flood gauges in making observations of the relations of rain fall and of flood discharges in a given catchment. *Proc. Inst. Civ. Eng. Irel.* 4, 18–33.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282–290. doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6

- Naulin, J.-P., Payrastre, O., Gaume, E., 2013. Spatially distributed flood forecasting in flash flood prone areas: Application to road network supervision in Southern France. *J. Hydrol.* 486, 88–99. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.01.044
- Navas, R., 2009. Evaluación del ajuste del modelo KINEROS en la cuenca del río Cancamure. (Proyecto FONACIT No. 2005000502). UCV.
- Navas, R., Delrieu, G., 2017. Modelado de un mapa de Isocronas por computadora. Caso de estudio: Cévennes-Vivarais (Francia). Hidromet UCV. <http://hidromet-ucv.org.ve/modelado-de-un-mapa-de-isocronas-por-computadora-caso-de-estudio-cevennes-vivarais-francia/>.
- Navas, R., Delrieu, G., Boudevillain, B., 2014. Hacia un criterio objetivo en el diseño de radares meteorológicos. Presented at the JIFI EAI, Facultad de Ingeniería-UCV, Caracas.
- Navas, R., González, B., 2012. Estudio hidrológico preliminar del río Paguey.
- Navas, R., Rivero, M.P., 2012. Evaluación del modelo hidrológico GR2M y planteamiento de una modificación para mejorar su eficiencia durante estiajes. Caso de estudio: Cuenca del río Paguey. Presented at the JIFI, UCV, Caracas.
- Nelder, J.A., Mead, R., 1965. A Simplex Method for Function Minimization. *Comput. J.* 7, 308–313. doi:10.1093/comjnl/7.4.308
- Niazi, M., Obropta, C., Miskewitz, R., 2015. Pathogen transport and fate modeling in the Upper Salem River Watershed using SWAT model. *J. Environ. Manage.* 151, 167–177. doi:10.1016/j.jenvman.2014.12.042
- NRCS, 2009. Small Watershed Hydrology WinTR–55 User Guide.
- Obled, C., Zin, I., 2004. TOPMODEL : principes de fonctionnement et application. *Houille Blanche* 65–77. doi:10.1051/lhb:200401009
- Panagopoulos, Y., Makropoulos, C., Baltas, E., Mimikou, M., 2011. SWAT parameterization for the identification of critical diffuse pollution source areas under data limitations. *Ecol. Model.* 222, 3500–3512. doi:10.1016/j.ecolmodel.2011.08.008
- Pappenberger, F., 2008. Multi-method global sensitivity analysis of flood inundation models. Elsevier 14pp.
- Parlange, J.-Y., Lisle, I., Braddock, R.D., Smith, R.E., 1982. THE THREE-PARAMETER INFILTRATION EQUATION: *Soil Sci.* 133, 337–341. doi:10.1097/00010694-198206000-00001
- Pauwels, V.R.N., Hoeben, R., Verhoest, N.E.C., De Troch, F.P., 2001. The importance of the spatial patterns of remotely sensed soil moisture in the improvement of discharge predictions for small-scale basins through data assimilation. *J. Hydrol.* 251, 88–102. doi:10.1016/S0022-1694(01)00440-1
- Pearce, A.J., Stewart, M.K., Sklash, M.G., 1986. Storm Runoff Generation in Humid Headwater Catchments: 1. Where Does the Water Come From? *Water Resour. Res.* 22, 1263–1272. doi:10.1029/WR022i008p01263
- Pellarin, T., Delrieu, G., Saulnier, G.-M., Andrieu, H., Vignal, B., Creutin, J.-D., 2002. Hydrologic Visibility of Weather Radar Systems Operating in Mountainous Regions: Case Study for the Ardèche Catchment (France). *J. Hydrometeorol.* 3, 539–555. doi:10.1175/1525-7541(2002)003<0539:HVOWRS>2.0.CO;2
- Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *J. Hydrol.* 279, 275–289. doi:10.1016/S0022-1694(03)00225-7
- Petry, F.E., Yazici, A., 2010. Uncertainty Approaches for Spatial Data Modeling and Processing: A decision support perspective. Springer.
- Philip, J.R., 1957. The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.* 171, S34–S46. doi:10.1097/00010694-200606001-00009
- Powell, R.W., 1960. History of Manning's formula. *J. Geophys. Res.* 65, 1310–1311. doi:10.1029/JZ065i004p01310
- Pulkkinen, S., Koistinen, J., Kuitunen, T., Harri, A.-M., 2016. Probabilistic radar-gauge merging by multivariate spatiotemporal techniques. *J. Hydrol.* 542, 662–678. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.09.036
- Pushpalatha, R., 2013. Simulation et prévision des étiages sur des bassins versants français : Approche fondée sur la modélisation hydrologique. Paris, AgroParisTech.
- Rabinovich, S.G., 2000. Measurement Errors and Uncertainties: Theory and Practice. AIP Press.

- Richardson, K., Carling, P.A., 2006. The hydraulics of a straight bedrock channel: Insights from solute dispersion studies. *Geomorphology* 82, 98–125. doi:10.1016/j.geomorph.2005.09.022
- Rodriguez, J.Y., Sempere, D., Obléd, C., 1989. Nouvelles perspectives de développement dans la modélisation des Pluies Efficaces par application de la Méthode DPFT. IAHS, Surface Water Modelling — New Directions for Hydrologic Prediction 235–244.
- Rodríguez-Iturbe, I., Valdés, J.B., 1979. The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water Resour. Res.* 15, 1409–1420. doi:10.1029/WR015i006p01409
- Roux, H., 2004. Estimation de paramètres en hydraulique fluviale, à partir de données caractéristiques de l'imagerie aérienne. Institut National Polytechnique de Toulouse, France.
- Roux, H., Labat, D., Garambois, P.-A., Maubourguet, M.-M., Chorda, J., Dartus, D., 2011. A physically-based parsimonious hydrological model for flash floods in Mediterranean catchments. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 11, 2567–2582. doi:10.5194/nhess-11-2567-2011
- Ruin, I., Creutin, J.-D., Anquetin, S., Lutoff, C., 2008. Human exposure to flash floods – Relation between flood parameters and human vulnerability during a storm of September 2002 in Southern France. *J. Hydrol.* 361, 199–213. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.07.044
- Sahu, R. k., Mishra, S. k., Eldho, T. i., 2010. An improved AMC-coupled runoff curve number model. *Hydrol. Process.* 24, 2834–2839. doi:10.1002/hyp.7695
- Salathé, E.P., 2003. Comparison of various precipitation downscaling methods for the simulation of streamflow in a rainshadow river basin: PRECIPITATION DOWNSCALING METHODS FOR STREAMFLOW SIMULATION. *Int. J. Climatol.* 23, 887–901. doi:10.1002/joc.922
- Schulze, R.E., 2007. Some foci of integrated water resources management in the “South” which are oft-forgotten by the “North”: A perspective from southern Africa. *Water Resour. Manag.* 21, 269.
- Seibert, J., 2001. On the need for benchmarks in hydrological modelling. *Hydrol. Process.* 15, 1063–1064. doi:10.1002/hyp.446
- SELEX, 2017. RAINBOW 5 TRAINING MANUAL (Project 61VS). Caracas, Venezuela.
- SELEX, 2007. Instruction manual RAINBOW 5 Products & Algorithms.
- Sherman, L., 1932. Stream Flow from Rainfall by the Unit-Graph Method. ResearchGate 108.
- Sikorska, A.E., Renard, B., 2017. Calibrating a hydrological model in stage space to account for rating curve uncertainties: general framework and key challenges. *Adv. Water Resour.* 105, 51–66. doi:10.1016/j.advwatres.2017.04.011
- Sivakumar, B., 2004. Dominant processes concept in hydrology: moving forward. *Hydrol. Process.* 18, 2349–2353. doi:10.1002/hyp.5606
- Smith, R.E., Goodrich, D.C., Unkrich, C.L., 1999. Simulation of selected events on the Catsop catchment by KINEROS2: a report for the GCTE conference on catchment scale erosion models. Catena.
- Snyder, F.F., 1938. Synthetic unit-graphs. *Trans. Am. Geophys. Union* 19, 447. doi:10.1029/TR019i001p00447
- Sobol, I.M., 1993. Sensitivity analysis for non-linear mathematical models. *Mathematical Modelling and Computational Experiment* 407–414.
- Stephenson, D., 1979. Direct optimization of Muskingum routing coefficients. *J. Hydrol.* 41, 161–165. doi:10.1016/0022-1694(79)90115-X
- Sugier, J., Parent Du Châtelet, J., Roquain, P., Smith, A., 2002. Detection and removal of clutter and anaprop in radar data using a statistical scheme based on echo fluctuation. Presented at the Radar Meteorology (ERAD), pp. 17–24.
- Swan, A., 1998. GOOVAERTS, P. 1997. Geostatistics for Natural Resources Evaluation. Applied Geostatistics Series. xiv + 483 pp. New York, Oxford: Oxford University Press. Price & pound;46.95 (hard covers). ISBN 0 19 511538 4. *Geol. Mag.* 135, 819–842. doi:null
- Tabary, P., 2007. The New French Operational Radar Rainfall Product. Part I: Methodology. *Weather Forecast. - WEATHER FORECAST* 22. doi:10.1175/WAF1004.1

- Tabary, P., Desplats, J., Do Khac, K., Eidelman, F., Gueguen, C., Heinrich, J.-C., 2007. The New French Operational Radar Rainfall Product. Part II: Validation. *Weather Forecast.* 22, 409–427. doi:10.1175/WAF1005.1
- Tang, Y., Huynh, V.-N., Lawry, J., 2011. Integrated Uncertainty in Knowledge Modelling and Decision Making: International Symposium, IUKM 2011, Hangzhou, China, October 28-30, 2011, Proceedings. Springer Science & Business Media.
- Todini, E., 2011. History and perspectives of hydrological catchment modelling. *Hydrol. Res.* 42, 73. doi:10.2166/nh.2011.096
- 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. *J. Hydrol.* 387, 176–187. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.04.006
- Tuttle, J.D., Foote, G.B., 1990. Determination of the Boundary Layer Airflow from a Single Doppler Radar. *J. Atmospheric Ocean. Technol.* 7, 218–232. doi:10.1175/1520-0426(1990)007<0218:DOTBLA>2.0.CO;2
- USACE, 1998. HEC-1 flood hydrograph package user’s manual.
- USDA, 1986. Urban Hydrology for Small Watersheds [WWW Document]. URL http://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_DOCUMENTS/stelprdb1044171.pdf (accessed 9.22.16).
- Ventura, J., 2004. Elementos de Hidrología Aplicada.
- Versini, P.-A., Gaume, E., Andrieu, H., 2010. Application of a distributed hydrological model to the design of a road inundation warning system for flash flood prone areas. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 10, 805–817. doi:10.5194/nhess-10-805-2010
- Villarini, G., [b1] (analytic), Krajewski, W.F., [b2] (analytic), Smith, J.A., [b1] (analytic), 2009. New paradigm for statistical validation of satellite precipitation estimates: Application to a large sample of the TMPA 0.25° 3-hourly estimates over Oklahoma (English). *J Geophys Res* 114.
- Villarini, G., Krajewski, W.F., 2010. Sensitivity Studies of the Models of Radar-Rainfall Uncertainties. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 49, 288–309. doi:10.1175/2009JAMC2188.1
- Villarini, G., Krajewski, W.F., 2009. Empirically based modelling of radar-rainfall uncertainties for a C-band radar at different time-scales. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 135, 1424–1438. doi:10.1002/qj.454
- Villarini, G., Krajewski, W.F., 2007. Evaluation of the research version TMPA three-hourly 0.25° × 0.25° rainfall estimates over Oklahoma. *Geophys. Res. Lett.* 34, L05402. doi:10.1029/2006GL029147
- Villarini, G., Seo, B.-C., Serinaldi, F., Krajewski, W.F., 2014. Spatial and temporal modeling of radar rainfall uncertainties. *Atmospheric Res.* 135, 91–101. doi:10.1016/j.atmosres.2013.09.007
- Villarini, G., Serinaldi, F., Krajewski, W.F., 2008. Modeling radar-rainfall estimation uncertainties using parametric and non-parametric approaches. *Adv. Water Resour.* 31, 1674–1686. doi:10.1016/j.advwatres.2008.08.002
- Vlček, O., Huth, R., 2009. Is daily precipitation Gamma-distributed? *Atmospheric Res.* 93, 759–766. doi:10.1016/j.atmosres.2009.03.005
- Vogl, S., Laux, P., Qiu, W., Mao, G., Kunstmann, H., de Michele, C., 2012. Copula-based assimilation of radar and gauge information to derive bias-corrected precipitation fields. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 2311.
- Wagner, W., 2003. Evaluation of the agreement between the first global remotely sensed soil moisture data with model and precipitation data. *J. Geophys. Res.* 108. doi:10.1029/2003JD003663
- Walker, S.E., Banasik, K., Northcott, W.J., Jiang, N., Yuan, Y., Mitchell, J.K., 1998. Application of the SCS-Curve Number method to mildly-sloped watersheds [WWW Document]. ASAE Annu. Int. Meet. Orlando Fla. USA 12-16 July. URL <http://eurekamag.com/research/003/045/003045383.php> (accessed 10.2.16).
- Williams, J.R., Arnold, J.G., Srinivasan, R., 2000. The APEX Model. BRC Rep. No 00-06.
- WMO, 2010. Manual on stream gauging, WMO. World Meteorological Organization, Geneva.
- WMO, 2009. Assess the current and potential capabilities of weather radars for the use in WMO integrated global observing system (WIGOS).

- Wood, E.F., 1993. Heterogeneity and scaling land-atmospheric water and energy fluxes in climate systems.
- Wooding, R.A., 1965. A hydraulic model for the catchment-stream problem: I. Kinematic-wave theory. *J. Hydrol.* 3, 254–267. doi:10.1016/0022-1694(65)90084-3
- Woods, R.A., 2004. The impact of spatial scale on spatial variability in hydrologic response: experiments and ideas. *IAHS 287* 153–167.
- World Meteorological Organization, Unesco, 2013. International glossary of hydrology = Glossaire international d'hydrologie = Mezhdunarodnyĭ gidrologicheskiĭ slovar' = Glosario hidrológico internacional.
- Xiong, L., O'Connor, K.M., 2008. An empirical method to improve the prediction limits of the GLUE methodology in rainfall–runoff modeling. *J. Hydrol.* 349, 115–124. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.10.029
- Xiong, L., O'Connor, K.M., 2000. Analysis of the response surface of the objective function by the optimum parameter curve: how good can the optimum parameter values be? *J. Hydrol.* 234, 187–207. doi:10.1016/S0022-1694(00)00250-X
- Y. Trambly, C. Bouvier, P.-A. Ayral, A. Marchandise, 2011. Impact of rainfall spatial distribution on rainfall-runoff modelling efficiency and initial soil moisture conditions estimation. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 157.
- Yhang, Y.-B., Sohn, S.-J., Jung, I.-W., 2017. Application of Dynamical and Statistical Downscaling to East Asian Summer Precipitation for Finely Resolved Datasets. *Adv. Meteorol.* 2017, 1–9. doi:10.1155/2017/2956373
- Yu, N., Delrieu, G., Boudevillain, B., Hazenberg, P., Uijlenhoet, R., 2014. Unified Formulation of Single- and Multimoment Normalizations of the Raindrop Size Distribution Based on the Gamma Probability Density Function. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 53, 166–179. doi:10.1175/JAMC-D-12-0244.1
- Zappa, M., Beven, K.J., Bruen, M., Cofiño, A.S., Kok, K., Martin, E., Nurmi, P., Orfila, B., Roulin, E., Schröter, K., Seed, A., Szturc, J., Vehviläinen, B., Germann, U., Rossa, A., 2010. Propagation of uncertainty from observing systems and NWP into hydrological models: COST-731 Working Group 2. *Atmospheric Sci. Lett.* 11, 83–91. doi:10.1002/asl.248
- Zăvoianu, I., 1985. Morphometry of drainage basins, 2nd rev. ed. ed, *Developments in water science*. Elsevier ; Editura Academiei Republicii Socialiste România, Amsterdam ; New York : Bucharest, Romania.
- Zhang, G., 2016. *Weather Radar Polarimetry*. CRC Press.
- Zhang, Y., Habib, E., Kuligowski, R.J., Kim, D., 2013. Joint distribution of multiplicative errors in radar and satellite QPEs and its use in estimating the conditional exceedance probability. *Adv. Water Resour.* 59, 133–145. doi:10.1016/j.advwatres.2013.06.004
- Ziegler, A.D., Giambelluca, T.W., Sutherland, R.A., 2002. Improved method for modelling sediment transport on unpaved roads using KINEROS2 and dynamic erodibility. *Hydrol. Process.* 16, 3079–3089. doi:10.1002/hyp.1090
- Ziegler, A.D., Giambelluca, T.W., Sutherland, R.A., 2001. Erosion prediction on unpaved mountain roads in northern Thailand: validation of dynamic erodibility modelling using KINEROS2. *Hydrol. Process.* 15, 337–358. doi:10.1002/hyp.96

ANEXO 1. Frecuencia de caudales máximos instantáneos

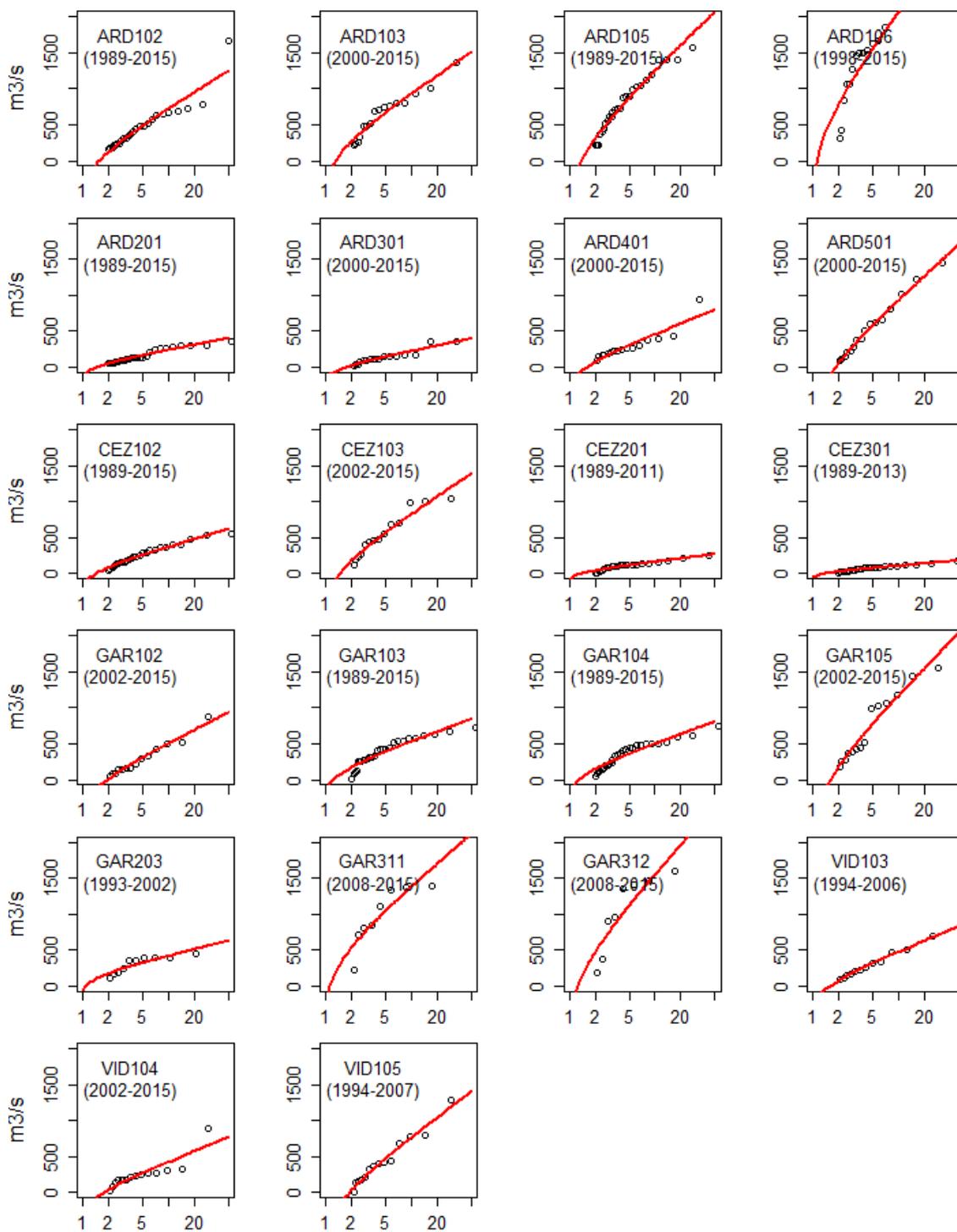


Figura 69. Frecuencia de caudales máximos instantáneos en 22 estaciones hidrométricas del OHMCV. Círculos negros: Estimación empírica. Línea roja: modelo de Gumbel ajustado a cada estación.

ANEXO 2. Cómputo del número de curva

El SCS ha tabulado el *CN* en función del tipo de suelo y el uso de la tierra. Se definen 4 tipos de suelos: el Grupo A (arenas, limos y agregados con muy alta permeabilidad), el Grupo B (marga arenosa poco profunda con alta permeabilidad), el Grupo C (marga arcillosa con baja permeabilidad) y el Grupo D (arcillas con muy baja permeabilidad). El *CN* para diferentes combinaciones hidrológicas suelo-vegetación se presenta en Tabla 11, mientras que la condición hidrológica en función del porcentaje de cobertura vegetal se encuentra en la Tabla 12 y la AMC en función de la precipitación acumulada durante los 5 días previos al evento en la Tabla 13. La Ecuación 83 y la Ecuación 84 permiten calcular el *CN* en función del *CN* en condiciones AMCII.

Tabla 11. Número de Curva para diferentes combinaciones hidrológicas suelo-vegetación (para cuencas en AMC II)

Uso del suelo y cobertura	Tratamiento	Condición para la infiltración	NUMERO DE CURVA			
			Grupo hidrológico del suelo			
			A	B	C	D
Rastrojos	Hileras rectas	-	77	86	91	94
	Hileras rectas	Mala	72	81	88	91
	Hileras rectas	Buena	67	78	85	89
Cultivos en hilera	Curvas de nivel	Mala	70	79	84	88
	Curvas de nivel	Buena	65	75	82	86
	Curv. nivel y terrazas	Mala	66	74	80	82
	Curv. nivel y terrazas	Buena	62	71	78	81
Cultivos en hileras estrechas	Hileras rectas	Mala	65	76	84	88
	Hileras rectas	Buena	63	75	83	87
	Curvas de nivel	Mala	63	74	82	85
	Curvas de nivel	Buena	61	73	81	84
	Curv. nivel y terrazas	Mala	61	72	79	82
	Curv. nivel y terrazas	Buena	59	70	78	82
Leguminosas en hileras estrechas o forrajes en rotación	Hileras rectas	Mala	66	77	85	89
	Hileras rectas	Buena	58	72	81	85
	Curvas de nivel	Mala	64	75	83	85
	Curvas de nivel	Buena	55	69	78	83
	Curv. nivel y terrazas	Mala	63	73	80	83
	Curv. nivel y terrazas	Buena	51	67	76	80
Pastos de pastoreo	-	Mala	68	79	86	89
	-	Regular	49	69	79	84
	-	Buena	39	61	74	80
	Curvas de nivel	Mala	47	67	81	88
	Curvas de nivel	Regular	25	59	75	83
	Curvas de nivel	Buena	6	35	70	79
Pasto de corte	-	Buena	30	58	71	78
Bosques	-	Mala 45	66	77	83	
	-	Regular	36	60	73	79
	-	Buena	25	55	70	77
Patios	-	-	59	74	82	86
Caminos de tierra	-	-	72	82	87	89
Pavimentos	-	-	74	84	90	92

Tabla 12. Condición hidrológica en función del porcentaje de cobertura vegetal

Porcentaje de cobertura vegetal	Condición hidrológica
mayor que 75	buena
desde 50 hasta 75	regular
menor 50	mala

Tabla 13. Condición de humedad antecedente en función de la precipitación acumulada durante los 5 días previos al evento

Grupo AMC	Precipitación antecedente total de 5 días (mm)	
	Estación Inactiva	Estación de Crecimiento
I	Menor que 12.7	Menor que 35.6
II	de 12.7 a 27.9	de 35.6 a 53.3
III	sobre 27.9	sobre 53.3

Ecuación 83

$$CN_{AMCI} = \frac{4.2CN_{AMCII}}{10 - 0.058CN_{AMCII}}$$

Ecuación 84

$$CN_{AMCIII} = \frac{23CN_{AMCII}}{10 + 0.13CN_{AMCII}}$$