



UNIVERSITAT
POLITÈCNICA
DE VALÈNCIA



Universidad
del Tolima

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA

INSTITUTO DE INGENIERÍA DEL AGUA Y MEDIO AMBIENTE - IIAMA
DEPARTAMENT D'ENGINYERIA HIDRÀULICA I MEDI AMBIENT

UNIVERSIDAD DEL TOLIMA

FACULTAD DE INGENIERÍA FORESTAL

ESCALAMIENTO DE PROPIEDADES HIDRÁULICAS DEL SUELO EN EL RÉGIMEN DE CRECIDAS A ESCALA DE CUENCA

APLICACIÓN EN LA CUENCA DEL RÍO COMBEIMA (SURAMÉRICA)

TESIS DOCTORAL

LUIS EDUARDO PEÑA ROJAS

Director por la Universidad Politécnica de Valencia

DR. FÉLIX FRANCÉS GARCÍA

Director por la Universidad del Tolima

DR. MIGUEL IGNACIO BARRIOS PEÑA

IBAGUÉ (CO) / VALENCIA (ES), MAYO DE 2017

AGRADECIMIENTOS

Expreso mis agradecimientos a los profesores Félix Francés y Miguel Barrios por permitirme aprender de ellos y de quienes he construido un modelo a seguir por sus calidades como investigadores y seres humanos. Todas sus observaciones y orientaciones han sido determinantes para desarrollar esta tesis doctoral. Así mismo, agradezco a los profesores de la Universidad del Tolima, por sus aportes durante esta etapa de mi formación como investigador.

Así mismo quiero agradecer a Iлона Vaskôva, cuya tesis doctoral fue una importante guía en el desarrollo de esta investigación. A mis compañeros del doctorado en Planificación y Manejo Ambiental de Cuencas Hidrográficas de la Universidad del Tolima y del Grupo de Investigación de Modelación Hidrológica y Ambiental de la Universitat Politècnica de València por su amistad y apoyo durante la realización de este trabajo.

Al programa de Becas de Doctorados Nacionales de Colciencias –Colombia- (Convocatoria 567) por la financiación como becario para la realización de esta tesis, que también ha sido parcialmente subvencionada por la Dirección de Investigaciones de la Universidad de Ibagué a través del proyecto (12-262-COL00). Por parte de la Oficina de Investigaciones de la Universidad del Tolima, a través del proyecto (Código 1300213), por parte de la Oficina de Relaciones Internacionales y Facultad de Ingeniería Forestal de la Universidad del Tolima, en ayudas para la movilidad. Por parte de la Facultad de Tecnologías en el levantamiento de información de campo durante la realización del proyecto “Batimetrías en zonas potencialmente inundables del Río Combeima”. Por parte de la Universidad Politécnica de Valencia, mediante los proyectos de investigación españoles ECO-TETIS (Ref. CGL2011-28776-C02-01) y el proyecto TETIS-MED (Ref. CGL2014-58127-C3-3-R).

A mis amigos, compañeros de estudio y de trabajo por todos sus buenos deseos y apoyo, especialmente a Juan Camilo Múnera Estrada por su amistad y todas sus enseñanzas con el modelo TETIS y a mi amigo Mario Alberto Zapata Peláez por sus orientaciones y revisiones de idioma, también a Arnulfo Alvares por sus enseñanzas y apoyo en el uso de los sistemas de información geográfica.

Finalmente y no menos importante, agradezco a Dios por su respaldo y misericordia reflejados en el amor y apoyo de mis padres, mi hermana y por la bendición de darme un hogar tan maravilloso conformado por quienes dan motivación a mi vida: mi esposa Angélica Sandoval y mis hijos José Santiago y Juan Pablo.

PUBICACIONES

Los resultados de la presente tesis doctoral han sido presentados parcialmente en cinco eventos internacionales con tres presentaciones orales y dos posters. Así mismo, se publicaron dos artículos en revista internacional indexada, tal como se indica a continuación:

Presentación oral en congreso internacional

- Peña L.E., García A.A., Caviedes I. (2012). **Methodological Alternative for Monitoring Rivers and Floods Warning**. 8th Alexander von Humboldt International Conference: Natural Disasters, Global Change, and the Preservation of World Heritage Sites, Cusco, Perú, 12-16 November (poster-oral presentation). <http://meetingorganizer.copernicus.org/AvH8/AvH8-18.pdf>
- Peña L.E., Francés F., Barrios M.I. (2015). **Effects of the change of land use in discharge patterns using distributed hydrological modelling in a tropical watershed**. Oral presentation at The Third International Conference on Water, Energy and Environment ICWEE2015, American University of Sharjah, Sharjah - United Arab Emirates, 24-26 March 2015. Abstract ISBN 978-9948-22-718—2, Pp 49.
- Peña L.E., Francés F., Barrios M.I. (2017). **Scaling behavior in the relationship between land use changes and annual Volume**. The 3rd International conference on water resource and Environmental (WRE2017), Qingdao, Republic of China, 26 -29 June – July 2017. Abstracts 2151 Oral presentation / invited Speaker. Session 5 Soil, Groundwater and Hydrology WRE2151 , Wednesday, 28 June 2017, 14:45-15:00. <http://www.wreconf.org/file/WRE2017--conference%20guide.pdf>

Presentación poster en congreso internacional

- Peña L.E., Francés F., Barrios M.I. (2015). **Scaling the flood regime with the soil hydraulic properties of the catchment**. European Geosciences Union, General Assembly 2015, Vienna, Austria, 12-17 April 2015. Geophysical Research Abstracts, Vol 17, EGU2015-7833, ISSN: 1029-7006. Poster presentation. Session HS5.7, Thursday, 16 April 2015, 17:30-19:00. Poster R75. <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2015/EGU2015-7833-2.pdf>
- Peña L.E., Francés F., Barrios M.I. (2015). **Scaling behavior in the relationship between land use changes and flood regime**. International Union of Geodesy and Geophysics, 26th IUGG General Assembly 2015, Prague, Czech Republic, 22 June – July 2 2015. Hydrologic Non-Stationarity and Extrapolating Models to Predict the Future, Abstracts HS02p-31, ISSN:. Poster presentation. Session HS02 Category IAHS (Hydrology), Saturday, 27 June 2015, 15:00-16:30. Poster HS02p-031. <https://www.czech-in.org/cm/IUGG/CM.NET.WebUI/CM.NET.WEBUI.scp2/SCPRfunctiondetail.aspx?confID=05000000-0000-0000-0000-000000000053&sesID=05000000-0000-0000-0000-000000003203&absID=07000000-0000-0000-0000-000000019265>

Publicaciones en revista indexada internacional

- García, B., Peña, L. E., Barrios, M., & Múnera, J. (2016). **Uncertainty of discharge estimation in high-grade Andean streams. Flow Measurement and Instrumentation**, Flow Measurement and Instrumentation Journal, 48, 42–50. doi:10.1016/j.flowmeasinst.2016.02.005
- Peña, L.E., Barrios M., Francés F. (2016). **Flood quantiles scaling with upper soil hydraulic properties for different land uses at catchment scale**, Journal of Hydrology Hydrology, 541, 1258–1272. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.08.031>

RESUMEN

Se ha reconocido la importancia de conocer el efecto de los cambios de usos del suelo sobre el régimen de caudales en cuencas hidrográficas. En este sentido, se han desarrollado investigaciones para evaluar dicho efecto desde diferentes enfoques como el análisis no estacionario, la simulación hidrológica y la observación de cuencas pareadas, entre otros. De manera que esta investigación contribuye a describir el efecto de cambios de uso del suelo sobre la respuesta hidrológica de las cuencas, considerando la variación propiedades hidráulicas de los suelos, las cuales se relacionan con el tipo de suelo y cobertura vegetal. Esta investigación se desarrolló en la cuenca del Río Combeima en Colombia-Suramérica, donde a partir de la modelación hidrológica distribuida, se describe el efecto de cambios históricos de usos del suelo como bosques, cultivos y pastizales, sobre la magnitud de los caudales máximos y volúmenes medios anuales de escorrentía. Para el desarrollo de este análisis, se relacionaron los cambios en el uso del suelo con las propiedades hidráulicas del suelo, específicamente, el contenido de agua en el suelo en zona de raíces o almacenamiento estático H_u y la conductividad hidráulica saturada K_s . La variación de los valores de H_u y K_s relacionados con cada uso del suelo, condujo a cuantificar el efecto de los cambios en las coberturas vegetales sobre los caudales pico en el régimen de crecidas del Río Combeima. Los resultados obtenidos, sugieren que valores bajos de H_u y K_s , se asocian con coberturas como pastos, las cuales se caracterizan por presentar infiltraciones bajas, mientras que altos valores de H_u y K_s , se relacionan con los bosques. Así mismo, se identifica que la disminución de la capacidad de infiltración en la cuenca produce incrementos en la magnitud de los caudales pico, y el aumento de la capacidad de infiltración y retención de agua en el suelo contribuye a la atenuación de los caudales máximos.

Por otra parte, se ha demostrado que los cambios en el uso del suelo, son una fuente de no estacionariedad en las series de caudales y puede ser identificada mediante los cambios, positivos o negativos, en la tendencia de las series temporales. Esta tesis se enfocó en probar la hipótesis de la aplicación de estimación conjunta de la teoría de escala, mediante la realización de pruebas en las que es posible identificar que las propiedades de invarianza de las propiedades hidráulicas del suelo, las cuales están relacionadas con el régimen de crecidas y volúmenes medios anuales de escorrentía. El análisis se centró principalmente en dos parámetros: el almacenamiento estático H_u y la conductividad hidráulica saturada K_s . En este contexto, esta investigación no se

desarrolló en torno a explicar el problema de la no estacionariedad, sino que propone introducir las propiedades de escalabilidad de las propiedades hidráulicas del suelo para predecir caudales como respuesta hidrológica en escenarios de cambios de uso del suelo. Para lograrlo, se realizaron simulaciones en una cuenca hipotética basada en la información de la cuenca del Río Combeima, en donde se plantearon escenarios de variación espacial de los usos del suelo en relación con las propiedades hidráulicas, para evaluar su efecto sobre las propiedades de escalabilidad de los parámetros Hu y Ks en relación con los caudales máximos. Así mismo, se realizaron pruebas en donde se consideró la distribución espacial homogénea de la lluvia, para evaluar sus potenciales efectos sobre la escalabilidad de las propiedades hidráulicas del suelo en el régimen de crecidas.

Así mismo, se evaluaron las propiedades de invarianza en escala, de los parámetros de las funciones de distribución de probabilidad: GEV y Gumbel, en escenarios de cambios de uso del suelo, considerando la relación entre los parámetros Hu y Ks , y la magnitud de los cuantiles de crecidas. Adicionalmente, se realizó un análisis similar para el régimen de volúmenes anuales medios de escorrentía, mediante la aplicación de la función LogNormal.

El efecto de los cambios de uso del suelo sobre la no estacionariedad de las series de caudales en la cuenca del Combeima se evaluó mediante un análisis no estacionario lineal y no lineal, cuyos resultados permitieron identificar la conveniencia de introducir la hipótesis de no estacionariedad en el análisis de frecuencia de caudales máximos.

Los resultados obtenidos, indican que la incorporación de la teoría fractal en la relación entre las propiedades hidráulicas del suelo y el comportamiento de los caudales en cuencas hidrográficas, tiene potenciales aplicaciones prácticas en la ingeniería y la planificación de cuencas, dada su sencillez, ya que se expresa como una relación de potencia, útil para realizar estimaciones de los efectos de los cambios en los usos del suelo sobre el régimen de caudales.

ABSTRACT

The importance of the effect of land use changes on watersheds has been widely acknowledged. Several studies have evaluated this effect through various approaches including non-stationary analysis, hydrological simulation and the observation of paired watersheds. The present study aims to describe the effect of land use changes on the hydrological response of watersheds considering the variation of the hydraulic properties of soil, which are related to the soil type and vegetal cover. This investigation was conducted in the watershed of Combeima River, Colombia, South America. By using distributed hydrological modelling, the effect of historical land use changes – including forest, crops and grasslands – on the magnitude of peak flows and mean annual runoff volumes was described. The analysis was carried out by relating land use changes to the hydraulic properties of soil, namely, the soil water content in the root zone or static storage (Hu) and the saturated hydraulic conductivity (Ks). Variation of the Hu and Ks values with respect to each soil type allowed quantifying the effect of changes in vegetal covers on the peak flows of flood events in Combeima River. Results of the analysis indicate that low Hu and Ks values are associated with land covers such as grasslands, which are characterized by having low infiltration, while high Hu and Ks values are more characteristic of forests. It was also identified that a decrease in the watershed infiltration capacity results in an increase in the magnitude of peak flows, while an increase in the infiltration capacity and soil water retention contributes to the attenuation of peak flows.

Land use changes have been demonstrated to be a source of non-stationarity in the flow series, which can be identified through changes, positive or negative, in the time series trend. The hypothesis of the joint application of scale theory was tested in this study, showing that the invariance properties of the soil hydraulic properties are related to the flood regime and mean annual runoff volumes. The analysis focused mainly on two parameters: the static storage Hu and the saturated hydraulic conductivity Ks ; therefore, this study did not attempt to explain the problem of non-stationarity, but rather to introduce the scalability properties of the soil hydraulic properties to predict flows, as a hydrological response to scenarios of land use change. Scenarios of spatial variation of land uses with respect to soil hydraulic properties were set up to assess the effect of those changes on the scalability properties of Hu and Ks and peak flows. Likewise, tests were conducted to evaluate the potential effects of the homogeneous distribution of precipitation on the scalability of the soil hydraulic properties during flood events.

Properties of scale invariance were evaluated for the parameters of two probability distribution functions: GEV and Gumbel, for scenarios of land use change, considering the relationship between Hu and Ks and the magnitude of the flood quantiles. A similar analysis was carried out for the regime of mean annual runoff volumes through the application of the LogNormal distribution.

The effect of land use changes on the non-stationarity of Combeima River flow series was evaluated using linear and non-linear stationary analysis, whose results verified the convenience of introducing the non-stationarity hypothesis in the frequency analysis of peak flows.

Results of this study indicate that the incorporation of fractal theory to relate the hydraulic properties of soil and flow behavior in a watershed has potential practical applications in engineering and watershed management, given its simplicity as a power relation and usefulness to estimate the effects of land use changes on the flood regime.

RESUM

S'ha reconegut la importància de conèixer l'efecte dels canvis d'usos del sòl sobre el règim de cabals en conques hidrogràfiques. En aquest sentit, s'han desenvolupat recerques per a avaluar aquest efecte d'ones de diferents enfocaments com l'anàlisi no estacionària, la simulació hidrològica i l'observació de conques pareadas, entre uns altres. De manera que aquesta recerca contribueix a descriure l'efecte de canvis d'ús del sòl sobre la resposta hidrològica dels conques, considerant la variació propietats hidràuliques dels sòls, els quals és relacionen amb el tipus de sòl i cobertura vegetal. Aquesta recerca és va desenvolupar en la conca del riu Combeima a Colòmbia - Sud-Amèrica, on a partir de la modelació hidrològica distribuïda, és descriu l'efecte de canvis històrics d'usos del sòl com a boscos, cultius i pasturatges, sobre la magnitud dels cabals màxims i volums mitjans anuals de vessament. Per al desenvolupament d'aquesta anàlisi, és van relacionar els canvis en l'ús del sòl amb els propietats hidràuliques del sòl, específicament, el contingut d'aigua en el sòl en zona d'arrels o emmagatzematge estàtic Hu i la conductivitat hidràulica saturada Ks . La variació dels valors de Hu i Ks relacionats amb cada ús del sòl, va conduir a quantificar l'efecte dels canvis en els cobertures vegetals sobre els cabals pique en el règim de crescudes del riu Combeima. Els resultats obtinguts, suggereixen que valors baixos de Hu i Ks , s'associen amb cobertures com a pastures, els quals és caracteritzen per presentar infiltracions baixes, mentre que alts valors de Hu i Ks , és relacionen amb els boscos. Així mateix, s'identifica que la disminució de la capacitat d'infiltració en la conca produeix increments en la magnitud dels cabals pique, i l'augment de la capacitat d'infiltració i retenció d'aigua en el sòl contribueix a l'atenuació dels cabals màxims.

D'altra banda, s'ha demostrat que els canvis en l'ús del sòl, són una font de no estacionarietat en els sèries de cabals i pot ser identificada mitjançant els canvis, positius o negatius, en la tendència dels sèries temporals. Aquesta tesi és va enfocar a provar la hipòtesi de l'aplicació d'estimació conjunta de la teoria d'escala, mitjançant la realització de proves en els quals és possible identificar que els propietats de invarianza dels propietats hidràuliques del sòl, están relacionades amb el règim de crescudes i volums mitjans anuals de vessament. L'anàlisi és va centrar principalment en dos paràmetres: l'emmagatzematge estàtic Hu i la conductivitat hidràulica saturada Ks . En aquest context, aquesta recerca no és va desenvolupar entorn d'explicar el problema de

la no estacionariedad, sinó que proposa introduir els propietats d' escalabilitat dels propietats hidràuliques del sòl per a predir cabals com a resposta hidrològica en escenaris de canvis d' ús del sòl. Per a aconseguir- ho, és van realitzar simulacions en una conca hipotètica basada en la informació de la conca del Riu Combeima, on és van plantejar escenaris de variació espacial dels usos del sòl en relació amb els propietats hidràuliques, per a avaluar el seu efecte sobre els propietats d' escalabilitat dels paràmetres Hu i Ks en relació amb els cabals màxims. Així mateix, és van realitzar proves on és va considerar la distribució espacial homogènia de la pluja, per a avaluar els seus potencials efectes sobre l' escalabilitat dels propietats hidràuliques del sòl en el règim de crescudes.

Així mateix, és van avaluar els propietats de invarianza en escala, dels paràmetres dels funcions de distribució de probabilitat: GEV i Gumbel, en escenaris de canvis d' ús del sòl, considerant la relació entre els paràmetres Hu i Ks , i la magnitud dels cuantiles de crescudes. Addicionalment, és va realitzar una anàlisi similar per al règim de volums anuals mitjans de vessament, mitjançant l' aplicació de la funció LogNormal.

L' efecte dels canvis d' ús del sòl sobre la no estacionariedad dels sèries de cabals en la conca del Combeima és va avaluar mitjançant una anàlisi no estacionària lineal i no lineal, els resultats de la qual van permetre identificar la conveniència d' introduir la hipòtesi de no estacionariedad en l' anàlisi de freqüència de cabals màxims.

Els resultats obtinguts, indiquen que la incorporació de la teoria fractal en la relació entre els propietats hidràuliques del sòl i el comportament dels cabals en conques hidrogràfiques, te potencials aplicacions pràctiques en l' enginyeria i la planificació de conques, donada la seua senzillesa, ja que s' expressa com una relació de potència, útil per a realitzar estimacions dels efectes dels canvis en els usos del sòl sobre el règim de cabals.

CONTENIDO

1.	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1.	INTRODUCCIÓN	1
1.2.	ALCANCE DE LA INVESTIGACIÓN.....	4
1.3.	OBJETIVOS	6
1.4.	ESTRUCTURA DE LA TESIS	6
2.	ESTADO DEL ARTE	8
2.1.	LA GESTIÓN INTEGRADA DE LOS RECURSOS HÍDRICOS.....	8
2.2.	LA GESTIÓN INTEGRADA DE CRECIDAS	8
2.3.	CAMBIO CLIMÁTICO	10
2.4.	NO ESTACIONARIEDAD POR CAMBIOS EN USO DEL SUELO	11
2.5.	EFFECTOS DE LA EVOLUCIÓN DE CAMBIOS DE USO DEL SUELO EN LA RESPUESTA HIDROLÓGICA DE LAS CUENCAS.....	12
2.6.	VARIACIÓN DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS DEL SUELO POR CAMBIOS DE USO DEL SUELO Y COBERTURA	14
2.7.	EFFECTO DEL RÉGIMEN DE PRECIPITACIONES Y EL CAMBIO DE USO DEL SUELO SOBRE LA RESPUESTA HIDROLÓGICA DE LAS CUENCAS	16
2.8.	MODELACIÓN DE CAMBIOS DE USO DEL SUELO EN CUENCAS HIDROGRÁFICAS	17
2.9.	ESCALAMIENTO DE CRECIDAS EN CUENCAS HIDROGRÁFICAS	19
2.10.	ESCALAMIENTO SIMPLE Y MULTIESCALADO.....	21
3.	METODOLOGÍA	25
3.1.	ÁREA DE ESTUDIO	25
3.2.	MODELACIÓN HIDROLÓGICA	33
3.2.1.	<i>Descripción del modelo hidrológico</i>	36
3.2.2.	<i>Parámetros del modelo</i>	39
3.2.2.1.	Parámetros del suelo, sustrato y cobertura vegetal	39
3.2.2.2.	Parámetros geomorfológicos.....	48
3.2.2.3.	Parámetros de fusión de nieve.....	48
3.2.2.4.	Factores correctores (FC)	49
3.2.3.	<i>Calibración y validación</i>	50
3.2.4.	<i>Simulación de escenarios evolución cambios de uso del suelo</i>	52
3.3.	DETECCIÓN DE TENDENCIAS	54
3.4.	ESCALAMIENTO PROPIEDADES HIDRÁULICAS DEL SUELO.....	56
3.4.1.	<i>Escenarios de organización y precipitación</i>	58
3.5.	ANÁLISIS DE FRECUENCIA Y DISTRIBUCIÓN DE PROBABILIDAD.....	61
3.5.1.	<i>Cuantiles y periodo de retorno</i>	62
3.5.2.	<i>Parámetros de la función de distribución de probabilidad</i>	63
3.5.2.1.	Método de Máxima Verosimilitud - ML	64
3.5.3.	<i>Distribución Gumbel</i>	65
3.5.4.	<i>Distribución de valor extremo generalizado GEV</i>	67
3.5.5.	<i>Distribución LogNormal y parámetros</i>	68
4.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	70
4.1.	VARIABLES HIDROCLIMATOLÓGICAS	70
4.1.1.	<i>Detección de tendencias</i>	72
4.2.	SIMULACIÓN DE CAMBIOS DE USO DEL SUELO EN EL RÉGIMEN DE CRECIDAS.....	75
4.3.	ESCALAMIENTO DE CRECIDAS A PARTIR DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS DEL SUELO ...	82
4.3.1.	<i>Evaluación del efecto de la organización</i>	85

4.3.2.	<i>Efecto de la distribución espacial homogénea de la precipitación</i>	90
4.3.3.	<i>Análisis de resultados del escalamiento en régimen de crecidas</i>	92
4.4.	EFFECTO DE LOS CAMBIOS DE USO DEL SUELO SOBRE LOS PARÁMETROS DE LAS FUNCIONES DE DISTRIBUCIÓN DE PROBABILIDAD	93
4.4.1.	<i>Ajuste de las funciones de distribución de probabilidad</i>	93
4.4.2.	<i>Parámetros de la función Gumbel</i>	96
4.4.3.	<i>Parámetros de la función GEV</i>	99
4.4.4.	<i>Evaluación del efecto de la organización de H_u y K_s sobre los parámetros de la función Gumbel en la cuenca hipotética</i>	102
4.4.5.	<i>Evaluación del efecto de la organización de H_u y K_s sobre los parámetros de la función GEV en la cuenca hipotética</i>	108
4.5.	ESCALAMIENTO VOLÚMENES ANUALES DE ESCORRENTÍA A PARTIR DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS DEL SUELO	114
4.5.1.	<i>Comportamiento de los parámetros de la función LogNormal</i>	117
4.5.2.	<i>Análisis de resultados del escalamiento en régimen de volúmenes anuales</i>	120
4.6.	EVALUACIÓN DEL ESCALAMIENTO EN LA RESOLUCIÓN TEMPORAL HORARIA	120
4.7.	ANÁLISIS NO ESTACIONARIO DE LOS CAMBIOS DE USO DEL SUELO	126
4.7.1.	<i>Análisis estacionario</i>	127
4.7.2.	<i>Análisis no estacionario con parámetros lineales</i>	128
4.7.3.	<i>Análisis no estacionario con parámetros no lineales</i>	131
5.	CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO	134
5.1.	CONCLUSIONES	134
5.2.	FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN	142
	REFERENCIAS	143

Lista de Figuras

Figura 1. Impacto de los usos del suelo sobre las crecidas - Modificado de Blöschl et al. (2007)	10
Figura 2. Ubicación área de estudio - Cuenca Río Combeima.....	25
Figura 3. Curva hipsométrica cuenca del Río Combeima	26
Figura 4. Tiempo de concentración cuenca Río Combeima a) Valores obtenidos para toda la cuenca ; b) Valores obtenidos para con punto de cierre en la estación Montezuma.....	28
Figura 5. Precipitación en la zona de estudio periodo 1971-2012 - Cuenca Río Combeima ; a) media mensual en toda la cuenca ; b) total diaria en las estaciones utilizadas ; c) caudales máximos río Combeima.....	29
Figura 6. Distribución espacial de la precipitación en la cuenca del Río Combeima	31
Figura 7. Cambios de uso del suelo en la cuenca del Río Combeima periodo 1991-2007.....	32
Figura 8. Unidades de suelo en la cuenca del Río Combeima	33
Figura 9. Esquema conceptual del modelo TETIS usado en esta tesis	38
Figura 10. Información base para la generación de mapas de parámetros para el modelo hidrológico distribuido. a) modelo de elevación digital b) mapa de pendientes c) mapa de direcciones de flujo d) mapa de unidades de suelo e) mapa de geología general f) mapa de velocidad de percolación	41
Figura 11. Cobertura y uso del suelo periodo 1991-2007 y reclasificación de cobertura para modelación hidrológica.....	43
Figura 12. Evolución parámetros Hu y Ks en la cuenca del Río Combeima - Periodo 1991-2007.....	45
Figura 13. Temperatura diaria cuenca Río Combeima periodo 1971-2012 a partir de la ecuación de escalamiento de temperatura (Poveda et al., 2007b)	49
Figura 14. Calibración modelo hidrológico; a) calibración periodo 1998-2000; b) validación año 1984 ; c) validación modelo 1984-2009	51
Figura 15. Evolución de cambios de uso del suelo en la cuenca del Combeima - Periodo 1991-2007.....	53
Figura 16. Representación de la estructura de poros del suelo mediante el Triángulo de Sierpinski.....	57
Figura 17. Variación de la precipitación y temperatura con la elevación periodo 1971-2012 ; a) Escala anual ; b) Escala diaria	70
Figura 18. Correlación escorrentía – precipitación en la cuenca del Río Combeima....	71
Figura 19. Caudales medios y máximos del Río Combeima.....	71
Figura 20. Relación entre los caudales medios y mínimos de la cuenca del Río Combeima	72
Figura 21. Identificación de tendencias en la precipitación de la cuenca del Río Combeima	73
Figura 22. Detección de tendencias en las precipitaciones de la cuenca del Río Combeima	74
Figura 23. Detección de tendencias en caudales en la cuenca del Río Combeima.....	75
Figura 24. Evolución cambios de uso del suelo en la cuenca del Río Combeima mediante recategorización de coberturas	75
Figura 25. Escenarios de simulación de cambios de uso de suelo en la cuenca del Río Combeima	77

Figura 26. Caudales máximos anuales simulados en la cuenca del Río Combeima en escenario de cambios de uso del suelo.....	78
Figura 27. Caudales máximos anuales en escenarios de simulación de cobertura homogénea.....	79
Figura 28. Relación entre H_u y el caudal máximo anual.....	81
Figura 29. Relación entre K_s y el caudal máximo anual.....	81
Figura 30. Relación entre K_{ss} y el caudal pico.....	81
Figura 31. Comprobación de escalamiento simple amplio de H_u , en el régimen de crecidas.....	82
Figura 32. Comprobación de escalamiento simple amplio de K_s , en el régimen de crecidas.....	83
Figura 33. Comprobación de escalamiento simple amplio de K_{ss} , en el régimen de crecidas.....	83
Figura 34. Exponentes de escala α y orden r para diferentes a) H_u ; b) K_s ; c) K_{ss} - Régimen de crecidas.....	84
Figura 35. Caudales máximos anuales simulados en escenarios de usos del suelo y variación de la organización de H_u y K_s	88
Figura 36. Exponentes de escala α por escenarios de organización espacial de H_u y variación de CV en la cuenca hipotética a) CV0.1; b) CV0.3; c) CV0.3a; y K_s con d) CV0.1; e) CV0.3; f) CV0.3a.....	89
Figura 37. Caudales anuales máximos en escenarios de usos del suelo, variación de la organización de H_u y K_s y distribución homogénea de la lluvia.....	90
Figura 38. Exponentes de escala α considerando distribución homogénea de la precipitación en diferentes escenarios de organización espacial para H_u , y variación de CV a) CV0.1; b) CV0.3; c) CV0.3a y K_s con CV d) CV0.1; b) CV0.3; c) CV0.3a.....	91
Figura 39. Ajuste de las distribuciones Gumbel y GEV con la serie empírica simulada en escenarios de cambios de uso del suelo.....	94
Figura 40. Frecuencia de los caudales máximos en escenarios de cambios de uso del suelo - Distribución Gumbel.....	96
Figura 41. Ajuste de los parámetros de la función Gumbel para H_u , K_s y K_{ss}	98
Figura 42. Frecuencia de los caudales máximos en escenarios de cambios de uso del suelo - Distribución GEV.....	99
Figura 43. Ajuste de los parámetros de la función GEV para H_u , K_s y K_{ss}	100
Figura 44. Ajuste de los parámetros de la función Gumbel en escenarios de variación de la organización de H_u	104
Figura 45. Ajuste de los parámetros de la función Gumbel en escenarios de variación de la organización de K_s	105
Figura 46. Ajuste de los parámetros de la función Gumbel en escenarios de variación de la organización de H_u , sin variación espacial de la lluvia.....	107
Figura 47. Ajuste de los parámetros de la función Gumbel en escenarios de variación de la organización de K_s , sin variación espacial de la lluvia.....	107
Figura 48. Ajuste de los parámetros de la función GEV en escenarios de variación de la organización de H_u	109
Figura 49. Ajuste de los parámetros de la función GEV en escenarios de variación de la organización de K_s	110
Figura 50. Ajuste de los parámetros de la función GEV en escenarios de variación de la organización de H_u , sin variación espacial de la lluvia.....	112
Figura 51. Ajuste de los parámetros de la función GEV en escenarios de variación de la organización de K_s , sin variación espacial de la lluvia.....	113

Figura 52. Comprobación del escalamiento simple amplio de H_u , en el régimen de volúmenes anuales de escorrentía.....	115
Figura 53. Comprobación del escalamiento simple amplio de K_s , en régimen de volúmenes anuales de escorrentía.....	115
Figura 54. Comprobación del escalamiento simple amplio de K_{ss} , en el régimen de volúmenes anuales de escorrentía.....	116
Figura 55. Exponentes de escala α y orden r para diferentes a) H_u ; b) K_s ; c) K_{ss} - Régimen de volúmenes anuales de escorrentía	116
Figura 56. Frecuencia de los caudales máximos en escenarios de cambios de uso del suelo - Distribución LogNormal	117
Figura 57. Ajuste lineal del parámetro α para diferentes a) H_u ; b) K_s ; c) K_{ss} - Régimen de volúmenes anuales.....	118
Figura 58. Ajuste lineal del parámetro β para diferentes a) H_u ; b) K_s ; c) K_{ss} - Régimen de volúmenes anuales.....	119
Figura 59. Comparación de los momentos de orden r de la serie empírica con respecto a la serie desgregada con el modelo de cascada	122
Figura 60. Comprobación de escalamiento simple amplio de H_u , en el régimen de crecidas para la resolución temporal horaria	124
Figura 61. Exponentes de escala de los momentos de orden r . a) Exponentes de escala para H_u ; b) Exponentes de escala para K_s ; c) Exponentes de escala para K_{ss}	124
Figura 62. Exponente de escala α_r como función de los momentos de orden r para todos los patrones de distribución espacial y escenarios de uso del suelo para H_u con CV0.3. a) escala horaria; b) escala diaria	125
Figura 63. Exponente de escala α_r como función de los momentos de orden r para todos los patrones de distribución espacial y escenarios de uso del suelo para K_s con CV0.3. a) escala horaria; b) escala diaria	125
Figura 64. Análisis estacionario distribuciones: a) GEV, b) Gumbel y c) Gamma.....	128
Figura 65. Análisis de frecuencia de caudales Río Combeima distribución GEV. a) Análisis estacionario; b) Análisis No-estacionario con covariable H_u ; c) Análisis No-estacionario con covariable K_s	130
Figura 66. Análisis no estacionario distribución GEV con parámetros lineales y covariables H_u y K_s	131
Figura 67. Distribución Gamma a) Estacionario; b) No estacionario lineal; c) No estacionario – No lineal	132
Figura 68. Residuales de los cuantiles. a) Modelo no estacionario lineal; b) modelo no estacionario no lineal	132
Figura 69. Parámetros de la función Gamma no estacionaria con covariable H_u y parámetros no lineales	133
Figura 70. Efecto de la evolución de H_u y K_s sobre la respuesta hidrológica de una cuenca.....	136

1. Introducción

1.1. Introducción

Los cambios más fuertes y directos sobre el uso del suelo como la deforestación y la urbanización producen interacciones que crean efectos combinados en los regímenes de flujo, aumentando la frecuencia y magnitud de las inundaciones (Burn et al., 2004; Bronstert, 2003; López et al., 2011; Ramesh, 2013). En este sentido, los cultivos han sido el principal cambio en el uso del suelo durante los procesos de expansión urbana (Deng et al., 2009). Por lo tanto, se ha identificado que transiciones de tierras boscosas hacia pastizales produce aumento en la velocidad y volumen total de escorrentía durante las tormentas (Tian et al., 2009; Douglas et al., 2000), lo cual genera crecidas repentinas en zonas montañosas y altas velocidades de escurrimiento que contribuyen a que el tiempo de alerta a las comunidades ubicadas en zonas de riesgo por inundación sea corto y se presenten daños severos (Bronstert, 2003).

Estudios realizados en los que se analizan los cambios en el uso del suelo sobre la hidrología demuestran efectos sobre el escurrimiento pero esta influencia es difícil de cuantificar (Alaoui et al., 2014), especialmente en el largo plazo y a escala de cuenca. Esto se debe a que la intensidad del efecto sobre el régimen de caudales, depende del tamaño del cambio del uso del suelo en función del área, de la pendiente, del tipo de suelo y las características de las precipitaciones (Quilbé et al., 2008; Bronstert et al., 2007). Así mismo, los cambios de uso del suelo y escenarios de cambio climático inducen cambios sobre el caudal pico tanto en el corto plazo (Jung et al., 2011), como para periodos de retorno alto (Boni et al., 2007).

En este sentido, se ha reportado que el aumento de la escorrentía está asociada con el aumento del área impermeable en una cuenca, causando el incremento de los picos de inundación particularmente en entornos urbanos (Smith et al., 2002, 2005; Meierdiercks, 2009). Esto se debe a la disminución de la infiltración superficial, la infiltración profunda, la evapotranspiración y el incremento de la escorrentía superficial (Chester & Gibbons, 2007; Udawatta & Anderson, 2008). Este comportamiento se ha observado en suelos en los que se presentaron transiciones a pastizales, lo cual produjo principalmente modificación de las características de los suelos, incrementando la escorrentía y disminuyendo la infiltración (Abrahams et al., 1995).

En este contexto, cambios en el uso del suelo producen modificaciones en la textura del suelo y sus características químicas (Koinig et al., 2003). Así mismo, se ha reportado

que la conductividad hidráulica saturada depende del tamaño de los poros en el suelo y de la continuidad de los poros en la estructura del suelo (Kumar et al., 2008). Por lo tanto, el tipo de cobertura y la profundidad de las raíces de diferentes tipos de cobertura influyen en el comportamiento de este parámetro, ya que se relacionan con patrones de variabilidad de la estructura organizativa del suelo. De manera que los cambios de cobertura vegetal ejercen variaciones en las propiedades físicas del suelo, los cuales producen cambios en las propiedades hidráulicas del suelo y a su vez, influyen en la respuesta hidrológica de las cuencas (Zhang et al., 2001). Además, representan una fuente de No Estacionariedad (Hopmans et al., 2002; Webster, 2000).

Por otra parte, la mayor parte de las investigaciones en el campo de los cambios de uso del suelo se ha centrado en las conversiones de ocupación del suelo (por ejemplo, la deforestación y la urbanización), y se ha encontrado que los procesos más sutiles, como los cambios en la cobertura vegetal merecen mayor atención (Lambin et al., 2000), debido a que dichos cambios producen variaciones en las propiedades químicas y físicas del suelo, los cuales introducen un alto grado de variabilidad espacial en estos parámetros (Paz et al., 2000).

En este sentido, el funcionamiento hidrológico de los bosques y ecosistemas agrícolas se conoce en cierta medida (Zimmermann et al., 2006), y el estudio del impacto de los cambios de cobertura vegetal sobre la estructura del suelo y sus propiedades físicas e hidráulicas ha sido pobremente estudiado (Séré et al., 2012). Hay varios indicios de que los cambios en la cobertura del suelo han influido en el régimen hidrológico de varias cuencas fluviales. Sin embargo, en la actualidad es bastante incierto cómo, cuánto y en qué escala espacial pueden afectar la generación de escorrentía las tormentas, y en consecuencia los caudales de las crecidas (Axel Bronstert, Niehoff, & Brger, 2002). Por lo tanto, es necesario el desarrollo de investigaciones que conduzcan a evaluar los efectos de los cambios de uso del suelo sobre el régimen hidrológico en cuencas hidrográficas, considerando la variación de las propiedades hidráulicas del suelo en relación con el tipo de cobertura vegetal, durante el análisis de cambios y transiciones de usos del suelo.

Dado que se reconoce la importancia de los cambios de uso del suelo en el régimen de caudales, éstos representan una potencial alternativa para contribuir al diseño de medidas de mitigación del riesgo de inundaciones, ya que se reconoce que las medidas estructurales no pueden eliminarlo completamente, de manera que la planificación del uso del suelo y la regulación del nuevo desarrollo son una medida fundamental para reducir el riesgo futuro de inundación, especialmente en procesos de rápida

urbanización, característicos de las economías emergentes (Jha & Bloch, 2012). (Ghaffari et al., 2010).

En esta tesis se propone la potencial estimación de caudales máximos diarios y los caudales máximos anuales de una cuenca en escenarios de cambios de uso del suelo, mediante la variación de las propiedades hidráulicas Hu y Ks como factores asociados directamente con las características del suelo y cobertura vegetal en una cuenca. Para el desarrollo de la hipótesis, se prueba la potencial incorporación de las propiedades de escalabilidad de los fractales en la estimación de caudales a partir de la variación de las propiedades hidráulicas del suelo Hu y Ks . El estudio se desarrolló en la cuenca del Río Combeima en Suramérica, en donde a partir de modelación hidrológica distribuida se describió el efecto de los cambios de uso del suelo sobre los caudales máximos durante los años 1991, 2000, 2002 y 2007.

Posteriormente, se plantearon escenarios de simulación en una cuenca hipotética basada en la información de la cuenca del Río Combeima, en donde se analizó el efecto de la variación espacial de las propiedades hidráulicas del suelo para comprobar el supuesto de invarianza en escala y así mismo, dentro de dichos escenarios se probó el efecto de la distribución espacial homogénea de la lluvia para evaluar el efecto de la precipitación sobre el escalamiento.

Desagregaciones de la precipitación desde la resolución temporal diaria a la horaria fueron realizadas mediante la implementación de un modelo de cascada involucrando distribuciones Gamma y LogNormal, de manera que fue posible evaluar el potencial comportamiento escalable de los caudales, respecto de la variación de las propiedades hidráulicas del suelo.

Se examinaron las propiedades de escala de los parámetros de las funciones de distribución de probabilidad Gumbel y General Extreme Values - GEV, en relación con las propiedades hidráulicas del suelo para la estimación de los cuantiles de las crecidas.

Dentro del desarrollo del trabajo, se probó el escalamiento de volúmenes medios anuales de escurrimiento en escenarios de cambios de uso del suelo, a partir de las propiedades hidráulicas del suelo y se identificó el comportamiento de los parámetros de la función LogNormal.

El trabajo se desarrolló con base en información diaria, lo cual es de interés en el contexto colombiano, ya que en muchos casos es difícil el acceso a información con resolución horaria y minuta. En este sentido, es claro que una descripción apropiada

del proceso lluvia-escorrentía en el análisis de crecidas implica disponer de datos a escala minutal o por lo menos horaria. No obstante, en la literatura se encuentran algunos casos reportados en los que realizan modelaciones con información diaria para la evaluación de cambios de uso del suelo (Legesse et al., 2003).

Los resultados obtenidos sugieren que es posible predecir el efecto de los cambios de uso del suelo sobre el régimen de crecidas y caudales medios, lo cual representa un importante aporte para la Ingeniería en el proceso de realizar estimaciones sencillas en procesos de toma de decisiones en el marco de la gestión del riesgo y la planificación de recursos hídricos.

Finalmente se realizó un análisis de frecuencia no estacionario de las series de caudal en función de los parámetros Hu y Ks para identificar los efectos de los cambios de uso del suelo sobre el régimen de crecidas.

1.2. Alcance de la investigación

En esta tesis doctoral se propone incorporar la teoría de escalamiento introducida por Gupta & Waymire (1990) en la predicción de caudales, a partir de la descripción de la variación de las propiedades hidráulicas del suelo como escala en el régimen de crecidas. Varias investigaciones han demostrado que las propiedades hidráulicas del suelo varían con la evolución de los cambios del uso del suelo y cobertura (Abrahams et al., 1995; Bronstert, 2003; Koinig et al., 2003; Ziegler et al., 2004; Bormann & Klaassen, 2008; Kumar et al., 2008; Zhou et al., 2008; Hu et al., 2009; Noguera & Vélez, 2011; Séré et al., 2012) y dichos cambios influyen sobre la respuesta hidrológica de las cuencas (Bronstert et al., 2002, 2003; Blöschl et al., 2007; Blume, 2008) introduciendo no estacionariedad a las series temporales (Webster, 2000; Hopmans et al., 2002). Sin embargo, el tratamiento estadístico de estas fuentes de variabilidad es un campo abierto de investigación, siendo de particular interés el estudio de las características y propiedades del suelo en escenarios de cambios de uso, junto con la estimación de su efecto sobre el régimen de caudales (Breuer et al., 2009).

Es importante aclarar que esta investigación no pretende desarrollar el problema de la no estacionariedad en series hidrométricas, sino que se enfoca en probar el escalamiento de caudales máximos anuales en función de las propiedades hidráulicas del suelo, en escenarios de cambios de usos del suelo. Así mismo, se estudia el potencial escalamiento de los parámetros de las funciones de distribución de probabilidad (PDF) Generalized Extreme Value (GEV) y Gumbel a partir de las

propiedades hidráulicas del suelo Hu y Ks . Para lograrlo, se realizaron pruebas en una cuenca hipotética con información basada en la cuenca del Río Combeima, en donde se introdujo anisotropía en la distribución espacial de los valores estimados de Hu y Ks , con el propósito de evaluar el efecto de la variación espacial de los cambios de uso del suelo relacionados con las propiedades hidráulicas del suelo, sobre el escalamiento de crecidas y los parámetros de las PDF. Así mismo, se probó el efecto de la variación espacial de la lluvia sobre dicho escalamiento, mediante la consideración de la distribución espacial homogénea de la precipitación.

Este estudio se realizó en la cuenca del Río Combeima, considerando que los efectos de los cambios de uso del suelo en las cuencas se observan principalmente a pequeña escala (Balica et al., 2009). De manera que el trabajo se desarrolló mediante un enfoque de modelación hidrológica y simulación de cambios de uso del suelo y cobertura.

El potencial de los resultados de esta investigación tiene relevancia en la Ingeniería y para tomadores de decisiones, debido a la sencillez de la aplicación de la ley de potencia en la estimación de caudales máximos y volúmenes máximos anuales como efecto de los cambios en el uso del suelo y cobertura, mediante la variación del contenido de agua en el suelo en zona de raíces Hu y la conductividad hidráulica saturada Ks .

Finalmente, se realiza el análisis no estacionario de la serie de caudales históricos del Río Combeima a escala diaria, con el propósito de identificar si los cambios de uso del suelo, representan una potencial fuente de no estacionariedad en las series de caudales y así mismo, describir el efecto de dicha no estacionariedad sobre los cuantiles de las crecidas. En este sentido, se plantean las siguientes hipótesis:

H1: Mediante la variación de las propiedades hidráulicas del suelo, es posible describir el efecto sobre los caudales superficiales en una cuenca hidrográfica

H2: Es posible estimar los caudales máximos y volúmenes medios anuales de una cuenca en escenarios de cambio de uso del suelo, mediante la variación de las propiedades hidráulicas del suelo Hu y Ks .

H3: Mediante la variación de las propiedades hidráulicas del suelo Hu y Ks , y el escalamiento de los parámetros de las funciones de distribución de probabilidad GEV, Gumbel y LogNormal, es posible estimar los cuantiles de las crecidas y volúmenes medios anuales en cuencas hidrográficas.

En este contexto para las hipótesis alternas *H1*, *H2* y *H3*, se plantea como hipótesis nula *H0*, que no es posible comprobar dichas relaciones y efectos.

1.3. Objetivos

El objetivo general de esta investigación se enmarca en el desarrollo de una metodología que conduzca a la estimación del efecto de los cambios de uso del suelo en el régimen de crecidas y volúmenes anuales de escorrentía. En dicho propósito se definen los siguientes objetivos:

- Describir la respuesta hidrológica de la cuenca del Río Combeima ante cambios de uso del suelo.
- Evaluar el escalamiento de caudales máximos y volúmenes anuales de escorrentía considerando como escala las propiedades hidráulicas del suelo.
- Describir el efecto de los cambios del uso del suelo sobre los parámetros de las funciones de distribución de probabilidad GEV, Gumbel y LogNormal.

1.4. Estructura de la tesis

Esta tesis esta estructurada en cinco capítulos, cuyo contenido se desarrolla de la siguiente manera: En el primer capítulo se encuentra la descripción introductoria de esta tesis, la descripción de sus objetivos y su alcance. Posteriormente, en el Capítulo 2 se encuentra el estado del arte y se desarrollan temas relacionados con la descripción de la variación de las propiedades hidráulicas del suelo, como el efecto de los cambios en los usos del suelo y sus potenciales implicaciones sobre la planificación de los recursos hídricos. En el Capítulo 3 se describe la metodología y conceptos implementados para probar la potencial incorporación de la teoría fractal en el proceso de estimación de caudales máximos y volúmenes anuales de escorrentía, mediante la descripción de la variación y evolución de las propiedades hidráulicas del suelo, como variables directamente relacionadas con los cambios de uso del suelo en cuencas hidrográficas.

Por otra parte, a partir de la información de la cuenca del Río Combeima se desarrollan pruebas en una cuenca hipotética basadas en la simulación hidrológica que permiten identificar la manifestación de la escalabilidad de las crecidas a partir de las propiedades hidráulicas del suelo H_u y K_s en escenarios de cambios de uso del suelo. Dichas pruebas fueron diseñadas para inducir variabilidad espacial en las propiedades hidráulicas del suelo dentro del área de la cuenca estudiada, mediante la variación anisotrópica en la organización espacial de los parámetros H_u y K_s , los cuales se relacionan directamente con los cambios de uso del suelo en la cuenca.

De la misma manera, se probó el efecto de la variabilidad espacial y la distribución espacial homogénea de las precipitaciones sobre la respuesta hidrológica de la cuenca

y el escalamiento de caudales máximos. Se evaluó el efecto de dichas pruebas sobre el comportamiento de los parámetros de las funciones de distribución de frecuencias GEV, Gumbel y LogNormal.

El Capítulo 4 presenta los resultados que demuestran la potencial aplicabilidad del escalamiento de las propiedades hidráulicas del suelo en el proceso de estimación de las crecidas y volúmenes anuales de escorrentía. Se describe el efecto que los cambios de uso del suelo presentan sobre los caudales máximos y el comportamiento de los parámetros de las funciones de distribución de probabilidad Gumbel, GEV y LogNormal. Además, se encuentra disponible el análisis estacionario y no estacionario de las series de caudal en la cuenca del Río Combiema, de manea que se consideraron como covariables el contenido de agua en el suelo en la zona de raíces (H_u) y la conductividad hidráulica del suelo (K_s) para identificar los efectos de los cambios de uso del suelo sobre la no estacionariedad de las series de caudales y el análisis de frecuencia de caudales máximos.

Finalmente, el Capítulo 5 presenta las principales conclusiones y recomendaciones al respecto de los hallazgos de esta investigación y se plantean líneas de trabajo futuro, derivadas de los resultados obtenidos en la presente tesis doctoral.

2. Estado del arte

2.1. La Gestión Integrada de los Recursos Hídricos

El concepto de Gestión Integrada de los Recursos Hídricos (GIRH) fue incorporado desde la Conferencia de Dublín (ONU, 1992) y la Cumbre para la Tierra de Río (ONU, 1993). Las reuniones subsiguientes, incluida la Cumbre Mundial sobre el Desarrollo Sostenible de Johannesburgo en 2002, han establecido que la GIRH “*contribuye al alcance del desarrollo y bienestar económico y social, sin comprometer la sostenibilidad de los ecosistemas vitales*” (GWP, 2000). De esta forma, se ha aceptado que el agua es un factor que determina el desarrollo socioeconómico y cumple la función de mantener la integridad del entorno natural, por lo que los recursos hídricos no deben ser tratados como un tema aislado, sino que para su planeación deben ser considerados aspectos de gobierno, sectores productivos, ecológicos, económicos y sociales (ONU, 2015). En este sentido, las proyecciones realizadas por IPCC (2001a) sobre los efectos del cambio climático en los recursos hidrológicos muestran que en muchas regiones hay tendencias aparentes – aumentos y disminuciones – en los caudales de las corrientes de agua. Por lo tanto, la GIRH demanda el conocimiento de los procesos hidrológicos que permitan describir el comportamiento de las cuencas hidrográficas, tanto en escenarios de cambio climático, como de acciones antrópicas relacionadas con la economía y los procesos de expansión urbana (Ceola et al., 2016).

2.2. La Gestión Integrada de crecidas

El impacto social de las inundaciones ha aumentado durante los últimos años y no muestra signos de disminuir (Droegemeier et al., 2000). Así mismo, la magnitud y frecuencia de las crecidas podrían aumentar en muchas regiones como consecuencia de la ocurrencia de precipitaciones que podrían producir incrementos de la escorrentía superficial, generando dificultades para la producción de alimentos debido a cambios en el uso del suelo, que principalmente se realizan en el contexto de una inadecuada planificación ambiental y un débil ordenamiento territorial (IPCC, 2007). Por lo tanto, cambios en el régimen de precipitaciones, el aumento en la frecuencia de las crecidas e inundaciones, y la reducción de los glaciares, entre otros, representan dificultades para alcanzar el desarrollo sostenible, afectando especialmente a los sectores más pobres de la sociedad, lo cual contribuye con la inviabilidad del alcance de las Metas de Desarrollo Global (ONU, 2000; 2010, 2015b).

Cada año cerca de 200 millones de personas son afectadas por desastres naturales, entre ellos las sequías e inundaciones (ONU, 2007). Las potenciales víctimas de las inundaciones vienen en aumento y se debe principalmente a la presión sobre el uso del suelo, lo cual es de interés global para la predicción de sus efectos sobre la respuesta de las cuencas hidrográficas (Borga, et al., 2011). Así mismo, en Latinoamérica la población urbana representa más del 80% de la población total y crece paralelamente con la pobreza, incrementando la exposición social al riesgo de crecidas e inundaciones, principalmente debido al uso de áreas de alta vulnerabilidad para la urbanización (ONU, 1995, 2007). De manera que la mayoría de los gobiernos en el mundo acordaron tomar medidas para reducir la vulnerabilidad frente a estas amenazas y se plantearon estrategias, como la evaluación de los riesgos de desastre para reducir los factores fundamentales del riesgo, entre otros (ONU, 2007).

Con base en lo anteriormente expuesto, para una gestión sostenible y eficaz de los recursos hídricos y la gestión del riesgo es necesario integrar aspectos de carácter socioeconómico, incorporando aspectos ecológicos, la gestión del uso del suelo y el agua (Sadoff & Muller, 2009). Por tanto, en el marco de la gestión del riesgo por crecidas e inundaciones es posible adoptar estrategias para proteger a las comunidades asentadas en zonas de riesgo (Jha, Bloch, & Lamond, 2011; ONU, 2011), las cuales típicamente se dividen en estructurales y no estructurales (Jöbstl et al., 2011).

Las medidas estructurales tienen como objetivo reducir el riesgo de inundación mediante el control del flujo de agua, tanto fuera como dentro de los asentamientos urbanos. Son complementarias a las medidas no estructurales que tienen la intención de mantener a las personas a salvo de las inundaciones, a través de una mejor planificación y gestión del desarrollo urbano (Jha et al., 2012). No obstante, es determinante que las estrategias a implementar involucren el conocimiento del comportamiento del sistema hidrológico, además de aspectos sociales (Borga, et al, 2011).

En el caso de la reducción del riesgo de inundación se han desarrollado modelos que permiten realizar pronósticos de inundaciones como estrategia de protección a la población, lo cual supone capacidades técnicas con las que normalmente no cuentan las instituciones (Werner et al., 2005). Por lo tanto, es importante contar con herramientas de planificación que permitan estimar de forma sencilla, el impacto de medidas no estructurales como el manejo de coberturas, que permite reducir la magnitud del pico de las inundaciones, especialmente en zonas donde la capacidad de retención de agua en el suelo es alta (Francés et al., 2008). De manera que la evaluación de los cambios en la cobertura vegetal y el uso del suelo potencialmente contribuyen a

la comprensión de los efectos sobre el régimen de caudales, lo cual podría resultar útil en el planteamiento y desarrollo de estrategias para reducción del riesgo por crecidas e inundaciones.

2.3. Cambio climático

Las influencias antropogénicas más importantes sobre el clima son: la emisión de gases de efecto invernadero y los cambios en el uso del suelo como la urbanización y la agricultura. Sin embargo, ha sido difícil separar estas dos influencias porque ambos tienden a aumentar la temperatura media diaria de la superficie (Kalnay & Cai, 2003).

Se ha establecido que el Cambio Climático afectará directamente la agricultura, la energía hidroeléctrica, el turismo, el abastecimiento de agua, la seguridad alimentaria, la salud humana y la industria de seguros que cubrirá los costos de los desastres naturales (Middelkoop et al., 2001; Füssel, 2010; Beniston, 2012), debido a las afectaciones sobre los cultivos, los bosques y la variación de los caudales mensuales (Kojiri, Hamaguchi, & Ode 2008). En este sentido, el uso del suelo y las variables del Cambio Climático interactúan para crear efectos combinados en los regímenes de flujo en las cuencas hidrográficas (López et al. 2011; Alaoui et al., 2014).

Se han realizado investigaciones en donde se ha encontrado que los cambios de uso del suelo en escenarios de Cambio Climático, inducen cambios significativos en el corto plazo sobre el régimen de crecidas, especialmente en zonas urbanas (Jung et al., 2011). Sin embargo, se ha demostrado que en el contexto de las crecidas, la influencia del Cambio Climático juega un papel secundario en comparación con los cambios más graves y directos sobre el uso del suelo, como la tala de bosques o la urbanización que influyen en la frecuencia y severidad de las crecidas, fundamentalmente debido a la alteración de la capacidad de retención de agua en las cuencas hidrográficas (Bronstert, 2003; Condon et al., 2014) (Figura 1).

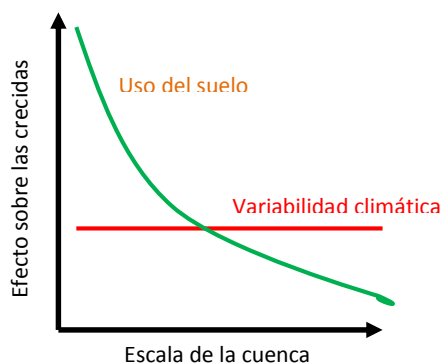


Figura 1. Impacto de los usos del suelo sobre las crecidas - Modificado de Blöschl et al. (2007)

2.4. No estacionariedad por cambios en uso del suelo

Una serie temporal cuya distribución de parámetros estadísticos cambia con el tiempo se denomina no-estacionaria (Kundzewicz & Robson, 2004) y se atribuyen sus causas a la ocurrencia de eventos naturales o actividades antropogénicas de gran escala (Strupczewski et al., 2001; Cunderlik & Burn, 2003; Villarini et al., 2011), así como a cambios estacionales (Strupczewski et al., 2009). De manera que una serie temporal es considerada estacionaria, si se conserva invariante su función de distribución o parámetros estadísticos bajo cambios temporales (Brillinger, 2001; Corbella & Stretch, 2013).

La mayoría de los estudios reportados sobre crecidas en cuencas hidrográficas se basan en el análisis de frecuencia bajo la suposición de condiciones estacionarias, en un intervalo de tiempo que normalmente es de 30 años para representar el clima actual y su proyección futura (Serinaldi & Kilsby, 2015). Por lo tanto, las hipótesis de independencia y estacionariedad han sido condiciones necesarias para el diseño hidrológico. Sin embargo, el análisis de frecuencia convencional bajo este supuesto podría conducir a la obtención de resultados dudosos o que no representen las condiciones del sistema real (Khaliq et al., 2006). En consecuencia, la suposición de estacionariedad implica en sí misma una fuente de incertidumbre en la estimación de la probabilidad de crecidas futuras, ya que implica que el sistema es estacionario y que el registro observado proporciona un muestreo exhaustivo de todos los posibles eventos, lo cual no corresponde precisamente a la realidad, debido a los cambios producidos por las actividades humanas y otros eventos, como los cambios en los patrones de lluvia que son afectados por las variaciones climáticas locales o globales (Jha & Bloch, 2012). Por lo tanto, la evaluación de eventos hidroclimatológicos requiere que la estructura del modelo varíe en función del tiempo, lo cual demanda información exploratoria detallada y un análisis estacionario o no estacionario específico (Serinaldi & Kilsby, 2015).

En este sentido, cuando se identifica la no estacionariedad en una serie temporal, los métodos estadísticos convencionales no deben ser aplicados para la estimación de frecuencia de crecidas, debido a que los parámetros de: ubicación, escala y forma cambian en función del tiempo (Kundzewicz & Robson, 2004). Por esta razón, a nivel global los programas de adaptación y estrategias para el Cambio Climático, implícita o explícitamente, requieren una actualización de los protocolos de evaluación del riesgo de inundación, de manera que una estrategia puede ser la incorporación del análisis de no estacionariedad (ej: Bauer, 2012; European Commission, 2007; Wilby & Keenan, 2012).

Al respecto, se ha afirmado que “*la presunción de no estacionariedad está muerta y no puede ser revivida, ni asumida actualmente como una hipótesis de trabajo en el diseño y manejo de estructuras hidráulicas*” (Milly, et al, 2008). Sin embargo, esto ha sido objeto de debates, y en otros casos, se ha indicado que la estacionariedad debe seguir siendo el supuesto por defecto (Lins & Cohn, 2011), ya que incluso si se dispone de pruebas de estacionariedad, los modelos estacionarios deberían utilizarse como punto de referencia para la implementación de modelos más complejos (Montanari & Koutsoyiannis, 2014; Serinaldi & Kilsby, 2015).

La no estacionariedad ha sido identificada en series hidroclimatológicas en escenarios de Cambio Climático (Khaliq et al., 2006), así como en las propiedades hidráulicas de los suelos (Webster, 2000; Hopmans et al., 2002). En esta dirección se ha aceptado que los cambios en el uso del suelo son un factor importante que influye en el comportamiento de las crecidas (Jung et al., 2011) y es fuente de no estacionariedad, debido a su influencia en los procesos de flujo y almacenamiento, los cuales determinan la generación de escorrentía durante las tormentas (Bronstert et al., 2002).

2.5. Efectos de la evolución de cambios de uso del suelo en la respuesta hidrológica de las cuencas

La evaluación de los cambios en el uso del suelo y su efecto en la respuesta hidrológica a escala de cuenca, es uno de los actuales retos de la Hidrología (Ashagrie et al., 2006; Samaniego & Bárdossy, 2006; Notter et al., 2007; Elfert & Bormann, 2010). Sin embargo, en muchos casos resulta difícil, debido a la limitada disponibilidad de información sobre cambios de uso del suelo y coberturas, información determinante para cuantificar el impacto de estos cambios sobre la hidrología de una cuenca (Nie et al., 2011).

Durante las últimas décadas los cambios de uso del suelo se deben principalmente a la interferencia humana con los sistemas naturales, representadas en actividades como la agricultura, la silvicultura, los asentamientos y la construcción de carreteras (Bronstert, 2003). Así mismo, los cultivos representan el principal uso del suelo en el proceso de expansión urbana (Deng et al., 2009), lo cual produce cambios a largo plazo como la reducción de la diversidad acuática, independientemente de la reforestación de las zonas rivereñas (Harding et al., 1998) e influyen en la respuesta hidrológica de las cuencas por causa de la variabilidad espacial del uso del suelo, que a su vez, determina las características del suelo en relación con la vegetación y topografía (Woods, 2006).

En zonas montañosas se ha identificado que el comportamiento de los caudales es controlado por los procesos de generación de escorrentía en la parte alta de las cuencas (Blume, 2008), de manera que los cambios de cobertura vegetal influyen en la magnitud del caudal pico, que a su vez se relaciona con el área de captación, especialmente para los periodos de retorno más altos (Boni, et al., 2007). Así mismo, se ha aceptado que los usos del suelo como matorrales y pastos influyen fuertemente sobre el flujo base, produciendo disminución de la percolación, y contribuyendo al aumento de la evapotranspiración, lo cual tiene un efecto negativo en los recursos hídricos (Nie et al., 2011).

En general, la reforestación provoca una disminución en la generación de escorrentía y una respuesta atenuada en eventos de crecidas causadas por las precipitaciones (Eckhardt et al., 2003; Stehr et al., 2010; Cunderlik et al., 2011) Un efecto similar se presenta en el caso de los cultivos (Posthumus *et al.*, 2008). En este contexto, se ha encontrado que la conversión de bosques a pastizales produce una disminución del 15% en la evapotranspiración y un aumento del 10% al 30% de la escorrentía total, mientras que en la transición de pastizales a cultivos la evapotranspiración se incrementa entre el 10-15%, y la escorrentía total disminuye entre el 20 y 30% (Mao & Cherkauer, 2009).

En este sentido, mediante modelación hidrológica se ha demostrado que la urbanización incrementa los picos y la reforestación hace que decrezcan (Hundecha & Bárdossy, 2004; Nelson et al., 2006), lo cual ha hecho posible identificar el efecto de coberturas como pastos, cultivos y bosques sobre los flujos en cuencas hidrográficas (Eckhardt et al., 2003). Esto es posible, debido a que los parámetros de los modelos, se asocian directamente con las características de la cuenca y los cambios en el uso del suelo, los cuales son considerados dentro del proceso de calibración del modelo (Hundecha & Bárdossy, 2004).

Actualmente se han realizado modelaciones hidrológicas de los cambios de uso del suelo, a partir de mapas históricos de coberturas (Wijesekara et al., 2012), de manera que se han encontrado variaciones en el coeficiente de escorrentía (Zhang et al., 2007) y alteraciones en la recarga de los acuíferos (Krause et al., 2007), además de fuertes influencias en el incremento de los caudales pico. Sin embargo, este efecto parece ser decreciente para periodos de retorno mayores de 200 años (Brath et al., 2006). En este sentido, los cambios en el uso del suelo inducen variaciones en las propiedades físicas y químicas del suelo (ej: densidad aparente). Desafortunadamente, los efectos sobre las propiedades hidráulicas del suelo rara vez se investigan, sin disponer de información sobre los cambios en la densidad aparente, la cual es útil para utilizar las funciones de

pedotransferencia y describir los cambios en los parámetros hidráulicos del suelo (Bormann et al., 2007). Por lo tanto, en la simulación de los cambios del uso del suelo, debe considerarse la variación de las propiedades hidráulicas del suelo, ya que dichos cambios tienen efectos sobre la respuesta hidrológica de las cuencas.

2.6. Variación de las propiedades hidráulicas del suelo por cambios de uso del suelo y cobertura

Los cambios en el uso del suelo modifican las propiedades hidráulicas del suelo como la infiltración y la conductividad hidráulica saturada, lo cual se produce gradualmente en el tiempo (Gupta et al., 2006; Bormann & Klaassen, 2008; Zhou et al., 2008; Gonzalez-Sosa et al., 2010). Este efecto se atribuye principalmente a la alteración de los poros y espacios dentro de la matriz del suelo y su superficie (Chen et al., 2009; Koinig et al., 2003; Noguera & Vélez, 2011; Kodesová et al., 2011). Además, dichos cambios también pueden ser inducidos por la ocurrencia de eventos como los incendios (Chief et al., 2012) y acciones antrópicas como la labranza (Bhattacharyya et al., 2006) e irrigación de cultivos (Zhang et al., 2001). Dichas variaciones se han observado en la transición de suelos con pastos, hacia matorrales y se encontró decrecimiento en la infiltración del suelo (Abrahams et al., 1995). Así mismo, se acepta generalmente que la forestación produce disminución en la generación de escorrentía y una respuesta atenuada a eventos de crecidas producidas por tormentas (López et al., 2011).

De la misma manera, Robinson et al. (2003) observaron en cuencas pareadas que en los bosques, el crecimiento de los árboles se asocia con la disminución de los picos y medios anuales y para el caso de los cultivos, se identifica la disminución del caudal medio anual. Esto se debe a que los pastos reducen las reservas de humedad del suelo para sostener el caudal base. En este sentido, se observó que la deforestación, incrementa los picos de las crecidas.

Por otra parte, Marshall et al. (2014) encontraron que los volúmenes de escurrimiento se reducen en el caso de la transición de pastoreo hacia bosques, debido al mejoramiento de la infiltración con las plantaciones de árboles en comparación de los suelos con pastos. De manera que la restauración de cuencas con árboles ha presentado reducciones sustanciales en los picos de las crecidas en pequeñas escalas (Wheater et al., 2008).

Se han realizado análisis en escenarios de cambios de uso del suelo y se ha encontrado que la conductividad hidráulica saturada, la capacidad de infiltración y la capacidad de campo para el caso de coberturas como bosques, cultivos y pastizales, no son constantes y varían estacionalmente (Bormann & Klaassen, 2008). Además, se ha identificado que la conductividad hidráulica del suelo disminuye en función de la profundidad (Chen et al., 2009). Incluso se ha encontrado que la conductividad hidráulica se ha restablecido al realizar mediciones en tierras dedicadas a pastos que posteriormente evolucionaron a cultivos, indicando que dicha variación se debe a la modificación de la distribución de poro en la estructura del suelo (Kodesová et al., 2011).

De la misma manera, en tierras de pastos que tuvieron transición hacia bosques se observó disminución de la erosión del suelo, incremento de la disponibilidad de agua en las plantas y reducción del riesgo de inundación (Agnese, 2011). Esto se debe principalmente a los cambios que induce el cambio de la cobertura vegetal sobre la estructura de poros del suelo, lo cual produce incrementos o disminuciones en la conductividad hidráulica del suelo. En este sentido, se identificó que el volumen medio de poros es más alto para suelos forestales y más bajo para cultivos y pastizales, influyendo de la misma forma con los valores de conductividad hidráulica del suelo (Udawatta et al., 2006; Chen et al., 2009; Schwärzel et al., 2011). Similar comportamiento se observó en tierras no labradas y posteriormente labradas, en donde se detectaron incrementos de la conductividad hidráulica del suelo (Dom et al., 2011).

En este contexto, se ha aceptado que el almacenamiento de agua en el suelo es controlado por la geometría de los espacios de poros y la estructura del suelo (Schwärzel et al., 2011), determinando la capacidad de retención de humedad del suelo y la infiltración, que a su vez están influenciadas por la composición del suelo, el tipo de vegetación y la profundidad de las raíces (Ziegler et al., 2004; Hu et al., 2009). De manera que en suelos con coberturas de bosques es posible encontrar un mayor contenido de agua en zona de raíces y alta conductividad hidráulica (Niemeyer et al., 2014). Lo opuesto ocurre para el caso de suelos con cobertura de pastos (Zimmermann et al., 2006). En Colombia se ha encontrado que las propiedades hidráulicas del suelo varían según los cambios de uso del suelo, particularmente estudios relacionados con suelos dedicados a actividades agroforestales (Rivera, 2008), zonas de bosques y pastos (Noguera & Vélez, 2011), en donde se ha encontrado que la conductividad hidráulica se incrementa en la transición de pastos a plantaciones forestales.

Considerando lo anteriormente expuesto, la magnitud de la infiltración juega un papel importante en la respuesta hidrológica de las cuencas y esto se relaciona con las

propiedades hidráulicas del suelo, que a su vez es influenciada por el tipo de cobertura vegetal. Estos factores se comportan de forma no lineal en el proceso lluvia-escorrentía, dada su relación con la humedad antecedente de las precipitaciones y su efecto según la escala de la cuenca (Bronstert & Bardossy, 1999), de manera que la variabilidad espacial de los cambios de uso del suelo inducen dependencia espacial de las propiedades hidráulicas del suelo sobre la respuesta cuencas (Cambardella et al., 1994).

El almacenamiento de agua en la zona de raíces (almacenamiento estático Hu), el flujo superficial, la infiltración y la retención de agua en el paisaje, son principalmente relevantes en la generación de escorrentía durante la ocurrencia de tormentas (Bronstert et al., 2002; Francés et al., 2008; Salazar et al., 2012) y resultan determinantes en la distribución de la frecuencia y magnitud de las crecidas (De Michele & Salvadori, 2002; Meierdiercks, 2010b). No obstante, en cuencas urbanas se ha observado que la importancia de la humedad del suelo se relaciona con el crecimiento del área impermeable, determinando la magnitud de los eventos de inundación en función del crecimiento del área impermeable y el efecto de la humedad antecedente del suelo disminuye con el aumento del periodo de retorno del evento (Wood et al., 1990; Smith et al., 2002; Ketherine & Meierdiercks, 2009; Meierdiercks et al., 2010a; Jung et al., 2011).

En este contexto, la descripción de la variación de las propiedades hidráulicas del suelo durante la evolución de los cambios de uso y cobertura vegetal es un área de investigación relevante en Hidrología. Sin embargo, pocas investigaciones se han desarrollado en la evaluación de sus efectos sobre la respuesta hidrológica de las cuencas (Bronstert et al., 2002; Blöschl et al., 2007; Quilbé et al., 2008; Elfert & Bormann, 2010; López et al., 2011; Ramesh, 2013).

2.7. Efecto del régimen de precipitaciones y el cambio de uso del suelo sobre la respuesta hidrológica de las cuencas

En algunos casos, el efecto más notable del cambio de uso del suelo es la influencia sobre la evapotranspiración (Breuer et al., 2009). Sin embargo, los cambios en los flujos máximos dependen de la variabilidad de las precipitaciones extremas en combinación con cambios en el uso del suelo (Pfister et al., 2004). En este sentido, se ha demostrado que la respuesta hidrológica de las cuencas varía según el régimen de precipitaciones y sus características. Sin embargo, en escenarios de cambios de uso del suelo se ha

identificado que tierras de cultivo y bosques presentan tendencia decreciente en producción de sedimentos y escorrentía (Fang et al., 2012). Así mismo, el desarrollo de tierras boscosas hacia pastizales produce aumento en la velocidad y volumen total de escorrentía durante las tormentas (Douglas et al., 2000; Tian et al., 2009), y cambios más fuertes como la urbanización afectan la fluctuación del caudal pico anual (Smith et al., 2002; 2005), en donde el efecto de la humedad antecedente del suelo debido al régimen de lluvias disminuye con el aumento del periodo de retorno del evento y la expansión de la urbanización debido a los efectos del aumento del área impermeable (Sivapalan et al., 1990; Smith et al., 2002).

Se ha investigado la relación entre la resolución temporal de la lluvia y la escala de tiempo de respuesta las cuencas sobre la magnitud espacial de los picos de inundación (Robinson & Sivapalan, 1997), lo cual ha permitido analizar el efecto de la variación espacio-temporal de la lluvia en el régimen de inundaciones, mediante modelación hidrológica distribuida (Zhang & Smith, 2003), de manera que se reconoce que las características de la lluvia en interacción con los cambios de uso del suelo en las cuencas hidrográficas, influyen en la magnitud de los caudales máximos.

Así mismo, se han identificado efectos de la variabilidad espacial de las precipitaciones sobre el comportamiento de las crecidas (Gupta & Waymire, 1990^a ; Zhang et al., 2001 ; Smith et al., 2002 ; Ogden & Dawdy, 2003 ; Pfister et al., 2004 ; Moretti & Montanari, 2008). De manera que se plantean estrategias para evaluar el efecto de la variación espacial de la lluvia sobre la respuesta hidrológica de un sistema mediante la simulación de la lluvia con distribución homogénea (Merz & Bárdossy, 1998). Lo cual se incorporará dentro de la metodología, con el propósito de evaluar el efecto de la variación espacial de la precipitación sobre las propiedades del escalamiento de las crecidas en escenarios de cambio de usos del suelo en la cuenca objeto de estudio.

2.8. Modelación de cambios de uso del suelo en cuencas hidrográficas

Los modelos hidrológicos que simulan los procesos lluvia-escorrentía y calculan tanto caudales como áreas inundables, están altamente desarrollados (Bronstert, 2003) y han provisto proyecciones por muchos años (Cunge & Ackers, 1988). En el caso de cuencas urbanas se ha analizado el efecto del cambio del uso del suelo en caudales pico, mediante la diferenciación del tipo de suelo y su cobertura para identificar las áreas que tienen un alto potencial de generar escorrentía, así como las áreas con gran potencial de infiltración y recarga, basándose en sistemas de información geográfica (New Jersey Water Supply Authority, 2000; Chester & Gibbons, 2007). Así mismo, se ha encontrado

que la expansión de asentamientos, construcción de carreteras, deforestación, cambios en prácticas de manejo de cultivos y pastizales pueden contribuir al aumento en la frecuencia y magnitud de las crecidas (Burn et al., 2004; Ramesh, 2013).

En este sentido, el escurrimiento en una cuenca está estrechamente relacionado con el uso del suelo, pero esta influencia es difícil de cuantificar, especialmente en el largo plazo y a escala de cuenca (Quilbé et al., 2008). Así mismo, la intensidad del efecto sobre el régimen de crecidas depende de la magnitud del cambio de uso del suelo en términos del área, la pendiente y el tipo de suelo. Bismuth et al. (2007) modelaron cambios de uso del suelo en la cuenca del Río Rhin para cuantificar el efecto sobre las crecidas, y encontraron que dichos eventos son mayores ante la ocurrencia de precipitaciones cortas con altas intensidades, en comparación con la magnitud del pico cuando se presentan lluvias largas con intensidades bajas.

Por otra parte, Elfert & Bormann (2010) simularon cambios en el uso del suelo para estimar el efecto de la expansión urbana y la ampliación de zonas de cultivos y bosques, encontrando que los caudales máximos son menores para las coberturas de bosques y se incrementan para el caso de expansión de zonas urbanas. Resultados similares fueron reportados por Eckhardt et al. (2003), quienes encontraron que coberturas como bosque, pastos y cultivos presentan repuestas hidrológicas diferentes en el mediano plazo. Así mismo, se han modelado cambios de uso del suelo en el tiempo, encontrando que afectan los recursos hídricos, especialmente disminuyendo el flujo base y aumentando la evapotranspiración, particularmente en el caso de cambio de uso de pastos y matorrales (Nie et al., 2011).

En observaciones realizadas en cuencas pareadas, Robinson et al. (2003) identificaron que el crecimiento del dosel de los árboles se asocia con la disminución de los caudales pico y medios anuales. Así mismo, para el caso de los cultivos se observaron disminuciones en el caudal medio anual. Para el caso de los pastos, se encontró disminución de las reservas de humedad en el suelo para sostener el caudal base y concluyeron que la deforestación incrementa los picos moderadamente. En este sentido, las mediciones realizadas por Marshall et al. (2014) en cuencas pareadas permitieron identificar que los volúmenes de escurrimiento se reducen en la transición de áreas de pastoreo hacia zonas de bosque (78%) y un 48% para el caso de zonas de pastizales en las que se dejó de realizar el pastoreo. También se encontró que la infiltración mejora con las plantaciones de árboles, en comparación de los suelos dedicados a pasturas, siendo más grandes los efectos de los cambios de uso del suelo cuando se trata de cuencas pequeñas (menores de 12 Km²) y para meso escala (260

Km²). De manera que para el caso de la gran escala es probable que dichos cambios sean marginales por el efecto de la dispersión en la red de canales (Geris et al., 2015; McIntyre et al., 2012). En general, se ha reportado que la restauración de cuencas con árboles han presentado reducciones sustanciales en los picos de caudal en pequeñas escalas, mientras que para la meso escala el efecto es marginal, debido a los efectos de dispersión en la red de canales (Wheater et al., 2008). Sin embargo, dada la alta incertidumbre para determinar estos efectos es necesario desarrollar investigaciones que involucren experimentos de campo a largo plazo (Andéassian, 2004).

En este contexto, es posible relacionar el aumento de la escorrentía con el incremento de las zonas impermeables (Smith et al., 2002; 2005). Por lo tanto, la modelación de escenarios de usos del suelo ha demostrado que en zonas urbanas, los flujos tienden a disminuir y se aumenta la escorrentía, de manera que la implementación de un modelo hidrológico distribuido es una herramienta de apoyo para la evaluación de los cambios de uso del suelo sobre el régimen de flujo en el largo plazo (Choi & Deal, 2008). Así mismo, en el caso de cuencas no aforadas, la modelación hidrológica distribuida permite la simulación continua de extensos periodos de análisis en un amplio rango de escalas espaciales, lo cual permite inferir en las distribución de frecuencias de caudales de crecidas (Moretti & Montanari, 2008).

Con base en lo anteriormente expuesto, la variabilidad espacial de las características de la superficie del suelo es un factor en el que interviene la cobertura vegetal y esto supone diferentes respuestas ante las lluvias y diferentes patrones de conservación y distribución del agua (Ruiz et al., 2010). Esto se ha observado en Colombia en la transición de zonas de bosques hacia pastos, lo cual condujo a una disminución en la tasa de infiltración (CIAT, 1989). Por lo tanto, la tendencia a la impermeabilización en las coberturas vegetales produce cambios en los balances hidrológicos y/o patrones de flujo, así que cuando se presenta una tendencia hacia la impermeabilización, disminuye la infiltración superficial, la infiltración profunda, la evapotranspiración y aumenta la escorrentía superficial (Chester & Gibbons, 2007), lo cual se ha observado en cuencas andinas de Suramérica (Romero & Vásques, 2004).

2.9. Escalamiento de crecidas en cuencas hidrográficas

El concepto de escalamiento se enmarca dentro de la teoría fractal que fue introducida por Mandelbrot (1977) para describir la regularidad geométrica de las formas naturales en diferentes escalas. Esto fue denominado como invarianza. Así mismo, clasificó los

fractales como determinísticos y aleatorios, siendo los determinísticos aquellos cuya forma geométrica no cambia en las diferentes escalas, lo cual defino como dimensión fractal.

En el caso de las crecidas se ha encontrado que los procesos físicos que las rigen presentan una alta variabilidad en el espacio y el tiempo, lo cual produce un gran número de valores de los parámetros que determinan la producción de escorrentía en laderas y su transporte a través de los canales. De manera que la mayoría de estos parámetros resulta difícil de medir, y el número de diferentes valores que pueden adoptar aumenta con la escala espacial (Gupta, 2004). En este sentido, el escalamiento estadístico es una propiedad de un sistema físico complejo, y en el contexto de las cuencas hidrográficas se ha observado que algunos parámetros describen pendientes y relaciones lineales en escala logarítmica, lo cual demuestra que presentan un comportamiento que no varía con la escala (invarianza). Dichos parámetros se denominan parámetros de escala y se pueden estimar empíricamente (Gupta, 2004).

Con base en este comportamiento, la teoría de escala permite interpretar parámetros de escala empíricos para dar soluciones analíticas y numéricas a expresiones físicas y probar de esta forma diferentes hipótesis, lo cual ha sido útil para predecir la magnitud de las crecidas en cuencas no aforadas (GREHYS, 1996; Skaugen & Væringstad, 2005; Leclerc & Ouarda, 2007; Srinivas et al., 2008), ya que explica la variabilidad espacial de los procesos que generan los picos de las crecidas, mediante un conjunto de parámetros de escala, como por ejemplo el tamaño de cuenca (Ribeiro & Rousselle, 1996).

Entre las ventajas del escalamiento se destaca que los parámetros de escala pueden ser predichos a partir de la descripción de procesos físicos, cuyas estimaciones pueden ser comparadas con valores empíricos para probar diferentes hipótesis físicas y supuestos estadísticos. Además, permite diagnosticar los efectos del uso del suelo debido a la urbanización, deforestación y su relación con las crecidas. (Gupta, 2004). Por lo tanto, en cuencas no aforadas se ha incorporado la teoría de escalamiento en la estimación de caudales máximos mediante la regionalización de las crecidas (Javelle, 2001; Javelle et al., 2002; Kjeldsen et al., 2002; Jingyi & Hall, 2004), basados en el método del Índice de Crecidas IdF (Dalrymple, 1960). En este sentido, se ha aplicado el escalamiento en la modelación de caudales pico mediante simulación hidrológica (Smith, 1992; Robinson & Sivanapalan, 1997; Morrison & Smith, 2001; Kjeldsen et al., 2002). Así mismo, en Colombia el escalamiento estadístico ha sido utilizado para la estimación de caudales y balances hídricos (Mesa et al., 2003, Poveda et al., 2007a).

En relación con las propiedades hidráulicas del suelo se ha encontrado comportamiento escalable en la relación de poros en función de la retención de agua en el suelo (Mualem, 1976; Schwärzel et al., 2011). Sin embargo, hasta el momento no se han identificado investigaciones que conduzcan a la incorporación de las propiedades estadísticas del escalamiento en la predicción de caudales, considerando como escala las propiedades hidráulicas del suelo, en el régimen de crecidas de cuencas hidrográficas.

2.10. Escalamiento Simple y Multiescalado

Gupta & Waymire (1990a) analizaron el comportamiento de los momentos empíricos de la lluvia e introdujeron los conceptos de escalado múltiple y simple, con el fin de caracterizar la estructura probabilística de la precipitación (Vaskôva, 2001). De manera que mediante el escalamiento simple es posible describir el comportamiento estadístico de una variable a diferentes escalas, mediante la variación de un solo exponente de escala. Esto supone que cuando se requiere de más de un exponente de escala se trata del escalamiento múltiple EM.

El escalamiento simple y el múltiple han sido usados para estimar precipitaciones (Ej: Gupta & Waymire (1990a); Almeida et al (1991); Robinson & Sivanapalan (1997); Universitat Politècnica de València (2011b); Vaskôva (2001); Langousis & Veneziano (2007); Cunderlik & Ouarda (2007); Pulgarín (2008), entre otros) y para el estudio de las relaciones de frecuencia de las crecidas espaciales o regionales, y los mecanismos físicos que las generan. Este es el caso particular de los exponentes de escala en la relación entre los cuantiles de las inundaciones en función de las áreas de drenaje. Dicha relación describe invarianza respecto de la variabilidad espacial de las crecidas, dado que la regionalización de las crecidas obedece al escalamiento simple, de manera que es posible afirmar que su comportamiento no varía con el periodo de retorno, pero cuando estas varían, corresponden al escalamiento múltiple (Gupta & Dawdy, 1995).

El escalamiento múltiple ha sido incorporado en la predicción de precipitaciones mediante el proceso de construcción de curvas de Intensidad-Frecuencia-Duración (Burlando & Rosso, 1996). Así mismo, a escala de cuenca Hopmans y Stricker (1989) utilizaron un modelo estocástico con el que simulaban el flujo de agua en el suelo y aplicaron el escalamiento múltiple para describir la variabilidad espacial de las propiedades hidráulicas no saturadas del suelo y cuantificar el impacto de la variabilidad espacial del suelo sobre el balance hídrico de la Hupselse Beek en Holanda. En

Colombia el EM ha sido utilizado para la estimación de caudales máximos a partir del área de drenaje (Mesa et al., 2003).

El escalado simple se ha utilizado en la aplicación del método del Índice de Crecidas (Index-flood method IdF) que fue inicialmente propuesto por Dalrymple (1960) y relaciona los caudales con las características de la cuenca, mediante la aplicación del análisis de regresión lineal múltiple (Jingyi & Hall, 2004). El proceso consiste en evaluar áreas hidrológicamente homogéneas (Wiltshire, 1986) y definir las curvas de caudales máximos que corresponden a un cuantil o caudal máximo anual x_p cuya probabilidad acumulada es $p = F_x(x_p)$ con un periodo de retorno T definido y un área de aferencia específica (GREHYS, 1996; Sveinsson et al., 2001). Así mismo, se aplicaron curvas regionales flood-duration-frequency (QdF) (Javelle, 2001) en 158 cuencas de Canadá, para conocer los caudales pico a partir de la frecuencia y duración de las precipitaciones (Javelle et al., 2002). Sin embargo, Gaume et al. (2010) encontraron que la hipótesis del escalamiento simple con el Índice de Crecidas no pudo ser totalmente verificada en el caso de cuencas no aforadas, cuando se trata de escenarios de ocurrencia de eventos extremos.

Gupta & Waymire (1990) definieron el escalamiento simple estricto para describir la igualdad de la distribución de probabilidad de las precipitaciones en dos escalas diferentes (Vaskôva, 2001) y es válida para factores de escala espacial $\lambda > 1$ y $\lambda < 1$ (Ec. 1).

$$Y_\lambda \stackrel{\text{def}}{=} \lambda^\alpha Y_s \quad (1)$$

donde λ el factor de escala espacial ($\lambda > 0$). Así que para un proceso Y con un índice temporal o espacial s , y un exponente de escala α , presentan la propiedad de escalamiento simple si para algún $\lambda > 0$, hay una constante $C_\lambda = \lambda^{-n}$ que cumpla con la Ecuación 1, en donde el exponente α , puede adoptar valores negativos o positivos. El símbolo $\stackrel{\text{def}}{=}$ indica la igualdad en la distribución de probabilidades. Es decir, que la distribución de probabilidades del proceso Y presenta invarianza en la escala de observación de integración (Ecs. 2 y 3).

$$E[Y_\lambda^r] = \lambda^{\alpha r} E[Y_1^r] \quad (2)$$

$$\log E[Y_\lambda^r] = \alpha r \log \lambda + \log E[Y_1^r] \quad (3)$$

Así mismo, si Y_λ tiene finitos momentos ordinarios $E[Y_{\lambda t}^r]$ de orden r order y las variables aleatorias Y_λ^r , $(\lambda^\alpha Y_s)^r$ siguen la misma distribución de probabilidad, entonces los momentos ordinarios pueden ser escalados como se indica en la Ecuación 4.

$$m_r = E[Y_\lambda^r] = \lambda^{\alpha r} E[Y_1^r] \quad (4)$$

Por otra parte, dado que el escalamiento simple amplio WSSS (Wide Sence Simple Scaling) se caracteriza por ser más débil que el escalamiento simple estricto (Burlando & Rosso, 1996), debido a que no sería válido si $E[Y_{\lambda t}^r] = \infty$ para cualquier r . Por lo tanto, es posible representar el proceso Y en una escala λ expresándose como Y_λ , y el momento estadístico de orden r será $m_r(\lambda) = E[Y_\lambda^r] = E[Y_\lambda^r | Y_\lambda > 0]$. Vaskôva (2001) indica que el WSSS se puede reflejar de dos formas: i) identificando la linealidad del $\log m_r(\lambda)$ versus $\log \lambda$ para cada r , y ii) mediante la linealidad del exponente de escala α con r , lo cual se puede probar mediante la Ecuación 5.

$$\log m_r(\lambda) = n_r \log \lambda + a_r \quad (5)$$

De acuerdo con la Ecuación 5, la linealidad del proceso presenta intercepto en a_r y pendiente $\alpha_r = r \cdot \alpha$ que puede ser hallado mediante regresión lineal múltiple para los diferentes órdenes r . De manera que cuando no se presenta linealidad entre el exponente de escala α (Ec. 2) de los momentos ordinarios m_r y el cambio de pendiente αr , se describe un comportamiento relacionado con el escalamiento múltiple, que puede ser expresado como indica la Ecuación 6.

$$E[Y_\lambda^r] = \lambda^{\alpha r \varphi_r} E[Y_1^r] = \lambda^{\alpha_r \varphi_r} E[Y_1^r] \quad (6)$$

A partir de la Ecuación 5, φ_r corresponde a la función de disipación que representa la desviación del exponente de escala α_r que describe el ajuste de recta con $\alpha_r \neq r \alpha$. Así que cuando $\varphi_r = 1$, el comportamiento del proceso obedece al escalamiento simple amplio (Vaskôva, 2001), así que aplicando logaritmos a la Ecuación 5, se obtiene la Ecuación 7.

$$\log m_r(\lambda) = s(r) \log \lambda + a_r \quad (7)$$

Con base en la Ecuación 7, cuando el factor de escala $\lambda = 1$, entonces se obtiene que el exponente de escala $a_r = \log m_r$. Por lo tanto, al reemplazar $m_r(1) = 1$ en la Ecuación 7, se obtiene que: $\log m_r(\lambda) = s(r) \log \lambda$, así que la representación del proceso Y , puede ser expresado como se describe en la Ecuación 8.

$$\log m_r(\lambda) = \log E[Y_\lambda^r] = \log E[e^{r \log Y_\lambda}] \quad (8)$$

En donde $\log m_r(\lambda)$ como función del orden r , corresponde al logaritmo de la función generatriz de momentos de la variable $\log Q_\lambda$. En este punto, Vaskôva (2001) encontró que $\log m_r(\lambda)$ es convexo, es decir que conserva su linealidad en la escala haciendo que $s(r) \log \lambda$ también sea convexo. De manera que su segunda derivada será positiva $[s(r) \log \lambda]'' > 0$. Por lo tanto, $\log m_r(\lambda) = s(r) \log \lambda$, no es válido para el caso del aumento de escala ($\lambda < 1$), ni para la reducción de escala ($\lambda > 1$), pero si lo es para la linealidad de $s(r)$. Esta propiedad fue denominada como Irreversibilidad de proceso físico en el espacio (Gupta & Waymire, 1990b). Así que para mantener la concavidad $s(r)$, se debe restringir λ entre $0 < \lambda < \lambda_m$, siendo λ_m obtenido mediante la Ecuación 9:

$$\log \lambda_m = \frac{-[\log m_r(1)]''}{s''(r)} \quad (9)$$

lo cual indica que la variabilidad del proceso disminuye con el aumento de la escala y viceversa, así que el escalado simple, puede ser comprobado cuando la variabilidad del proceso no cambia para las diferentes escalas, es decir que se cumple la invarianza en escala (Ec. 10).

$$\frac{d[\log m_r(\lambda)]''}{d \log \lambda} = 0 \quad (10)$$

3. Metodología

3.1. Área de estudio

Esta investigación se desarrolló en la cuenca del Río Combeima, ubicada en la cordillera central de Los Andes de Colombia (Suramérica), con un área de 298.37 Km² y se ubica entre los 5150 y 700 m.s.n.m (García et al., 2016). Para efectos de esta investigación la estación limnigráfica Montezuma (21217180 IDEAM) corresponde al punto de cierre de la cuenca, dada la existencia de registros diarios de caudal (Tabla 3). Por lo tanto, la zona de estudio tiene un área de 217.29 Km² y su elevación está comprendida entre los 5150 y 1450 m.s.n.m (Figura 2).

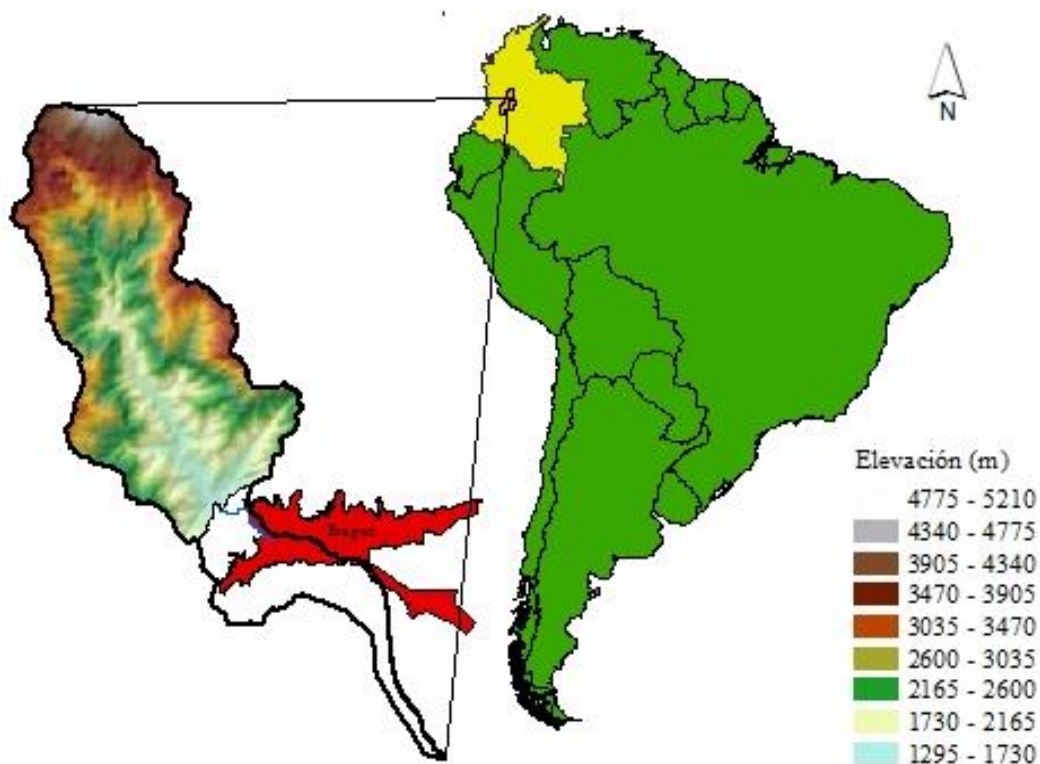


Figura 2. Ubicación área de estudio - Cuenca Río Combeima

Por otra parte, se presentan las características morfométricas de la cuenca en la Tabla 1 y Figura 2, en donde se puede observar que la cuenca presenta orientación Norte-Sur y su cauce principal se encuentra relativamente centrado, de manera que la cuenca se encuentra proporcionalmente expuesta a la radiación solar durante todo el día en cada una de sus vertientes, lo cual influye directamente sobre el comportamiento de la evapotranspiración. Las características relacionadas con la elevación y pendientes de la cuenca y el cauce, indican que se trata de una cuenca de montaña (Figura 3). Así

mismo, se identifica una red de drenaje relativamente densa y una moderada tendencia a presentar crecidas torrenciales.

Tabla 1. Características morfométricas cuenca del Río Combeima

Parámetro	Símbolo	Valor cuenca Río Combeima	Valor con cierre en Estación Montezuma	Unidades
Orientación		N-S	N-S	
Coefficiente de Forma	K_f	0.08	0.41	Adimensional
Coefficiente Compacidad	K_c	1.98	1.15	Adimensional
Índice de Alargamiento	I_A	12.92	2.82	Adimensional
Índice asimétrico	I_{asim}	0.86	0.62	Adimensional
Elevación media	\bar{E}	2360.30		m.s.n.m.
Elevación mediana	E_m	2580.00		m.s.n.m.
Pendiente media cuenca	\bar{S}	53.90	29.00	%
Coefficiente masividad	km	8.61	7.3	m/Km ²
Orden cauce principal	Orden	6	4	Adimensional
Densidad de drenaje	D_a	1.94	0.11	Km/Km ²
Longitud cauce principal	L_c	57.36	26.15	Km
Coefficiente de torrencialidad	C_t	1.11	0.64	Cauces/Km ²
Sinuosidad	S_m	1.20	1.00	Km/Km
Pendiente del cauce principal	\bar{S}_C	53.90	21.57	%

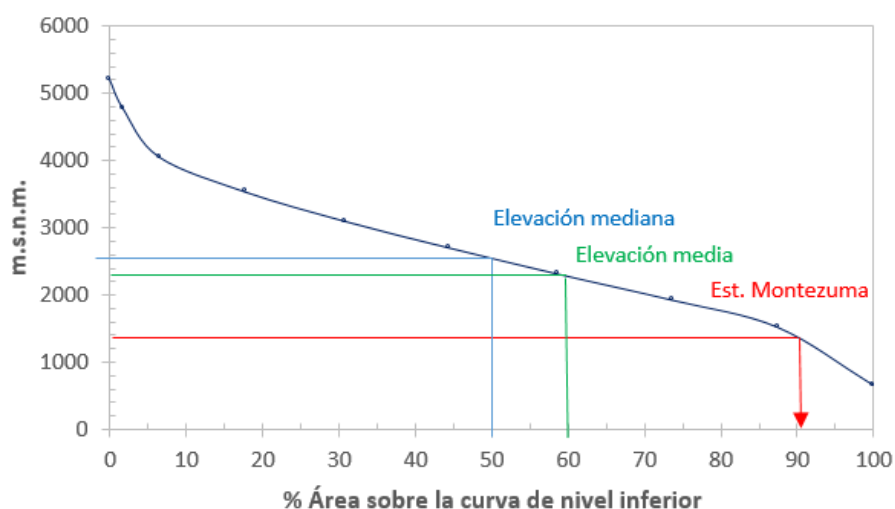


Figura 3. Curva hipsométrica cuenca del Río Combeima

Por otra parte, estimó el tiempo de concentración de la cuenca considerando 23 metodologías, de manera que se eliminaron los valores extremos y se determinó el valor medio (Vélez & Botero, 2010), el cual corresponde 3.87 horas para toda la cuenca y de 2.27 horas considerando el punto de cierre en la estación Montezuma (Tabla 2 y Figura 4):

Tabla 2. Estimación tiempo de concentración cuenca Río Combeima

Ecuación	Cuenca Combeima Valor (horas)	Cuenca Combeima Cierre en montezuma Valor (horas)
Kirpich	0.31	0.24
Guaire	4.91	3.97
Bureau EEUU	4.02	1.75
Benham	4.12	1.80
Temez	8.60	6.55
Passini	0.26	0.52
Pizarro	0.18	0.06
Branby-Williams	9.33	5.02
California Culvert Practice	4.09	1.79
ASC modificada	0.01	0.00
Clark	3.32	4.04
SCS	42.97	34.9
Federal Aviation Agency	3.93	1.60
George Rivero	17.93	8.18
Giandotti	0.64	0.66
Henderson y Wooding	2.00	1.60
Izzard	0.00	2.05
Johnstone Cross	45.03	37.52
Método Racional Generalizado	0.21	0.10
Morgali y Linsley	1.98	1.59
Pérez	0.06	0.002
Pilgrim y McDermott	6.41	6.62
Snyder	11.28	7.26

*Valores en azul corresponden a los seleccionados después de eliminar los valores extremos

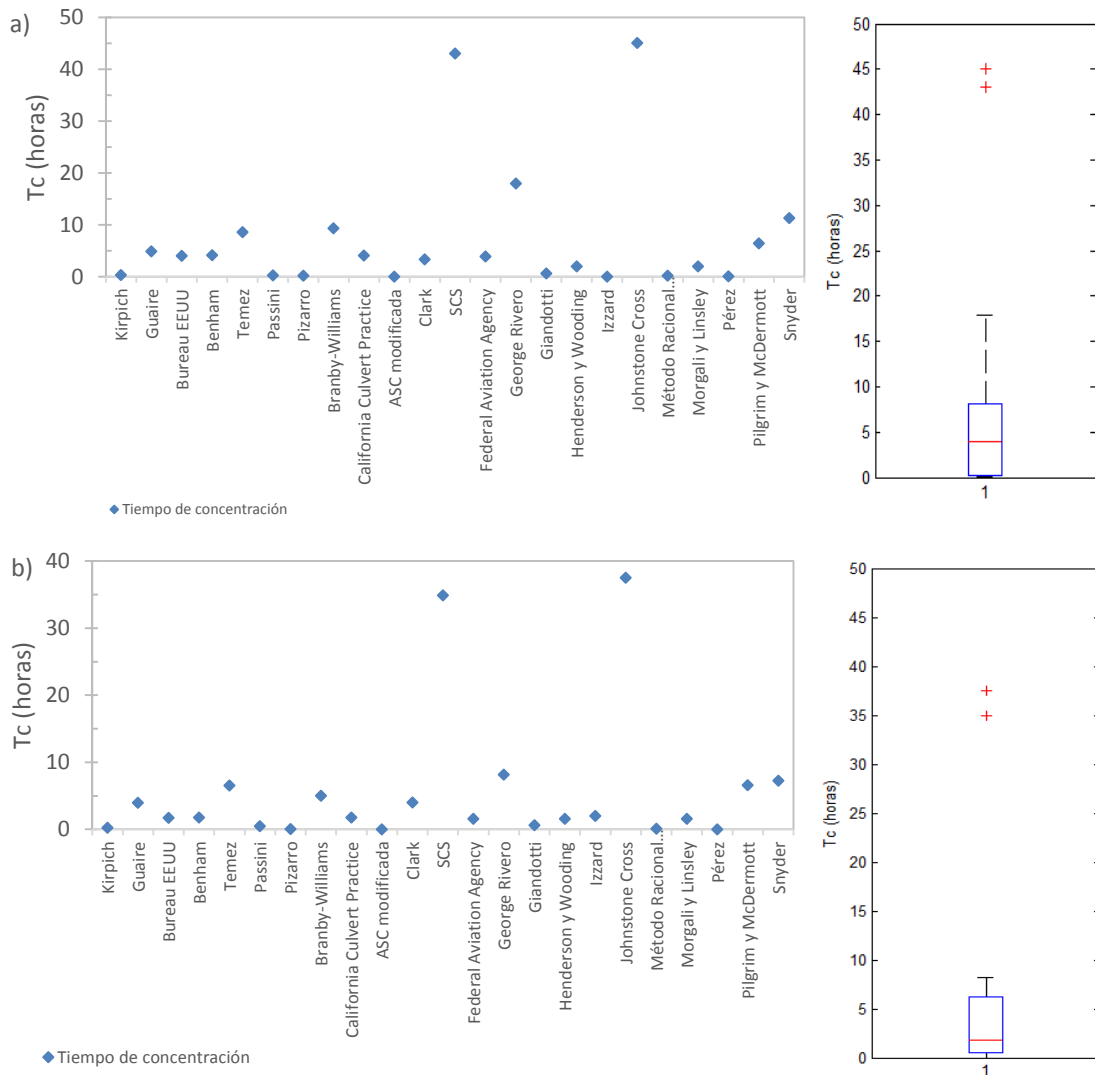


Figura 4. Tiempo de concentración cuenca Río Combeima a) Valores obtenidos para toda la cuenca ; b) Valores obtenidos para con punto de cierre en la estación Montezuma

Por otra parte, en la cuenca la precipitación presenta un comportamiento bimodal y se registra una media anual de 1816 mm y 4.2 mm corresponden a la media diaria, según la información reportada por las estaciones hidroclimatólogicas seleccionadas en el área de estudio (Tabla 3). Así mismo, su corriente principal registra caudales medios de $5.0\text{m}^3\text{s}^{-1}$ y los caudales máximos registrados varían entre 10.0 y $77.0\text{m}^3\text{s}^{-1}$ (Figura 5).

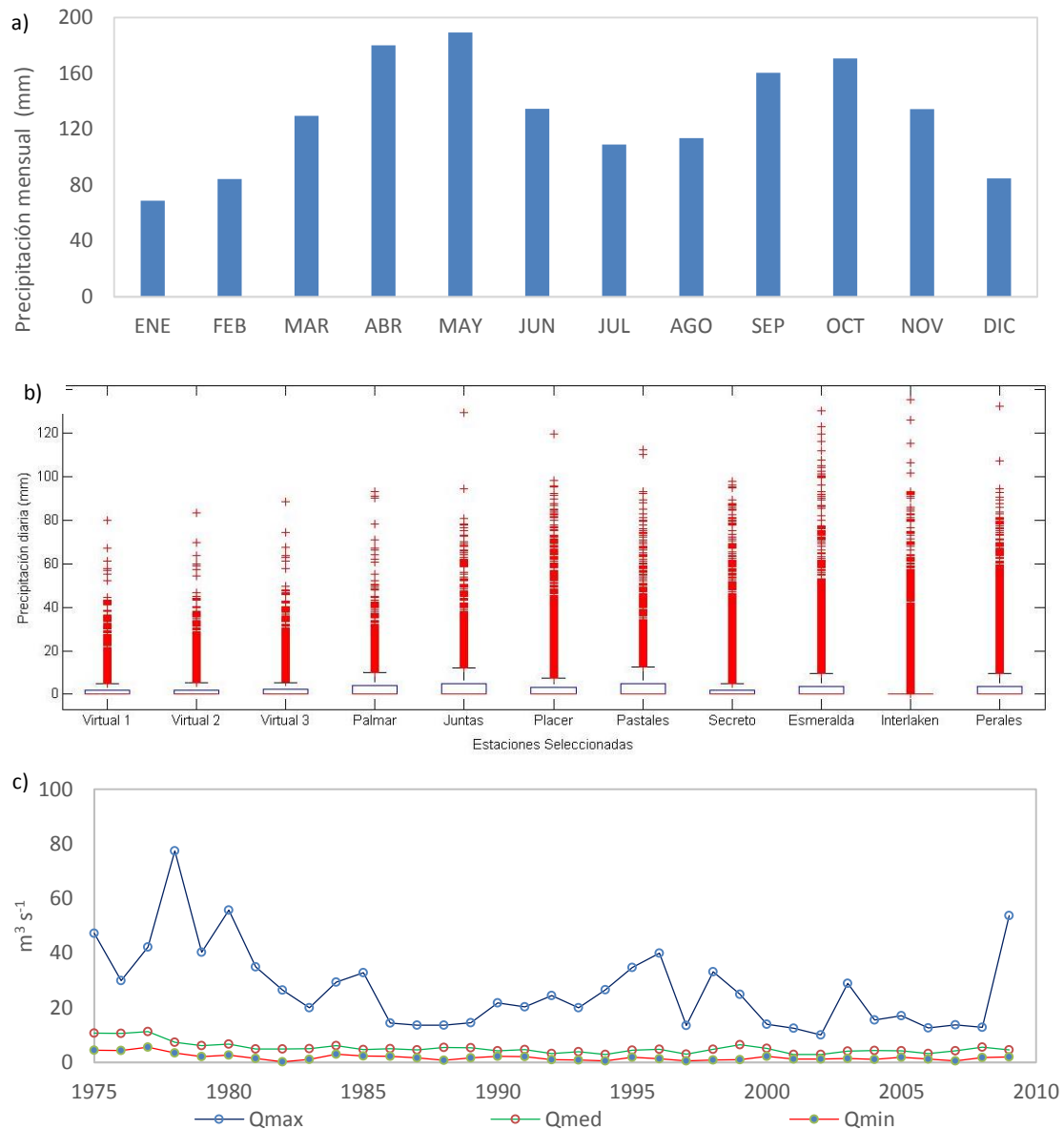


Figura 5. Precipitación en la zona de estudio periodo 1971-2012 - Cuenca Río Combeima ; a) media mensual en toda la cuenca ; b) total diaria en las estaciones utilizadas ; c) caudales máximos río Combeima

Dado que para elevaciones mayores de 2170 m.s.n.m. no se dispone de estaciones climatológicas ni puntos pluviométricos, fue necesario generar tres estaciones virtuales, con el propósito de contar con información para describir la variación espacial de la lluvia en la parte alta de la cuenca, con el propósito de obtener una mejor calibración del modelo hidrológico. Para lograrlo, se realizó una correlación entre la precipitación y elevación entre las estaciones: Las Brisas (2615515) y la Esperanza (2615016) ubicadas en el departamento de Caldas y a su vez, correlacionarlas con la estación Juntas (21217190) ubicada dentro de la cuenca del Combeima. Posteriormente, se realizó la interpolación espacial de la precipitación y la elevación mediante el método

del inverso de la distancia al cuadrado (Ec.11), utilizada por el modelo TETIS (Universidad Politécnica de Valencia, 2008 ; Francés et al., 2007).

$$X_0 = \sum_{i=1}^n w_{oj} [X_j + X_j * \beta(z_0 - z_j)] \quad (11)$$

Donde, w_{oj} son los factores de ponderación; X_j es la precipitación puntual, $0 \leq \beta \leq 1$ corresponde al porcentaje de incremento de X con la altura en m^{-1} .

Tabla 3. Estaciones seleccionadas en la zona de estudio

Estación	Tipo	Operador	Corriente	Elevación	Coordenadas Magna Sirgas		Periodo de Registro
					Y	X	
Virtual1	VR		Combeima	4182	859990.680	1005651.620	1971-2012
Virtual2	VR		Combeima	3683	863959.410	1004634.000	1971-2012
Virtual3	VR		Combeima	2975	858973.060	998986.180	1971-2012
El Palmar	PG	IDEAM	Combeima	2200	998017.945	861869.080	1971-2012
Juntas	PG	IDEAM	Las Perlas	1765	995405.582	862296.107	1971-2012
El Placer	PG	IDEAM	Combeima	2170	991464.432	867161.075	1983-2012
Pastales	PG	IDEAM	Combeima	1505	990393.456	864599.945	1971-2012
El Secreto	PG	IDEAM	Combeima	1490	988547.941	865799.374	1985-2012
Esmeralda	PG	IDEAM	Cay	1965	988139.181	871410.781	1982-2012
Interlaken	PG	IDEAM	Combeima	1210	981809.122	872017.279	1994-2012
Perales	CP	IDEAM	Opia	920	981395.051	881514.555	1971-2012
Montezuma	LG	IDEAM	Combeima	1450	987164.620	866228.733	1975-2012
La Esperanza	PM	IDEAM	Chinciná	3420	1046324,516	859248,652	1970-2005
Las Brisas	CP	IDEAM	Molinos	1459	1037105,490	859229,400	19781-2005

VR: Virtual ; PM: Punto Pluviográfico ; PG: Pluviográfica ; CP: Climatológica principal ; LG: Limnigráfica

La variación espacial de las precipitaciones en la cuenca del Río Combeima describe una mayor cantidad de precipitación total hacia la parte baja y disminuye en función de la altura como se presenta en la Figura 6.



Figura 6. Distribución espacial de la precipitación en la cuenca del Río Combeima

Al respecto de los cambios de uso del suelo en la cuenca del Río Combeima, En el año 1991 la cuenca del Combeima se encontraba escasamente intervenida, de manera que se podría considerar que la parte alta de la cuenca presentaba condiciones mínimas de alteración en sus coberturas naturales. En este caso, el 48.91% de la cuenca registraba bosques, cultivos el 20.33% del área, pastos el 28.25% y zonas impermeables el 2.51%. Posteriormente, en el año 2000 se observaron cambios en el uso del suelo que produjeron disminución de coberturas boscosas (-11.85%) hacia pastos (27.23%) para la ganadería y en mayor proporción la disminución de las zonas de cultivos (17.38%). Dicho proceso se mantuvo hasta el año 2000 cuando la Autoridad Ambiental Local (Cortolima) realizó la compra de predios en la cuenca y promovió la reforestación con especies endémicas de la cuenca.

Posteriormente, en el año 2002 se logró recuperar el 5.68% de las áreas de bosques, 5.75% de las zonas de cultivos y los pastos se redujeron en 9.86%. Dicha tendencia se mantuvo, de manera que en el año 2007 se registró un incremento total de 12.77% en bosques, 71.42 en cultivos y una reducción de 34.1% en pastos, respecto del año 2000. Actualmente, la autoridad ambiental local continúa los procesos de compra de predios y promoción de la reforestación de la parte alta de la cuenca del Combeima, de manera que mediante la implementación del Plan de Ordenamiento de la Cuenca se logren incrementar las áreas de bosques en la parte alta, incrementando las zonas de protección ambiental.. Finalmente, en el mapa de 2007 la tendencia de los cambios de

uso del suelo se dirigieron hacia el aumento de las zonas de bosques (49.07%) y cultivos (21.52%) y reducción de las zonas de pastos destinados a la ganadería (27.01%), lo cual corresponde a la implementación de regulaciones ambientales en la zona de estudio (Figura 7).

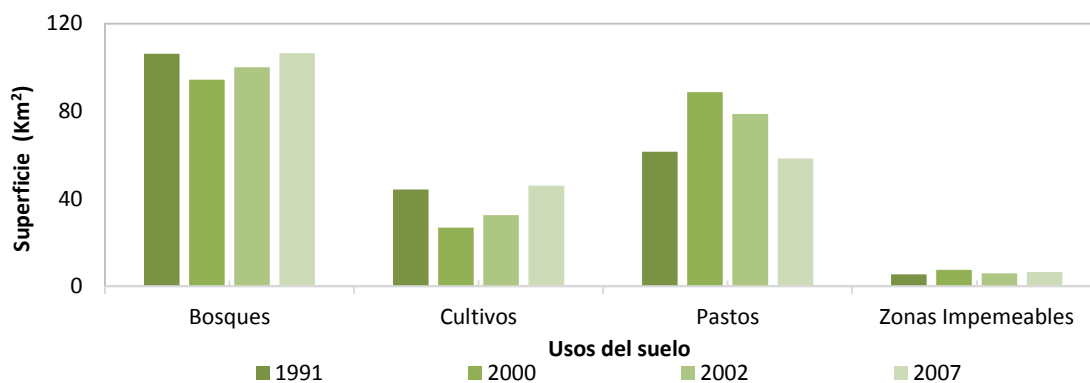


Figura 7. Cambios de uso del suelo en la cuenca del Río Combeima periodo 1991-2007

Por otra parte, el estudio de suelos del departamento del Tolima realizado por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi (Colombia) reporta que en la parte alta de la cuenca se encuentran suelos profundos de orígenes volcánicos y bien drenados con texturas medias a gruesas. Estos suelos presentan pendientes mayores al 50%, texturas franco arcillosas y un alto contenido de materia orgánica (Unidades MDA, MGC, MKG). Así mismo, se identifican afloramientos rocosos (MAA) en la zona más alta de la cuenca que corresponde al cono volcánico del nevado del Tolima (Figura 8).

En la parte media de la cuenca se encuentra la consociación MGB, la cual presenta suelos con poco espesor, textura franco arenosa y alto contenido de materia orgánica. También se identifican pendientes mayores al 50% en donde se ubica la consociación MKB, en donde los suelos son ricos en materia orgánica, se encuentran bien drenados y presentan texturas franco arcillosas y franco arenosas.

MQO coincide con el cauce principal y presentan pendientes entre el 3% y 7%, susceptibles a inundaciones y básicamente son suelos de sedimentos aluviales con texturas medias a gruesas y bajo contenido de materia orgánica. Así mismo, los suelos de la unidad MQC se ubican en zona de pendientes entre el 50% y el 70%. Son suelos profundos de texturas medias a moderadamente finas y ricos en materia orgánica. La consociación de suelos MQD se ubica en la parte baja de la cuenca, donde se encuentran pendientes entre el 20 y 50%, con suelos poco profundos, altamente drenados y textura franco arcillosa y franco-gravosa.

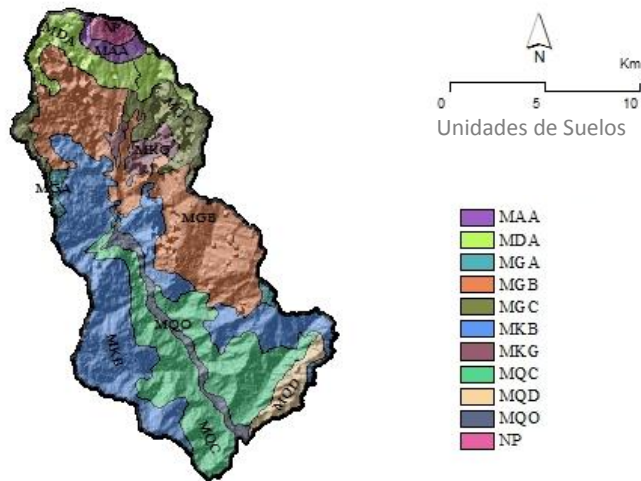


Figura 8. Unidades de suelo en la cuenca del Río Combeima

La cuenca del Combeima es de gran importancia para el desarrollo de la ciudad de Ibagué, capital del departamento del Tolima, ya que es la principal fuente de abastecimiento de agua para el consumo humano, la agricultura y la generación de energía hidroeléctrica. La cuenca presenta torrencialidad y se han presentado inundaciones, y la pérdida de aproximadamente 436 vidas entre los años 1956 y 1994 (Hernández, 2013). Así mismo, son frecuentes los daños en las estructuras de captación durante la ocurrencia de las crecidas del Río Combeima, lo cual compromete el abastecimiento de agua para la ciudad de Ibagué, razón que ha conducido a que en Colombia se haya priorizado la ordenación y planificación de esta cuenca (Consejo Nacional de Política Pública y Social, 2009).

3.2. Modelación hidrológica

Los modelos hidrológicos que estiman la escorrentía a partir de la lluvia han progresado considerablemente y han provisto proyecciones por muchos años (Cunge, & Ackers, 1988; Todini et al., 1998; Fatorelli et al., 1991; Bronstert, 2003). A escala de cuenca su implementación requiere una cuidadosa consideración de la distribución espacial de las variables meteorológicas de entrada, propiedades topográficas, las características del suelo, uso del suelo y las características de la superficie de la tierra, de manera que para lograr mejores estimaciones, conviene el uso de un modelo de simulación distribuido (Gurtz et al., 2002), cuando se dispone de información espacial de calidad y suficiente.

El análisis del efecto de los cambios de uso del suelo sobre el régimen de crecidas se basó en la modelación y simulación de los procesos hidrológicos, en este caso mediante la variación de los parámetros asociados a las propiedades hidráulicas del suelo H_u y K_s . Para tal fin, se realizó un ejercicio de simulación hidrológica en el que se consideró la cuenca del Río Combeima como base para el desarrollo de la hipótesis. Por lo tanto, se implementó el modelo TETIS que ha sido aplicado con éxito en procesos de modelación de coberturas vegetales (Vélez et al., 2007; Medici et al., 2008; Vélez et al., 2009; Andrés-Doménech et al. 2010; Salazar et al., 2012 ; Smith et al., 2013; Bussi et al., 2014; Ruiz-Villanueva et al. 2015).

Para la modelación de los cambios de uso del suelo se consideró como información base los mapas de uso del suelo de los años 1991, 2000, 2002 y 2007 en escala 1:25000 provenientes del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC-Colombia) para la cuenca del Río Combeima. En este caso, se reconfiguraron las coberturas en cuatro tipos generales y se definieron las profundidades efectivas de raíces de la siguiente manera: Bosques (2.0m), Cultivos (0.6m), Pastos (0.4m) y superficies impermeables (0.0m).

Para la estimación de los parámetros de suelo y sustrato de suelo se dispuso de un modelo de elevación digital (MED) de la cuenca con un tamaño de celda de 90x90m, el cual se obtuvo de The Shuttle Radar Topography Mission of NASA. Se emplearon los mapas de unidades de suelo, geología y fallas geológicas en escalas de 1:100000 y 1:500000 y respectivamente.

Por otra parte, para estimar las propiedades hidráulicas del suelo se aplicaron las funciones de pedotransferencia propuestas por Saxton & Rawls (2006), debido a que no se dispone de información específica en la zona de estudio que conduzca a determinar dichas propiedades. No obstante, la implementación del Soil Water Characteristic ha sido incorporada con éxito en un amplio número de estudios hidrológicos (ej: Niemeyer et al. (2014); Gupta et al. (2006); Udawatta et al. (2002); Bussi et al. (2014); Sajikumar & Remya (2014); entre otros). Por lo tanto, al no disponer de información de campo, la estimación de las propiedades hidráulicas del suelo mediante el uso de funciones de pedotransferencia representa una herramienta útil para analizar las interacciones de los flujos en el ciclo hidrológico de forma aproximada.

A partir del modelo de elevación digital, se generaron los mapas de pendientes, dirección y velocidad de flujo, red de drenaje y celdas acumuladas. Así mismo, a partir de la información de los mapas de geología y fallas geológicas, se generaron los mapas de velocidad de percolación.

Para conocer los parámetros de suelo y sustrato se partió de puntos muestreados en cada unidad cartográfica de tipo edafológico reportados por el IGAC, de manera que los valores de ese punto se asignan a las unidades cartográficas correspondientes, por lo que se denominan “valores modales”.

Para H_u se ponderaron los valores de agua disponible para las plantas en función de la profundidad de cada horizonte de suelo (Ec. 12)

$$AW = \sum_i h_i AW_i / h \quad (12)$$

donde h_i (mm) es el espesor de cada horizonte i y AW_i representa el agua útil en cada horizonte, siendo el valor de AW el ponderado de agua útil en todo el perfil del suelo definidos como la diferencia entre la capacidad de campo y el punto de marchitez para cada horizonte del suelo y h es la profundidad total del suelo. La variable AW está condicionada a una profundidad definida como el mínimo valor entre la profundidad del suelo y la profundidad alcanzada por las raíces, según el tipo de cobertura vegetal.

Para describir los cambios de uso del suelo se unen los mapas de tipo de suelo y usos del suelo, de manera que con la información que corresponde a los contenidos de arena, limo, arcilla, contenido de materia orgánica y profundidad de raíces de cada uso del suelo, se generan los mapas correspondientes a las propiedades hidráulicas del suelo H_u y K_s , a partir de las funciones de pedotransferencia descritas en Saxton & Rawls (2006). Estos valores corresponden a los valores modales para cada unidad cartográfica, que a su vez se transfieren a cada celda del modelo, lo cual permite introducir la variabilidad espacial de los cambios de uso del suelo en cada escenario de simulación. Los valores de profundidad de raíces para los diferentes usos del suelo en Colombia fueron adoptados según lo reportado por (Rivera, 2008). Así mismo, se involucra la variación de la capacidad de interceptación y evapotranspiración según los tipos de uso del suelo considerados para este estudio (Tabla 4).

Para introducir la variación estacional de la evapotranspiración se adoptaron valores medios del coeficiente de uso consuntivo (I_{max}) para cada tipo de cobertura registrados en la cuenca, con base en los valores reportados por la Food and Agriculture Organization of the United States - FAO (Allen et al., 1998).

Tabla 4. Factores de uso consuntivo λ_m y capacidad de interceptación I_{max} aplicados en el modelo hidrológico

Uso del suelo	λ_{jan}	λ_{feb}	λ_{mar}	λ_{apr}	λ_{may}	λ_{jun}	λ_{jul}	λ_{ago}	λ_{sep}	λ_{oct}	λ_{nov}	λ_{dec}	I_{max} (mm)
Bosques	0.60	0.75	0.85	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.85	0.75	0.60	9.00
Cultivos	0.30	0.35	0.50	0.60	0.77	0.90	0.98	1.00	1.00	0.98	0.90	0.78	2.00
Pastos	0.48	0.60	0.75	0.85	0.87	0.90	0.90	0.87	0.85	0.80	0.65	0.60	1.00
Áreas impermeables	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.00

Varios autores reconocen que el efecto del cambio de uso del suelo sobre la evapotranspiración puede ser más relevante para el caso de los recursos hídricos que en el régimen de crecidas (Breuer et al., 2009). Por lo tanto, las diferencias en los valores de los coeficientes de estacionalidad específicos de la zona de estudio podrían ser sutiles en contraste con los adoptados para el desarrollo de la tesis (Allen et al., 1998 ; Allen, 2000 ; Daza et al., 2009 ; Liu & Luo, 2010 ; Steduto et al., 2012 ; Cuo et al., 2013), de manera que considerando los valores de referencia de la FAO, se definieron los coeficientes de variación estacional de la evapotranspiración.

Por otra parte, en esta tesis se utilizará el modelo hidrológico distribuido TETIS (Francés et al., 2007) debido a que simulaciones basadas en comparaciones entre modelos pueden generar un amplio rango de resultados cuando se tienen los mismos datos de entrada, de manera que la literatura indica que estas intercomparaciones han tenido poco éxito para ayudar a entender las razones de dichos resultados, lo cual se debe a que diferentes modelos usan diferentes parámetros en cada proceso, los cuales interactúan en formas complejas (Clark et al., 2008). De esta forma, resultaría difícil relacionar diferencias en los modelos con las diferencias en los procesos que representan, lo cual conduce a que en muchos casos los experimentos entre modelos se limitan a describir las repuestas en comportamiento según la estructura de los modelos (Wetzel et al., 1996 ; Liu & Luo, 2010 ; Slater et al., 2001).

Con base en lo anteriormente expuesto y considerando los objetivos de esta tesis, no se plantean experimentos de intercomparaciones entre modelos ya que podrían dificultar la identificación de los cambios de uso del suelo en los regímenes de caudales, aún más si se considera un modelo agregado durante el proceso. Por lo tanto, en este caso mediante la implementación del modelo distribuido TETIS es posible representar la variabilidad espacial de los cambios de uso del suelo en relación con los diferentes parámetros y variables que representan el ciclo hidrológico en una cuenca hidrográfica.

3.2.1. Descripción del modelo hidrológico

TETIS es un modelo hidrológico conceptual distribuido que permite realizar modelaciones continuas del ciclo hidrológico y ha sido aplicado satisfactoriamente en cuencas con áreas en rangos de menos de 1 Km² hasta 60.000 Km² y resoluciones de celda de 30x30 m hasta 500x500 m. Algunos ejemplos de aplicación pueden encontrarse en Ruiz-Villanueva et al. (2015), Bussi et al. (2014), Barrios & Francés (2012), Salazar et al. (2012) y Medici et al. (2008).

De acuerdo con Bussi et al. (2014), TETIS es un modelo hidrológico físicamente basado en parámetros distribuidos en el espacio. Por lo tanto, cada celda de la malla espacial describe el ciclo del agua mediante cinco tanques conectados. Cada tanque representa diferentes procesos hidrológicos que son descritos por reservorios lineales en los que se establecen niveles para definir el flujo. TETIS incluye un módulo para el derretimiento de la nieve, la capacidad de intercepción por el dosel de los árboles y coberturas vegetales, capacidad de almacenamiento del suelo e interflujo, almacenamiento en acuífero y flujo base. Estos se conectan al flujo como se presenta en la Figura 9. Cada celda recibe el flujo de los drenajes arriba y drena a la celda abajo, siguiendo el modelo de elevación digital - MED. El Tanque 2 (T2), representa el almacenamiento superficial de agua, T3 el almacenamiento en la parte superior de suelo, T4 el almacenamiento en el acuífero, T1 el almacenamiento estático H_u que representa la humedad del suelo bajo la capacidad de campo y sobre el punto de marchitez, la intercepción y el almacenamiento en depresiones. Para el caso de la evapotranspiración, solo corresponde a una salida de T1.

La escorrentía superficial y el interflujo son conducidos a los tanques T2 y T3 en las celdas aguas abajo. Ambos flujos drenan hacia el T5 cuando el nivel es mayor que el límite de ladera (cuando se encuentra un cauce), lo cual es definido por el usuario, según su conocimiento del área en la que se vaya a realizar la implementación del modelo. Así mismo, el flujo en el acuífero es dirigido al T4 hasta un segundo nivel para los canales. Finalmente, estos flujos son conducidos en el T5 denominado canal. TETIS utiliza como método de propagación del flujo el método de la Onda Cinemática Geomorfológica propuesta por Vélez (2001).

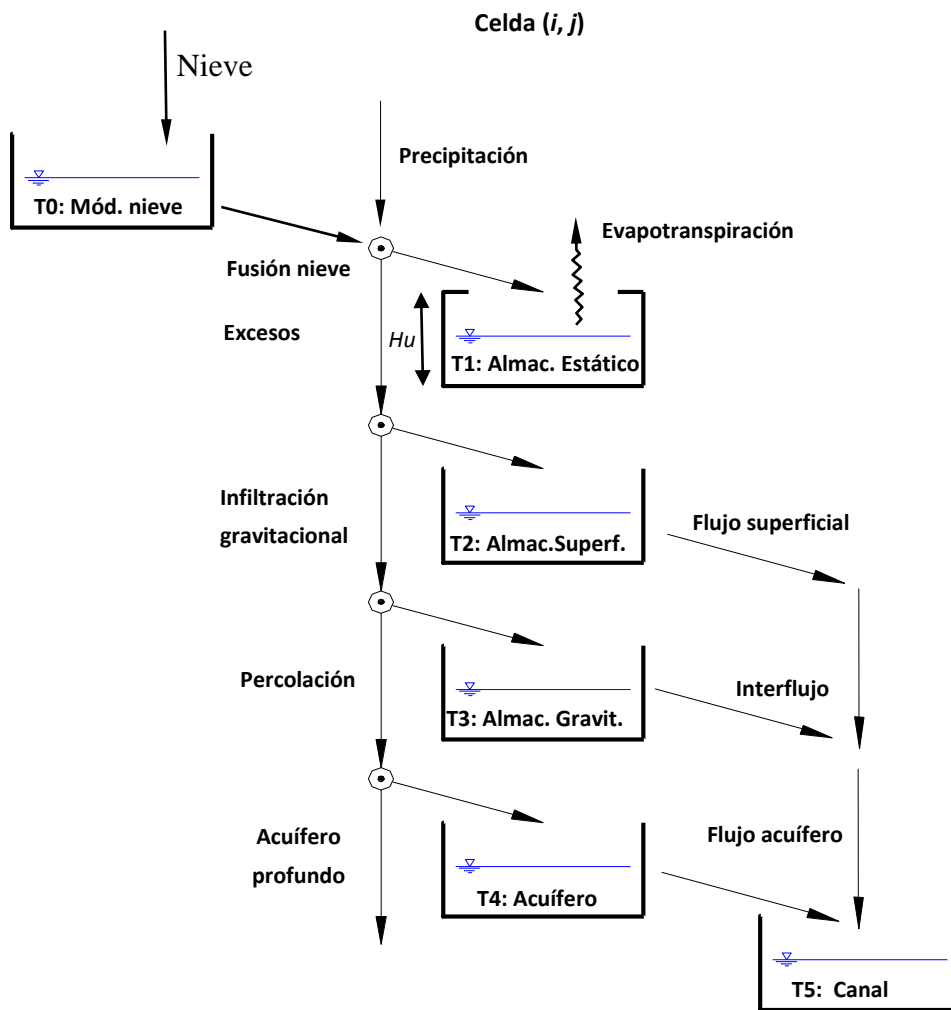


Figura 9. Esquema conceptual del modelo TETIS usado en esta tesis

Con base en lo reportado por Francés et al. (2007), el tanque 1 (T1) representa las abstracciones iniciales (intercepción y el agua almacenada en charcos). También incluye el almacenamiento capilar en la parte superficial del suelo. Por lo tanto, el agua retenida por las fuerzas capilares en la zona de raíces del suelo, es función de la capacidad de campo, el punto de marchitez permanente y la profundidad efectiva de raíces, según el tipo de cobertura. Esto es el parámetro Hu .

Por otra parte, T2 representa el agua que puede fluir superficialmente como escorrentía o que puede ser infiltrada. Por lo tanto, después del encharcamiento en T1, la capacidad de infiltración es aproximadamente la conductividad hidráulica saturada en la parte superior del suelo (K_s). Una descripción más detallada del modelo TETIS, puede ser consultada en Francés et al. (2007).

3.2.2. Parámetros del modelo

El modelo TETIS describe el movimiento vertical y horizontal del agua y las interacciones entre la atmósfera, la vegetación, el suelo y el acuífero. En el modelo los flujos verticales se representan en cada tanque y corresponden a los procesos hidrológicos precipitación, evapotranspiración, infiltración, percolación y flujo subterráneo a estratos profundos. Así mismo los flujos horizontales representan la escorrentía superficial, el interflujo y el flujo base. Por lo tanto, el flujo está determinado por el nivel de agua en cada tanque y las variables de estado corresponden a los volúmenes almacenados en cada tanque, los cuales dependen de las características morfológicas y del suelo en cada una de las celdas dentro de la cuenca (Figura 9).

En este caso, los parámetros del modelo se estimaron a partir de información disponible en la cuenca del Río Combeima sobre suelos, cobertura vegetal, geología, morfología y con validez general sobre fusión de nieve. TETIS describe una estructura de parámetros efectivos separada que según Francés *et. al* (2007), consta de dos partes: 1) las características propias de la cuenca que han sido estimadas a partir de estudios previos y mediciones de campo a una escala específica (Parámetros de suelos, sustrato y cobertura vegetal; parámetros geomorfológicos; parámetros derivados de la topografía), y 2) Los factores correctores.

3.2.2.1. Parámetros del suelo, sustrato y cobertura vegetal

La clasificación de los suelos en Colombia se hace con base en el sistema de clasificación taxonómica de la USDA (United States Department of Agriculture, 1992; Soil Survey Staff, 1999). Dichas clasificaciones se basan en comparaciones de los suelos según su textura y características físicas, de manera que las funciones de pedotransferencia (Saxton & Rawls, 2006) podrían en algunos casos aproximarse a los suelos encontrados en la cuenca. Sin embargo, también se encuentran suelos con contenidos de cenizas volcánicas y altos porcentajes de materia orgánica, los cuales escapan de la clasificación de la USDA. Por lo tanto, al considerar la gran complejidad del sistema natural y la incertidumbre del comportamiento real de las propiedades hidráulicas del suelo para los suelos tropicales, la estimación de los parámetros H_u y K_s tal como se desarrolla en esta tesis, ofrece una alternativa metodología racional en el proceso de describir los procesos de flujo en el suelo de forma aproximada en el área de la cuenca. Por lo tanto, se dispuso del estudio de suelos del departamento del Tolima en donde a partir de la información del contenido de arena, limo, arcilla, materia orgánica y profundidad de cada perfil de suelo, se acudió a las funciones de pedotransferencia

PTF de Saxton & Rawls (2006) para la estimación de las propiedades hidráulicas del suelo (Puricelli, 2003).

Estos parámetros fueron estimados a partir del estudio y mapa de suelos de la zona de estudio (IGAC, 2008 ;1989), el modelo de elevación digital MED (NASA, 2005; Jarvis et al., 2008), la geología de la cuenca (GEOTEC, 2007), usos del suelo y cobertura vegetal de los años: 1991 (Rodríguez, 2001, 2000; IGAC, 2002; García et al., 2005; Cortolima, 2009, 2007; GEOTEC, 2007) (Figura 10).

Dentro del proceso de estimación de parámetros se realizó una reclasificación de los usos del suelo en cuatro categorías: bosques, cultivos, pastos y superficiales impermeables. En este sentido, ejercicios de de modelación y simulación han definido estas mismas categorías para evaluar el efecto de los cambios de uso del suelo sobre la producción de escorrentía en cuencas hidrográficas (Weber et al., 2001 ; Stéphenne & Lambin, 2001 ; Fohrer et al., 2002 ; Li & Yeh, 2017). Por lo tanto, esta simplificación puede contribuir a facilitar la identificación de los cambios de uso del suelo en la cuenca analizada.

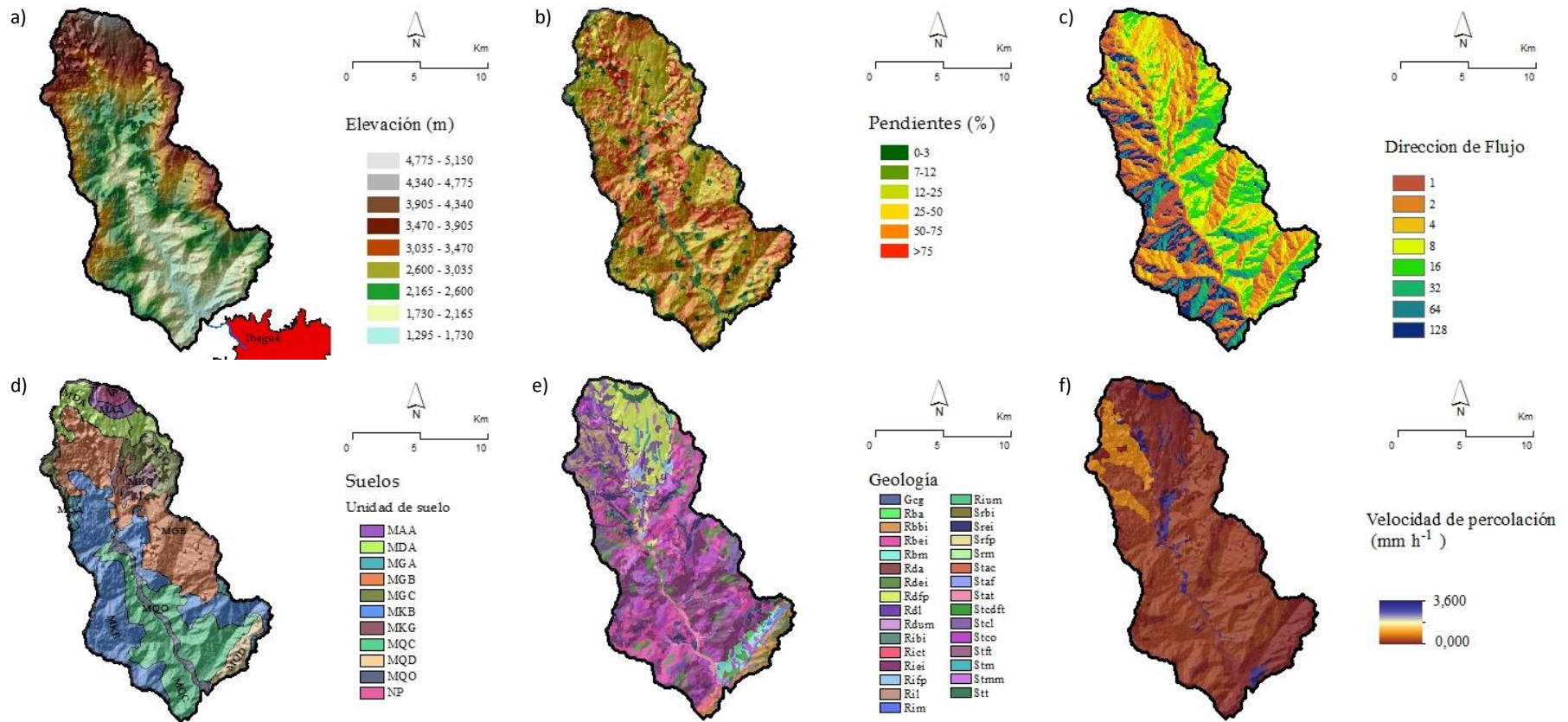


Figura 10. Información base para la generación de mapas de parámetros para el modelo hidrológico distribuido. a) modelo de elevación digital b) mapa de pendientes c) mapa de direcciones de flujo d) mapa de unidades de suelo e) mapa de geología general f) mapa de velocidad de percolación

Almacenamiento Estático (H_u): representa el contenido de agua en la zona de raíces que corresponde al agua que saldrá de la cuenca por efecto de la evapotranspiración y por lo tanto, no es parte de la escorrentía. Su estimación se basó en la información del estudio de suelos de la zona IGAC (1996), de manera que se calcularon de forma indirecta las propiedades hidráulicas del suelo como el almacenamiento estático H_u , a partir de las funciones de pedotransferencia (Saxton et al., 1986), dado que en la zona de estudio no se contó con información detallada que describa la variabilidad vertical y horizontal de esta propiedad. De esta forma, se estimaron los valores modales de los parámetros H_u , K_s que se presentan en la Figura 11 y la Tabla 5, en donde los tipos de suelo corresponden a la clasificación taxonómica del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos USDA (Staff, 1999; USDA, 1992). Así mismo, los mapas de uso del suelo fueron reclasificados y se definieron cuatro categorías: bosques, pastos, cultivos y zonas impermeables (Figura 11) para los cuales se definió como profundidad de raíces: 2.0 m para el caso de bosques, 1.0 para cultivos y 0.4 para pastos.

H_u ponderado para todo el perfil se calculó mediante la siguiente expresión (Ec. 13):

$$H_u = \frac{\rho_b * p * AW}{\rho_w * 100} + A_s + I_{max} \quad (Ec. 13)$$

donde (H_u) representa el contenido de agua útil en el suelo más el almacenamiento superficial (mm), (ρ_b) la densidad aparente del perfil de suelo (g.cm^{-3}), (ρ_w) es la densidad del agua (g.cm^{-3}), (p) corresponde al valor mínimo entre el espesor del suelo y la profundidad efectiva de raíces (m), (AW) el agua disponible para las plantas en el perfil de suelo (%) y (A_s) es el almacenamiento de agua superficial (mm) retenida por efecto de la rugosidad del terreno, que es afectada esencialmente por la cobertura y la pendiente topográfica. Finalmente, I_{max} , representa la capacidad máxima de intercepción por parte del dosel de la cubierta vegetal.

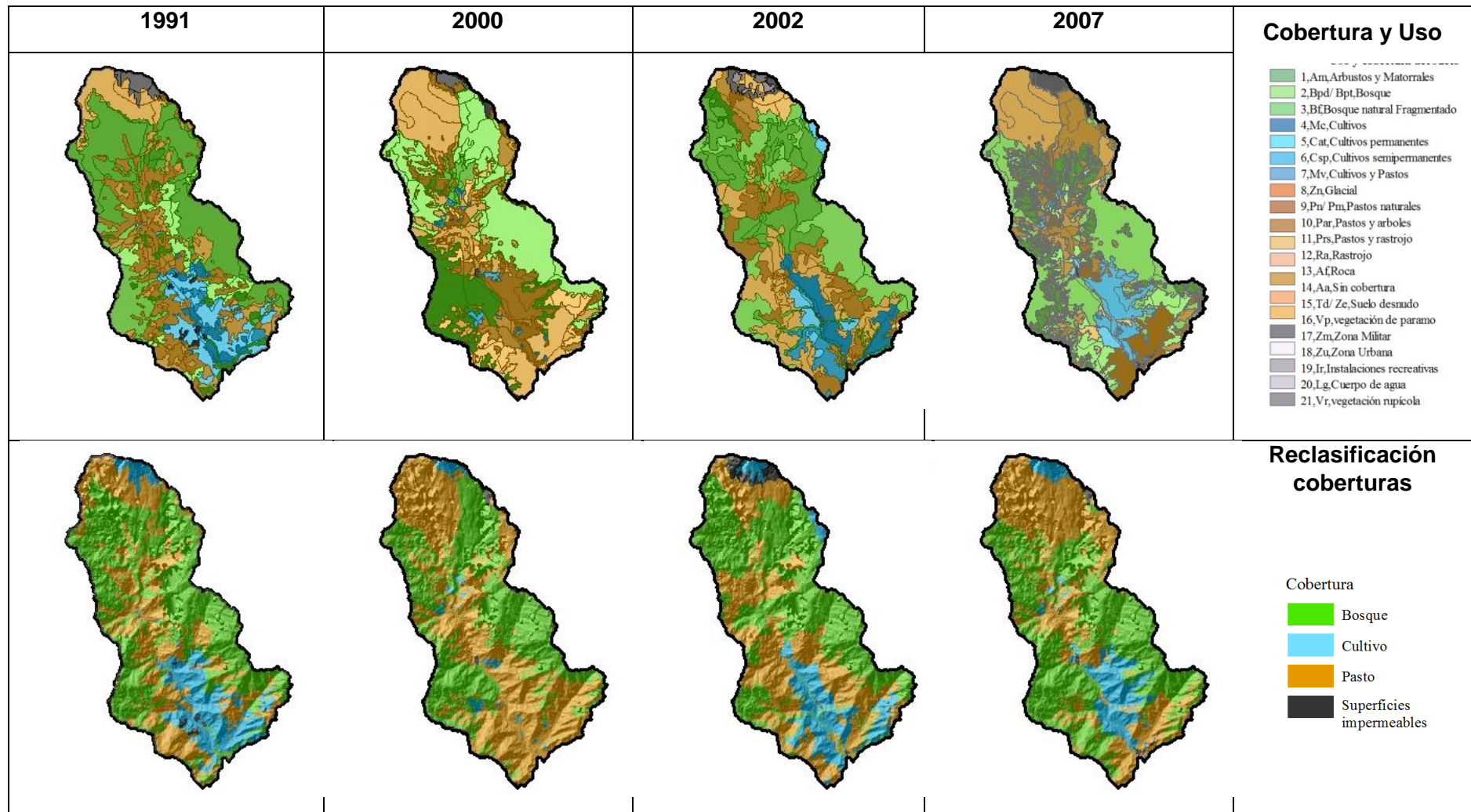


Figura 11. Cobertura y uso del suelo periodo 1991-2007 y reclasificación de cobertura para modelación hidrológica

Conductividad hidráulica saturada (K_s): corresponde a la capacidad de infiltración gravitacional y se define como la capacidad de los medios porosos en condiciones de saturación para transmitir el agua de un punto a otro (Montoya, 2008), tiene relación con el tipo de suelo y su estructura (Universitat Politècnica de València, 2011a). En TETIS es la responsable del paso del agua gravitacional y está asociada al tipo de suelo y la cobertura. En este caso, K_s corresponde a la conductividad hidráulica saturada vertical y K_{ss} es la horizontal, que usualmente es mayor que la vertical (Wong et al., 2009) (Tabla 5 Figura 12).

Tabla 5. Valores modales de H_u , K_s y K_{ss} en la cuenca del Río Combeima

Tipo de Suelo	Bosque			Pasto			Cultivo		
	H_u (mm)	K_{ss} (mm h ⁻¹)	K_s (mm h ⁻¹)	H_u (mm)	K_{ss} (mm h ⁻¹)	K_s (mm h ⁻¹)	H_u (mm)	K_{ss} (mm h ⁻¹)	K_s (mm h ⁻¹)
MKB	102.6	75.7	68.2	10.3	7.6	6.8	24.6	18.2	16.4
MKG	153.2	58.2	57.9	22.8	8.8	8.7	54.6	21.0	20.8
MQC	149.3	28.0	28.6	11.6	2.0	2.0	27.9	4.8	4.8
MQD	140.1	177.7	114.7	11.9	14.5	9.4	28.6	34.9	22.5
MDA	100.8	105.8	80.9	8.5	8.9	6.8	20.4	21.4	16.3
MGA	54.9	236.7	114.5	54.9	236.7	114.5	54.9	236.7	114.5
MGB	133.3	576.5	104.6	4.5	21.5	10.5	10.9	51.5	25.2
MGC	93.2	119.4	78.0	23.0	99.4	18.0	55.2	238.6	43.3
MQO	126.5	29.7	20.9	19.8	4.6	3.3	47.4	11.1	7.8
MQH	130.8	12.4	11.6	21.4	2.0	1.9	51.3	4.9	4.6
NP	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Conductividad Hidráulica en el Estrato Rocoso (K_p): Así mismo, fue necesario adoptar los valores de referencia para el sustrato rocoso (Weight, 2001) y relacionarlos con el material parietal cartografiado en la cuenca, tal como lo propone Vélez et al. (2007) (Figuras 10 y 12). La estimación de este parámetro presenta la mayor incertidumbre debido a la incipiente información disponible en la zona y a la variación de los órdenes de magnitud del parámetro (Montoya, 2008). El valor calculado de K_p corresponde al promedio ponderado de los porcentajes de cada sustrato por el valor modal de cada una de unidades litológicas identificadas en el mapa de geología general (Tabla 6)(Francés et al., 2008; Universitat Politècnica de València, 2011a). En el modelo TETIS, K_p corresponde a la conductividad hidráulica del sustrato de suelo en el sentido horizontal y K_{sa} en el vertical. Así mismo la capacidad de percolación profunda K_{ps} , son representadas como las pérdidas subterráneas.

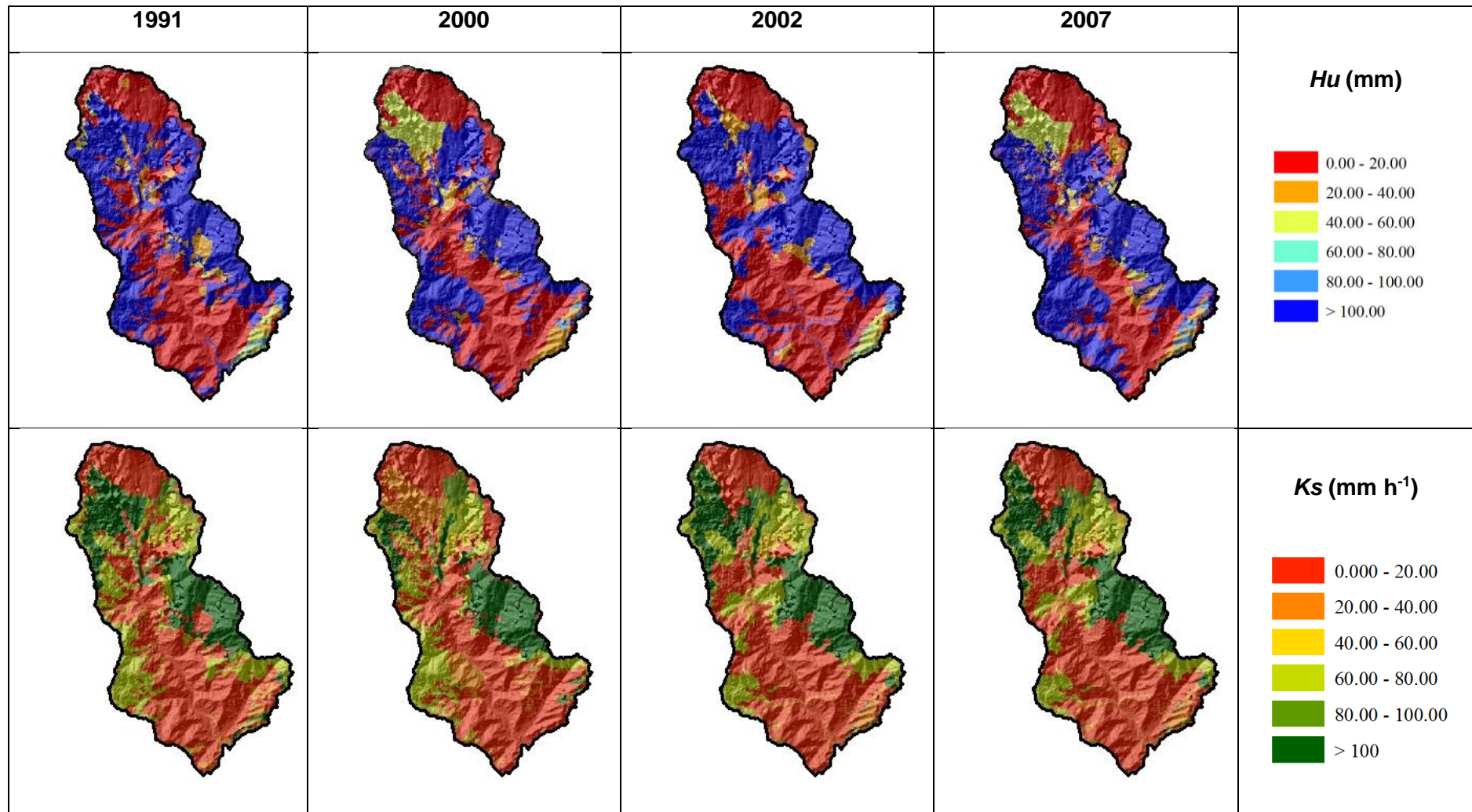


Figura 12. Evolución parámetros Hu y Ks en la cuenca del Río Combeima - Periodo 1991-2007

Tabla 6. Valores modales adoptados para K_p cuenca del Río Combeima

Código	Conformación	cm s ⁻¹	mm h ⁻¹
Jcdi	Batolito de Ibagué	1.0E-04	3.6E+00
Pen	Esquistos negros	3.0E-02	1.1E+03
Pev	Esquistos verdes	3.0E-02	1.1E+03
Pms	Metasedimentos	1.0E-07	3.6E-03
Pta	Anfibolitas	1.0E-07	3.6E-03
Ptn	Neises, neises milonitos y blastomilonitas	1.0E-07	3.6E-03
Pum	Cuerpo Ultramáfico	1.0E-04	3.6E+00
Qa ₁	Lavas antiguas	1.0E-01	3.6E+03
Qa ₂	Lavas antiguas	1.0E-02	3.6E+02
Qa ₃	Lavas modernas	1.0E-05	3.6E-01
Qa ₄	Lavas modernas	1.0E-05	3.6E-01
Qal	Aluviones y depósitos de flujos aluvio-torrenciales	1.0E-07	3.6E-03
Qf ₀	Ceniza y lapilli	1.0E-03	3.6E+01
Qfg	Flujos de rocas y de escombros de origen glaciar	1.0E-07	3.6E-03
Qfl	Flujos de lodo y escombros	1.0E+00	3.6E+04
Qfp	Flujos piroclásticos	1.0E+00	3.6E+04
Qgl	Talus glaciar	1.0E+00	3.6E+04
Qig	Ignimbrita	1.0E-04	3.6E+00
Ql ₁	Depósitos volcano-sedimentarios Nivel superior	1.0E-06	3.6E-02
Ql ₂	Depósitos volcano-sedimentarios Nivel intermedio	1.0E-06	3.6E-02
Ql ₃	Depósitos volcano-sedimentarios Nivel inferior	1.0E-06	3.6E-02
Qmo	Morrenas	1.0E+00	3.6E+04
Tda	Rocas hipoabisales	1.0E-04	3.6E+00
Xad	Rocas hipoabisales	1.0E-04	3.6E+00

Capacidad de intercepción I_{max} : Corresponde al agua que proviene de la precipitación y es retenida por el follaje de las plantas. Su magnitud está determinada por el tipo de cobertura y su estratificación en altura. Para este parámetro los valores adoptados fueron los consignados en la Tabla 7 y reclasificados en la Tabla 8.

Índice de cobertura vegetal (λ_m): debido a la variación espacial y temporal de la evapotranspiración, es necesario considerar índices de cobertura que describan esta dinámica durante el ciclo anual en una resolución mensual (m). En este caso, se realizó una reclasificación de las coberturas del suelo agrupando las coberturas de bosques, cultivos, pastos y zonas impermeables, definiendo así los valores del Índice de Cobertura y la capacidad de intercepción reclasificados, tal como se presenta en la Tabla 8. Dichos valores fueron adoptados a partir de los reportados en la literatura (Allen et al., 1998 ; Allen, 2000 ; Daza et al., 2009 ; Liu & Luo, 2010 ; Steduto et al., 2012 ; Cuo et al., 2013), de manera que considerando los valores de referencia de la FAO y el índice de área foliar, se definieron los coeficientes de variación estacional de la evapotranspiración.

Tabla 7. Índice de cobertura (λm) y capacidad de intercepción I_{max} cuenca del Río Combeima

Símbolo	Cobertura	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	I_{max} (mm)
Am	Arbustos y Matorrales	0.60	0.75	0.85	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.85	0.75	0.60	5.00
Bpd, Bpt	Bosque	0.60	0.75	0.85	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.85	0.75	0.60	9.00
Bf	Bosque natural Fragmentado	0.60	0.75	0.85	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.85	0.75	0.60	7.00
Mc	Cultivos	0.30	0.35	0.50	0.60	0.77	0.90	0.98	1.00	1.02	0.98	0.90	0.78	1.00
Cat	Cultivos permanentes	0.60	0.75	0.85	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.85	0.75	0.60	3.00
Csp	Cultivos semipermanentes	0.30	0.35	0.50	0.60	0.77	0.90	0.98	1.00	1.00	0.98	0.90	0.78	2.00
Mv	Cultivos y Pastos	0.30	0.35	0.50	0.60	0.77	0.90	0.98	1.00	1.00	0.98	0.90	0.78	3.00
Zn	Glacial	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.00
Pn, Pm	Pastos naturales	0.48	0.60	0.75	0.85	0.87	0.90	0.90	0.87	0.85	0.80	0.65	0.60	1.00
Par	Pastos y arboles	0.65	0.75	0.85	1.00	1.00	1.00	1.00	1.08	1.00	0.90	0.80	0.65	5.00
Prs	Pastos y rastrojo	0.65	0.75	0.85	1.00	1.00	1.00	1.00	1.08	1.00	0.90	0.80	0.65	3.00
Ra	Rastrojo	0.48	0.60	0.75	0.85	0.87	0.90	0.90	0.87	0.85	0.80	0.65	0.60	4.00
Af	Roca	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.00
Aa	Sin cobertura	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.00
Td, Ze	Suelo desnudo	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.00
Vp	vegetación de paramo	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	1.00
Zm	Zona Militar	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.00
Zu	Zona Urbana	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.00
Ir	Instalaciones recreativas	0.74	0.80	0.88	0.93	0.94	0.95	0.95	0.94	0.93	0.90	0.83	0.80	0.50
Lg	Cuerpo de agua	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	10.00
Vr	vegetación rupícola	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.10

Tabla 8. Índice de cobertura vegetal (λm) y capacidad de infiltración para reclasificación de usos del suelo cuenca Río Combeima

Cobertura	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Cap. Intercepción (mm)
Bosques	0.60	0.75	0.85	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.85	0.75	0.60	9.00
Cultivos	0.30	0.35	0.50	0.60	0.77	0.90	0.98	1.00	1.00	0.98	0.90	0.78	1.00
Pastos	0.48	0.60	0.75	0.85	0.87	0.90	0.90	0.87	0.85	0.80	0.65	0.60	1.00
Roca, zona urbana, suelo desnudo, glaciar, cuerpos de agua	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.00

3.2.2.2. Parámetros geomorfológicos

Se obtienen a partir del MED y permiten describir la red drenaje y su área. Tienen validez regional y en TETIS corresponden a los coeficientes y exponentes de las ecuaciones de Leopold & Maddock (1953), siendo los valores adoptados los recomendados por Vélez (2001) (Tabla 9).

Tabla 9. Parámetros geomorfológicos asignados a la cuenca del Río Combeima

Ecuación	Descripción	Coefficiente	Exponente
$\Lambda = \kappa Q_b^\rho$	Λ : área acumulada de la cuenca Q_b : caudal a sección llena	0.600	0.750
$w_b = a_1 Q_b^{\alpha_1}$	w_b : ancho de la sección transversal a sección llena Q_b : caudal a sección llena	3.260	0.500
$w = Q^{\alpha_2}$	w : ancho sección transversal Q : caudal		0.200
$d = c_d (y S_o)^\theta$	d : diámetro del sedimento y : tirante del flujo S : pendiente del flujo	20.000	1.250
$n = c_n d^\xi$	n : coeficiente de rugosidad d : diámetro del sedimento	0.047	1.667

3.2.2.3. Parámetros de fusión de nieve

El módulo de fusión de nieve está basado en el índice de temperatura (Martinec, 1960) que se estima a partir de la posición y series de temperatura (Figura 13), de manera que ha sido ampliamente usado debido a la poca información que requiere (Martinec & Rango, 1981; Ashagrie et al., 2006; Bormann et al., 2007; Medina, 2014) y se expresa como indican las ecuaciones 14 y 15, donde M representa la fusión de nieve (mm/día), T_a corresponde a la temperatura media del aire ($^{\circ}$ C), T_b es la temperatura base para la fusión de nieve ($T_b = 2^{\circ}$ C) y M_f es el coeficiente de fusión que en este caso tiene un valor de 4 mm/ $^{\circ}$ C día.

$$M = M_f(T_a - T_b), \quad T_a \geq T_b \quad (\text{Ec. 14})$$

$$M = 0, \quad T_a < T_b \quad (\text{Ec. 15})$$

Así mismo, se considera el calor aportado por la lluvia, de manera que se involucra el efecto de la precipitación durante la fusión de nieve (M_p) mediante la ecuación de Maidment (1993), en donde P es la precipitación en un periodo de 24 horas (mm) y en este caso el valor de M_p es de 4 mm/ $^{\circ}$ C día (Ec. 16).

$$M_p = (0.74 + 0.007P)(T_a - T_b) \quad (\text{Ec. 16})$$

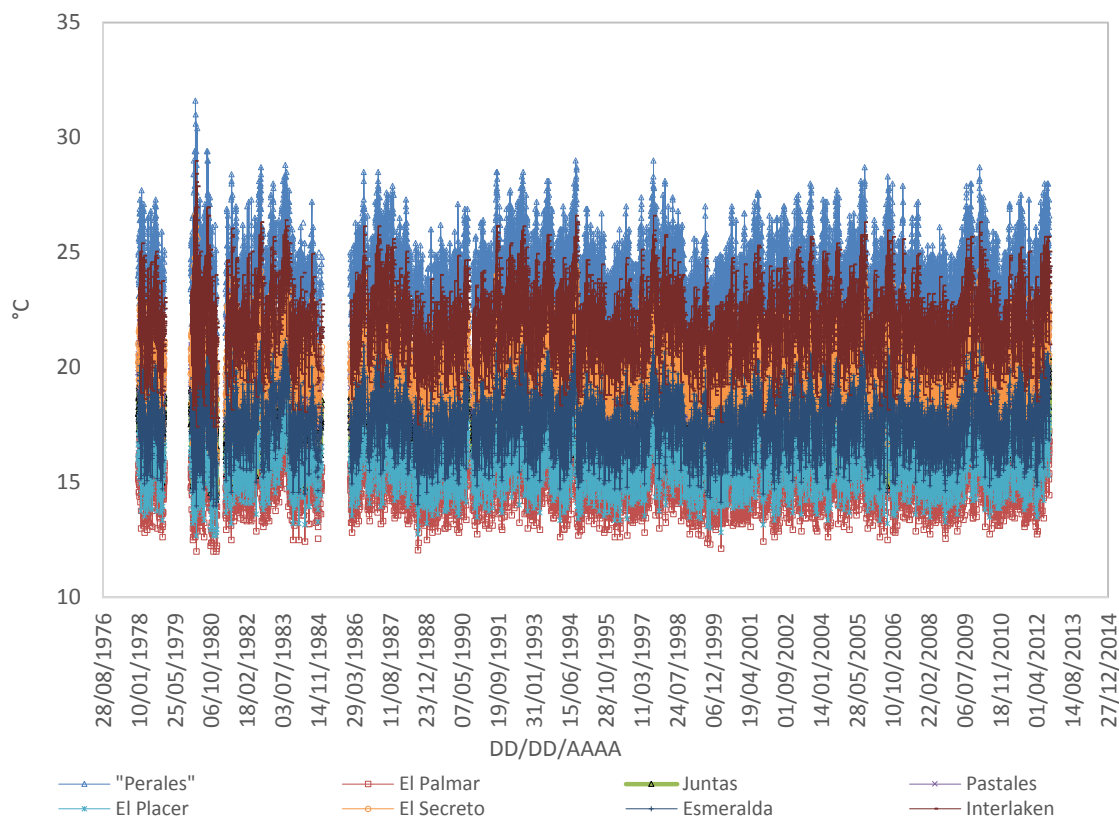


Figura 13. Temperatura diaria cuenca Río Combeima periodo 1971-2012 a partir de la ecuación de escalamiento de temperatura (Poveda et al., 2007b)

3.2.2.4. Factores correctores (FC)

TETIS incluye factores que corrigen de forma general los parámetros del modelo (Tabla 10), lo cual resulta útil en el proceso de calibración del modelo hidrológico (Universitat Politècnica de València, 2011a). Dichos factores tratan de corregir errores en la estimación inicial de parámetros, en la información hidroclimatológica de entrada al modelo, en el modelo propio y sobre el efecto de escala espacio temporal (Universidad Politècnica de Valencia, 2008).

Tabla 10. Factores correctores del modelo TETIS

Parámetro	Factor corrector
Almacenamiento estático / contenido de agua en la zona de raíces Hu	$Hu^* = FC_1 Hu$
Índice de cobertura vegetal λ_m	$\lambda_m^* = FC_2 \lambda_m$; $m = \text{Ene, Feb, Mar ... , Dic}$
Capacidad de infiltración / Conductividad hidráulica saturada vertical Ks	$Ks^* = FC_3 Ks$
Velocidad de flujo superficial v	$v^* = FC_4 v$
Capacidad de percolación / conductividad hidráulica en el estrato rocoso Kp	$Kp^* = FC_5 Kp$
Conductividad hidráulica saturada horizontal Kss	$Kss^* = FC_6 Ks$
Velocidad de percolación profunda Kps	$Kps^* = FC_7 Kp$
Velocidad de flujo base Ksa	$Ksa^* = FC_8 Kp$
Velocidad de flujo en el canal en el tiempo V_t	$V_t^* = FC_9 V_t$

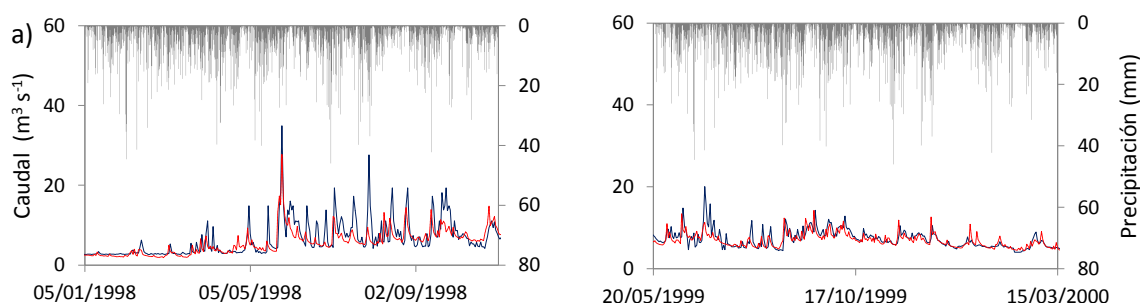
Modificado de Francés et al. (2007)

3.2.3. Calibración y validación

Los modelos hidrológicos deben ser calibrados para que su respuesta coincida con el comportamiento del sistema real. Dado que en pocos casos los valores de los parámetros del modelo provienen de mediciones de campo, es necesario utilizar representaciones conceptuales de las características de la cuenca y ajustar el valor de los parámetros para que la respuesta del modelo se aproxime a la serie histórica de valores observados (Gupta et al., 1998), para el caso del modelo TETIS, dicho ajuste se realiza mediante los factores correctores.

En los análisis exploratorios y durante el proceso de homogenización de las series de precipitación, se encontró que el periodo 1981-2009 ofrece información de aceptable calidad y se registra la menor cantidad de datos faltantes. Adicionalmente, dentro de este periodo se registran picos que son representativos de la serie y se cuenta con mapas de cobertura y uso del suelo que permiten analizar sus relaciones con el comportamiento del régimen de caudales.

Para la calibración de los parámetros del modelo hidrológico se realizó la optimización basada en el método SCE-UA (Duan et al., 1994) y como función objetivo se observó el índice de eficiencia NSE (Nash & Sutcliffe, 1970). En este sentido, se calibró el modelo en los años 2007 – 2008, ya que este periodo es el más cercano con información hidroclimatológica completa. Posteriormente, para la validación del modelo se mantuvieron los parámetros de calibración que para el modelo TETIS es equivalente a sus factores correctores (FC). Por lo tanto, se realizó la validación en los periodos en donde se disponía de mapas de usos del suelo, y esto corresponde a los años 1991, 2002, 2002 y 2007 (Figura 14 y Tabla 11).



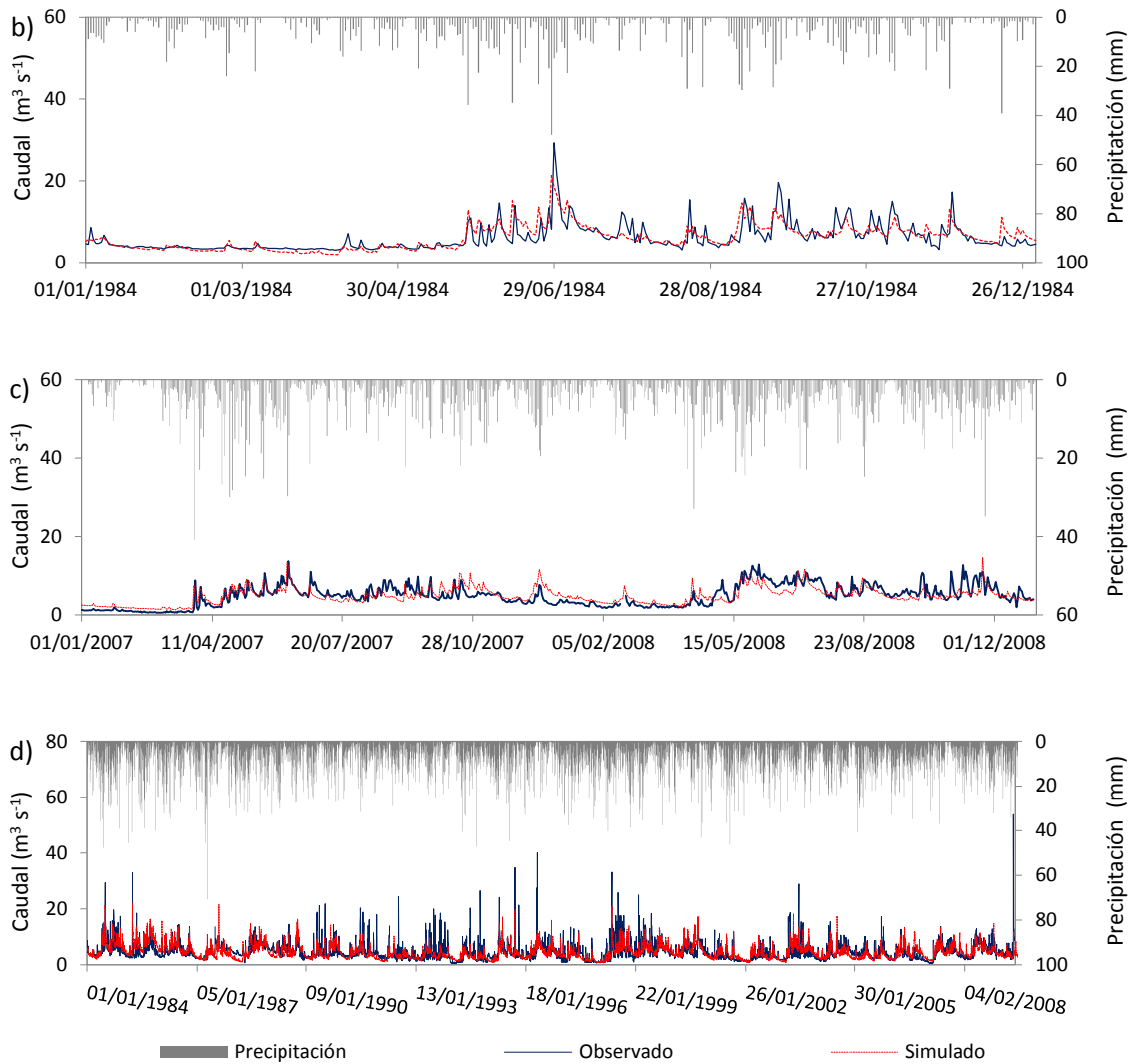


Figura 14. Calibración modelo hidrológico; a) calibración periodo 1998-2000; b) validación año 1984 ; c) validación modelo 1984-2009

Tabla 11. Valores de los factores correctores (FC) obtenidos en la calibración del modelo hidrológico

Parámetros	Descripción	Unidades	Descomposición	Rango de valores de los FC		
				Min.	Max.	Calibración
H_u^*	Máximun static storage / Water content	mm h^{-1}	$H_u^* = \text{FC}_1 H_u$	0.0	1.0	$\text{FC}_1 = 0.36365$
$\lambda(m)^*$	Vegetation cover index for mont m	\emptyset	$\lambda(m)^* = \text{FC}_2 l(m)$	0.0	1.0	$\text{FC}_2 = 0.5659$
K_s^*	Infiltration capacity	mm h^{-1}	$K_s^* = \text{FC}_3 K_s$	0.05	1	$\text{FC}_3 = 0.3968$
u^*	Surface runoff velocity	m s^{-1}	$u^* = \text{FC}_4 u$	1.5	1.5	$\text{FC}_4 = 1.5000$
K_p^*	Percolation capacity	mm h^{-1}	$K_p^* = \text{FC}_5 K_p$	0.0001	0.1	$\text{FC}_5 = 0.0004$
K_{ss}^*	Interflow velocity	mm h^{-1}	$K_{ss}^* = \text{FC}_6 K_{ss}$	1.0	10.0	$\text{FC}_6 = 1.9512$
K_{pp}^*	Groundwater outflow capacity	mm h^{-1}	$K_{pp}^* = \text{FC}_7 K_{pp}$	0.0	5.0	$\text{FC}_7 = 4.4282$
K_b^*	Base flow velocity		$K_b^* = \text{FC}_8 K_b$	0.01	1.0	$\text{FC}_8 = 0.2538$
v^*	Channel velocity at day t	m s^{-1}	$v^* = \text{FC}_9 v$	1.0	1.0	$\text{FC}_9 = 1.0000$

En este caso, en calibración se obtuvo un valor de 0.5250 (periodo 1998-2000 Figura 14a) y para validación un valor de 0.5115 (año 1984 Figura 14b) y 0.5167 (periodo 2007-2008 Figura 14c), de manera que el modelo reproduce aceptablemente los caudales en la cuenca en calibración, esto ya que según la literatura, se considera aceptable un índice de Nash - Sutcliffe superior a 0,5, siendo muy buenas las validaciones por encima de 0,7 (Moriassi et al., 2007). Es probable que no se haya logrado una mejor calibración, debido a que no se dispone de información suficiente para describir la cantidad y variabilidad espacial de las precipitaciones en la parte alta de la cuenca (elevaciones entre los 2200 y 5150 m.s.n.m.), y además, no se dispone de información específica de las características hidráulicas del suelo de la cuenca del Río Combeima, razón por la cual se implementarán las funciones de pedotransferencia propuestas por Saxton & Rawls (2006).

Por otra parte, se reconocen limitaciones del modelo para describir la escorrentía debido a la resolución temporal de la información utilizada para la modelación (diaria), de manera que es probable que al contar con información horaria o sub-horaria en la cuenca del Río Combeima, se puedan lograr mejores ajustes del modelo, pues en todo caso la descripción de la escorrentía superficial es un proceso complejo (Beven et al., 1988 ; Franchini & Pacciani, 1991 ; Sieber & Uhlenbrook, 2005).

3.2.4. Simulación de escenarios evolución cambios de uso del suelo

Tal como se presentó en el numeral 2.6, los cambios en la cobertura vegetal del suelo modifican las propiedades hidráulicas del suelo, debido a la alteración de los poros y espacios dentro de la matriz del suelo y su superficie (Chen et al, 2009). De manera que en esta tesis se planteó la simulación de escenarios de cambios de uso del suelo en la cuenca del Río Combeima, a partir de los mapas de uso del suelo y cobertura de los años 1991, 2000, 2002 y 2007. Adicionalmente, se involucraron escenarios en donde se consideró el ordenamiento de la cuenca por parte de la autoridad ambiental local (Conpes, 2009) y la definición como única cobertura la presencia de bosques, cultivos y pastos (Tabla 12).

Tabla 12. Escenarios de simulación cambios de uso del suelo y cobertura

Escenario	Descripción	Base cartográfica/Fuente
1991	Basado en el mapa de uso del suelo y cobertura de la cuenca del Río Combeima del año 1991.	Fotointerpretación y levantamiento de campo (Rodríguez, 2001)
2000	Basado en el mapa de uso del suelo y cobertura de la cuenca del Río Combeima del año 2000	Procesamiento imagen satelital y fotogrametría (Cortolima, 2009) (García et al., 2005)
2002	Basado en el mapa de uso del suelo y cobertura de la cuenca del Río Combeima del año 2002	Fotointerpretación y levantamiento de campo (IGAC, 2002)
2007	Basado en el mapa de uso del suelo y cobertura de la cuenca del Río Combeima del año 2007	Generada a partir del DEM de la Imagen Orto Rectificada StripMap (ORI) (GEOTEC, 2007)
Esc1	Considerando la distribución de coberturas como lo define la autoridad ambiental local en la zonificación ambiental del POMCA (Cortolima, 2006).	Elaborado mediante simulación
Bosques	Considerando como única cobertura en la cuenca la presencia de bosques.	Elaborado mediante simulación
Cultivos	Considerando como única cobertura en la cuenca la presencia de cultivos.	Elaborado mediante simulación
Pastos	Considerando como única cobertura en la cuenca la presencia de pastos.	Elaborado mediante simulación

En los mapas de uso del suelo de los años 1991, 2000, 2002 y 2007 se diferencian 21 categorías de usos del suelo, y con base en ellas es posible identificar los cambios en la superficie ocupada por cada uso, lo cual puede ser relacionado con la respuesta de la cuenca, mediante la simulación de dichos escenarios. Por lo tanto, en la Figura 15 es posible observar la evolución de las superficies de cada uno de los usos del suelo presentados en la Tabla 13.

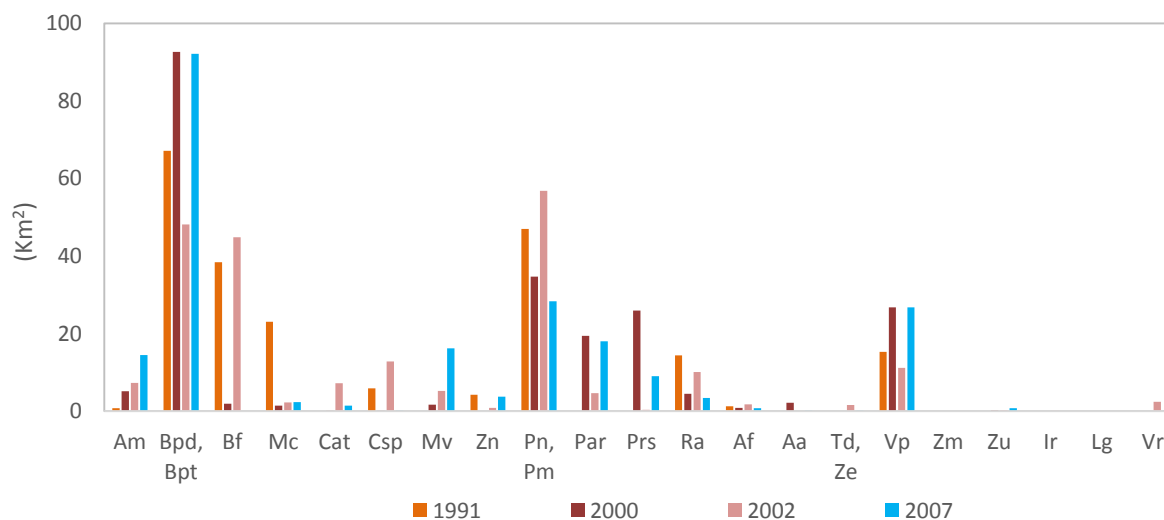


Figura 15. Evolución de cambios de uso del suelo en la cuenca del Combeima - Periodo 1991-2007

Tabla 13. Clasificación de usos del suelo en la cuenca del Río Combeima Periodo 1991 -2007

Nomenclatura	Descripción	1991	2000	2002	2007	Esc 1
Am	Arbustos y Matorrales	0.72	5.16	7.24	14.46	14.46
Bpd, Bpt	Bosque	67.11	92.62	48.12	92.17	150.87
Bf	Bosque natural Fragmentado	38.44	1.92	44.80	0.00	0.00
Mc	Cultivos	23.03	1.44	2.25	2.28	2.28
Cat	Cultivos permanentes	0.00	0.05	7.21	1.38	1.38
Csp	Cultivos semipermanentes	5.85	0.04	12.81	0.12	0.12
Mv	Cultivos y Pastos	0.00	1.68	5.19	16.19	16.19
Zn	Glacial	4.20	0.00	0.81	3.68	3.68
Pn, Pm	Pastos naturales	47.02	34.67	56.80	28.29	0.00
Par	Pastos y arboles	0.00	19.37	4.63	18.04	0.00
Prs	Pastos y rastrojo	0.00	25.95	0.32	9.01	0.00
Ra	Rastrojo	14.38	4.45	10.07	3.35	0.00
Af	Roca	1.26	0.86	1.75	0.77	0.77
Aa	Sin cobertura	0.00	2.13	0.00	0.01	26.78
Td, Ze	Suelo desnudo	0.00	0.00	1.56	0.00	0.00
Vp	vegetación de paramo	15.28	26.78	11.14	26.78	0.00
Zm	Zona Militar	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zu	Zona Urbana	0.00	0.18	0.24	0.72	0.72
Ir	Instalaciones recreativas	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Lg	Cuerpo de agua	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Vr	vegetación rupícola	0.00	0.00	2.37	0.03	0.03

Seguidamente, se realizó una nueva clasificación de los usos del suelo en cuatro categorías: bosques, cultivos, pastos y zonas impermeables. Esto con el propósito de agrupar los valores de los parámetros Hu y Ks , según estas cuatro categorías y facilitar la simulación de la respuesta hidrológica de la cuenca ante estos cambios de uso del suelo.

Para el proceso de simulación de los escenarios de cambio de uso del suelo se estimaron las propiedades hidráulicas del suelo mediante las funciones de pedotransferencia propuestas por Saxton & Rawls (2006), a partir de la integración de la información de los mapas de tipos de suelos, geología, pendientes, velocidad del flujo, profundidad efectiva de raíces, usos del suelo y posteriormente la estimación de los parámetros Hu y Ks con base en la relación entre valores modales de estos parámetros y el tipo de cobertura para cada unidad cartográfica de suelo (Tabla 5).

3.3. Detección de tendencias

Cambios abruptos en las tendencias de series temporales indican que no se debe asumir la no estacionariedad de la serie, lo cual puede estar asociado a cambios antropogénicos como la construcción de presas, embalses, cambios en el uso del suelo y cobertura, prácticas agrícolas y captaciones (Strupczewski et al., 2001; Villarini et al., 2011), entre otros como los cambios estacionales (Cunderlik & Burn, 2003 Strupczewski et al., 2009). Por lo tanto, pruebas no paramétricas han sido utilizadas para evaluar la no-estacionariedad en series de caudales y de precipitación (Villarini, 2010).

En este caso se aplicó el test Mann Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1968), que identifica tendencias monotónicas (Villarini et al., 2009) en series temporales y ha sido usada en Ciencias Ambientales, Hidrología y Climatología, demostrando ser una herramienta robusta ante la influencia de datos extremos y eficiente cuando se trabaja con datos asimétricos (Ramesh, 2013). Por lo tanto, el test se aplicó para detectar tendencias en las series de precipitaciones, caudal y temperatura en la zona de estudio.

El test consiste en que para cualquier muestra de n variables x_1, \dots, x_n , la hipótesis nula (H_0) indica que la muestra es independiente y distribuida aleatoriamente, mientras que la hipótesis alterna (H_1) indica que x_i y x_j no son iguales para todos los $i \& j \leq n$ con $i \neq j$. El test Mann-Kendall se basa en la prueba del estadístico S , con media cero y varianza calculada mediante la Ecuación 17.

$$S = \sum_{i=2}^n \sum_{j=1}^{i-1} \text{sing}(x_i - x_j) \quad ; \quad \text{sing}(x_j - x_{jk}) = \begin{cases} +1 & \text{si } (x_i - x_j)S > 0 \\ 0 & \text{si } (x_i - x_j)S = 0 \\ -1 & \text{si } (x_i - x_j)S < 0 \end{cases} \quad \text{Ec. (17)}$$

donde x_j son los valores de la serie temporal y el tamaño de la serie es representado como n . Cuando S presenta un valor positivo alto, la serie presenta una tendencia creciente, mientras que un valor negativo indica que la tendencia es decreciente. Para series mayores de diez datos la media $E[S] = 0$ y la varianza $V[S]$. El estadístico S se calcula como indica la Ecuación 18.

$$\text{Var}[S] = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^q t_p(t_p-1)(2t_p+5)}{18} \quad \text{Ec. (18)}$$

donde n es el número de datos con el mismo valor y t_p es el número de grupos para un valor p , siendo t la cantidad de datos con el mismo valor. Por lo tanto, para $n > 10$ la estandarización del test (Z_{MK}) se calcula según se presenta en la Ecuación 19.

$$Z_{MK} = \begin{cases} \frac{S - 1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & ; \quad \text{si } S > 0 \\ 0 & ; \quad \text{si } S = 0 \\ \frac{S + 1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & ; \quad \text{si } S < 0 \end{cases} \quad \text{Ec. (19)}$$

En este caso, la hipótesis nula H_0 es aceptada si $|Z| \leq \frac{Z_{\alpha}}{2}$ para un nivel de significancia determinado, de manera que cuando el estadístico S es positivo, indica una tendencia creciente y cuando S adopta un valor negativo, la tendencia de la serie temporal es decreciente. Entonces para un nivel de confianza del 95%, Z_{MK} adopta valores positivos

cuando la tendencia tiene una pendiente positiva y valores negativos indican una tendencia decreciente. Así mismo, la hipótesis nula es rechazada cuando el $|Z|$ es más grande respecto de $Z_{1-p/2}$ que es obtenido a partir de las tablas de la distribución estándar acumulada para un nivel de significancia $p = 0.005$.

3.4. Escalamiento propiedades hidráulicas del suelo

En Hidrología la teoría del escalamiento simple explica la variabilidad espacial de los procesos de flujo máximo por su indexación en un conjunto de parámetros de escala como el tamaño de las cuencas hidrográficas, de manera que el escalamiento simple y el múltiple han sido útiles para la estimación de caudales máximos en cuencas no aforadas (Ribeiro & Rousselle, 1996). Así mismo, para el análisis de procesos hidrológicos en el marco de la evaluación de sus propiedades de escala se ha hecho uso de los momentos empíricos (Kumar et al., 1994). Esto se debe a que dentro del estudio de la geometría fractal introducida por Mandelbrot (1977, 1983), muchos materiales heterogéneos observan prácticamente el mismo comportamiento cuando se miran a diferentes escalas, siendo esta propiedad conocida como la semejanza en *sí mismo*, la cual es una característica de la forma más simple de estructura fractal (Bird et al., 1996).

En este sentido, la teoría fractal es útil en la descripción de la estructura del suelo y se ha probado que cuando se trata de fractales auto-similares se identifica una relación potencial de la propiedad Bulk (longitud, área, volumen, masa) asociada a la estructura del suelo y la escala de medición (Bird et al., 1996). No obstante, el modelo de relación potencial (Power law) no representa un modelo de validez general en el contexto de la porosidad del suelo, dado que en modelos simples las funciones de retención no asumen la forma de la ley de potencia. Sin embargo, dichos modelos son el primer paso para la modelación de la retención de agua en el suelo (Bird et al., 1996). Es decir, que no todos los modelos fractales son útiles para describir la retención de agua en el suelo, así que, para el caso de la estructura de los poros del suelo el Triángulo de Sierpinski (1915) representa un modelo de espacio de poros fractal, en donde los triángulos negros representan el volumen de poros y los espacios blancos corresponden a un conjunto de partículas de forma iterativa encapsuladas (Figura 16).

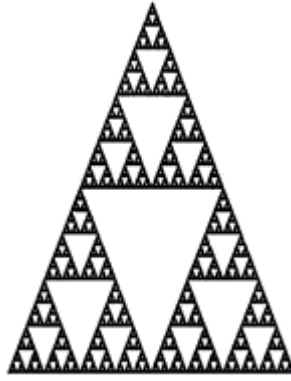


Figura 16. Representación de la estructura de poros del suelo mediante el Triángulo de Sierpinski

Fuente: (Bird et al., 1996)

La modelación de las características de retención de agua en el suelo basada en un modelo fractal se ha centrado en la posible relación potencial en la distribución poro-volumen que ha surgido de los modelos fractales y las funciones empíricas de retención de agua de Brooks & Corey (1964), Campbell (1974), y Bird et al. (1996). Sin embargo, dentro de esta investigación no se encontraron experiencias publicadas que incorporen la teoría fractal para relacionar las propiedades hidráulicas del suelo con los picos de las crecidas en cuencas hidrográficas. Por lo tanto, en esta investigación se propone el escalado de crecidas a partir de las propiedades hidráulicas del suelo Hu y Ks , mediante el escalamiento simple amplio (Wide Sense Simple Scaling)(Gupta & Waymire, 1990b).

En contexto, para el caso del almacenamiento de agua en zona de raíces o almacenamiento estático Hu se puede tomar como base la Ecuación 20, en donde se considera como escala la variable Hu en el proceso Y que corresponde al caudal máximo Q_s como se indicó en el numeral 2.9.1., de manera que la relación queda representada, según se describe en la Ecuación 21.

$$Y_\lambda \stackrel{\text{def}}{=} \lambda^\alpha Y_s \quad (\text{Ec. 20})$$

$$Q_{Hu} \stackrel{\text{def}}{=} Hu^\alpha Q_s \quad (\text{Ec. 21})$$

Así que los caudales máximos se representan como la variable observada Q_{Hu} que tiene momentos finitos $E[Q_{Hu}^r]$ de orden r y las variables aleatorias Q_{Hu}^r y $(Hu^\alpha Q_s)$ presentan la misma distribución de probabilidad. En este caso, el escalamiento simple amplio indica que los caudales máximos presentan invarianza con la escala Hu , lo cual es representado según la Ecuación 22:

$$\log E[Q_{Hu}^r] = rn \log Hu + \log E[Q_1^r] \quad (\text{Ec. 22})$$

Así que al considerar $m_r(Hu) = E[Q_{Hu}^r] = E[Y_\lambda^r | Y_\lambda > 0]$ como el momento estadístico de orden r , es posible comprobar el escalado simple amplio mediante:

- i. La linealidad de $\log E[Q_{Hu}^r]$ versus $\log Hu$ para cada orden r .
- ii. La linealidad del exponente de escala α en función de los momentos de orden r .

Para verificar las propiedades del escalamiento de los momentos estadísticos, el ajuste lineal de los momentos de orden r , puede ser representado mediante la Ecuación 23 que tiene intercepto a_r y pendiente $\alpha_r = \alpha \cdot r$, la cual se puede estimar por regresión lineal para cada orden r .

$$\log E[Q_{Hu}^r] = \alpha_r \log Hu + a_r \quad (Ec. 23)$$

Así mismo, la conductividad hidráulica saturada vertical Ks en el régimen de crecidas, puede ser escalada mediante la Ecuación 24:

$$\log E[Q_{Ks}^r] = \alpha r \log Ks + \log E[Q_1^r] \quad (Ec. 24)$$

Donde Q_{Ks} , es el caudal máximo que corresponde a un valor de Ks con momentos finitos $E[Q_{Ks}^r]$ de orden r y las variables aleatorias Q_{Ks}^r y $(Ks^\alpha Q_s)$ presentan la misma distribución de probabilidad e invarianza con la escala Ks . Por lo tanto, la comprobación del escalamiento simple amplio, se logrará de la misma manera que para el caso de Hu . Es decir que resultará de considerar $m_r(Ks) = E[Q_{Ks}^r] = E[Y_\lambda^r | Y_\lambda > 0]$ como el momento estadístico de orden r , y que se cumpla: *i)* la linealidad de $\log E[Q_{Ks}^r]$ versus $\log Ks$ para cada orden r ; y *ii)* la linealidad de los exponentes de escala α respecto de los momentos de orden r .

3.4.1. Escenarios de organización y precipitación

Entre un amplio espectro de opciones es posible representar estadísticamente la variabilidad natural con funciones de correlación o un semivariograma (Barrios, 2011), de manera que las diferencias entre métodos de escalado estadístico a implementar se definen según la representación de dicha variabilidad (Blöschl, 2005). En este sentido, se ha aceptado que la conductividad hidráulica saturada Ks es una de las propiedades del suelo que presenta mayor variabilidad espacial en una cuenca y usualmente describe una distribución Log-Normal (Vieira et al., 1981; Anderson & Cassel, 1986; Vauclin et al., 1994; Diiwu, et al, 1998; Tsegaye & Hill, 1998; Oldenborger et al., 2003; Barrios, 2011). Mientras que a su vez, el contenido de agua en el suelo en zona de raíces Hu describe una distribución Beta (Ceddia et al., 2009; Barrios & Francés, 2012).

Dado que se ha probado que la variabilidad espacial de los parámetros de entrada de los modelos tienen una respuesta significativa en cuencas pequeñas y disminuye con el aumento de la escala (Ayalew et al., 2014), se diseñaron pruebas para identificar el efecto de la organización de las propiedades hidráulicas del suelo en el escalamiento de crecidas.

En este caso, a partir de la información de la cuenca del Río Combeima se definió una cuenca hipotética en donde se realizaron pruebas de simulación que permitieran probar diferentes configuraciones de distribución espacial de las propiedades hidráulicas del suelo. De manera que se agruparon los valores estimados de Hu y Ks dentro de la cuenca del Combeima, correspondientes a diferentes tipos de suelo con usos como: bosques, cultivos y pastos. Ejercicios similares variando las propiedades del suelo y la distribución de la lluvia, han sido reportados por (Morin et al., 2006 ; Merz & Bárdossy, 1998 ; Seyfried & Wilcox, 1995).

Para este caso de estudio, se generaron matrices con iguales medias μ y coeficientes de variación CV (Tabla 14). Por lo tanto, los valores de Hu describen una distribución Beta [$Beta(a, b)$] Δ , donde Δ es el factor de escala de la distribución y los coeficientes a y b , son los parámetros de la distribución (Barrios, 2011). Así mismo, para Ks , se adoptó una distribución LogNormal asintótica.

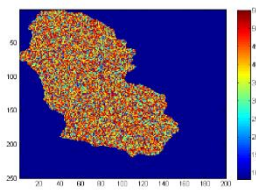
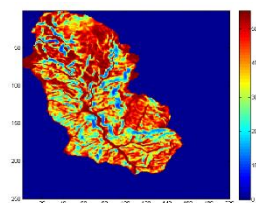
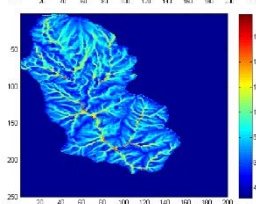
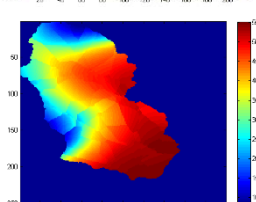
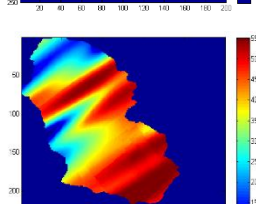
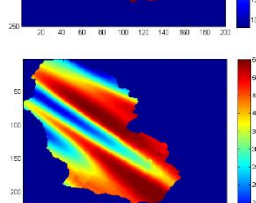
Tabla 14. Matrices de valores de Hu y Ks con iguales μ y CV adoptados para la cuenca hipotética

Convención	Uso del Suelo	Min Hu	μ Hu	Max Hu	CV Hu	Min Ks	μ Ks	Max Ks	CV Ks
CV0.1	Bosques	40.4	80.31	250.0	0.101	7.9	70.595	155.6	0.101
CV0.3			80.20		0.326		70.600		0.326
CV0.5			80.54		0.502		70.610		0.501
CV0.1	Cultivos	7.9	48.76	55.2	0.102	2.0	33.646	3008.6	0.100
CV0.3			48.76		0.323		33.627		0.325
CV0.3a			48.77		0.326		33.588		0.500
CV0.1	Pastos	3.2	20.35	54.9	0.102	1.1	15.969	3000.6	0.100
CV0.3			20.35		0.327		15.969		0.326
CV0.3a			20.36		0.326		15.957		0.497

Con base en los valores generados de Hu y Ks , según su relación con los usos del suelo (Tabla 14), se plantearon escenarios en donde se varía la organización de Hu y Ks en el área de la cuenca hipotética. Al respecto, pruebas de este tipo se han realizado para probar el efecto de la variación espacial aleatoria de usos del suelo sobre el balance hídrico (Bormann et al., 2009). Así mismo, en el escalamiento de crecidas se ha utilizado el Índice Topográfico (Beven et al., 1995), el cual ha sido útil para probar la homogeneidad de regiones hidrológicas (Cunderlik & Burn, 2002; Castellarin et al., 2007; Cunderlik & Ouarda, 2007). Por lo tanto, en esta investigación se definieron

escenarios de variación en la organización de los valores de las propiedades hidráulicas del suelo, en los que se indujo anisotropía en las variables Hu y Ks (Tabla 15):

Tabla 15. Escenarios de variación de la organización de Hu y Ks para la cuenca hipotética

Escenario de organización	Representación	Convención	Descripción
Aleatorio		Random	Distribución aleatoria de los valores de Hu y Ks en el área de la cuenca
Pendiente		Slope	Distribución de Hu y Ks de forma inversamente proporcional a los valores de la pendiente topográfica de la cuenca
Índice Topográfico		Ind.Topo	Distribución de Hu y Ks , según la variación del Índice Topográfico (Beven et al, 1995), que relaciona la pendiente topográfica con la red de drenaje
Anisotropía esférica A0		A0	Se indujo dependencia espacial de los valores de Hu y Ks , con base en semivariograma que describe anisotropía esférica con efecto Nugget (300m), sill (1500), rango de 2500 a 15000 m, y ángulo de cero grados: $\gamma(h)=300+1500 \text{Esf}_{15000,2500,0}$
Anisotropía esférica A45		A45	Dependencia espacial de los valores de Hu y Ks , con base en semivariograma que describe anisotropía esférica con efecto Nugget (300m), sill (1500), rango de 2500 a 15000 m, y ángulo de 45 grados: $\gamma(h)=300+1500 \text{Esf}_{15000,2500,45}$
Anisotropía esférica A135		A135	Variación espacial de los valores de Hu y Ks , con base en semivariograma que describe anisotropía esférica con efecto Nugget (300m), sill (1500), rango de 2500 a 15000 m, y ángulo de 135 grados: $\gamma(h)=300+1500 \text{Esf}_{15000,2500,135}$

Por lo tanto, con base en las matrices generadas de valores de Hu y Ks (Tabla 14), y los escenarios de organización definidos en la Tabla 15, se realizaron 108 simulaciones en las que se consideró la variación espacial y temporal de la lluvia, conforme la información reportada por las estaciones ubicadas dentro de la cuenca del Río Combeima (Tabla 5) y que se incorporaron en la simulación de la cuenca hipotética.

Por otra parte, se ha probado que las características de las precipitaciones ejercen un efecto sobre la duración y magnitud de las crecidas en escenarios de cambios de usos del suelo (Bronstert et al., 2002). Por lo tanto, se realizaron 108 simulaciones bajo las mismas condiciones de los escenarios de organización pero sin considerar la variación espacial de la lluvia. Lo anterior, con el propósito de identificar el efecto de la variación espacial de la lluvia sobre el escalamiento de crecidas considerando la variación de H_u y K_s .

3.5. Análisis de frecuencia y distribución de probabilidad

La gestión de los recursos hídricos en cuencas hidrográficas requiere predicciones confiables sobre las características de la magnitud y frecuencia de las crecidas (Kumar, Samaniego, & Attinger, 2010). Por lo tanto, el análisis de frecuencia de crecidas se ha concentrado a menudo en el análisis de los caudales pico (Yue et al., 1999) y ha sido comúnmente utilizado para estimar las crecidas en puntos específicos con disponibilidad de registros de caudales máximos y en algunos casos, con escasa o sin información (Leclerc & Ouarda, 2007; Burn, 1997). De manera que es usual aplicar métodos de estimación basados en la regionalización (Wiltshire, 1985). Por lo tanto, la estadística de los valores extremos juega un papel importante en la práctica de la ingeniería para el diseño y la gestión de los recursos hídricos (Katz, et al., 2002), razón por la cual, es importante seleccionar adecuadamente el método de análisis de frecuencia por sus implicaciones económicas y sociales (Francés, 1998).

En análisis de frecuencia-duración de las crecidas es una herramienta común para la estimación de la gravedad de las inundaciones como una función integrada del período de retorno y la duración de las inundaciones (Cunderlik & Ouarda, 2006). Así que el análisis de frecuencia de eventos máximos se enfoca en la estimación de la magnitud de los cuantiles que corresponden a la probabilidad de no ser excedidos. Para tal fin, se usan modelos de probabilidad que describen de forma aproximada el fenómeno observado, de manera que se plantea que para una función de distribución de probabilidad acumulada $F_X(x)$, X representa una variable continua y su valor probable será x . Por lo tanto, la probabilidad de que X sea menor igual que x , está dada por $F_X(x) = \text{prob}(X \leq x)$, que corresponde a la probabilidad de no excedencia de x , que para el análisis de crecidas implica que $x \geq 0$. Así la función de densidad de probabilidad resulta derivando la función de distribución acumulada, la cual describe la verosimilitud para los distintos valores de X (Ec. 24).

$$f_X(x) = \frac{dF_X(x)}{dx} \quad (\text{Ec. 24})$$

Con base en lo anterior, el análisis de frecuencia es una técnica de ajuste de una distribución de probabilidad a una serie de observaciones para la estimación de probabilidades de no excedencia de la magnitud de una creciente o la estimación de un cuantil relacionado con un nivel de riesgo (Khaliq et al., 2006).

Para la realización de este estudio se dispuso de series hidroclimatológicas de un periodo de 41 años (1971 – 2012). En este sentido, durante el periodo de registro se identifican periodos Niño y Niña en los que se observa la magnitud de los caudales durante dichos eventos. No obstante y desde el punto de vista estadístico, entre mayor sea el tamaño de la muestra, mejores estimaciones podrán obtenerse del comportamiento de la variable aleatoria analizada, especialmente para el análisis de frecuencia de eventos extremos en donde se recomiendan periodos de por lo menos 35 años (England et al., 2015).

En este caso se realizó el análisis de frecuencia de caudales máximos en cada escenario de simulación. Por lo tanto, se propone relacionar los cambios de uso del suelo sobre los parámetros de las funciones GEV y Gumbel para el caso de las crecidas y la función LogNormal para el análisis de volúmenes medios anuales de escorrentía. Para lograrlo, se estimó la variación de las propiedades hidráulicas del suelo H_u y K_s en escenarios de cambios de uso del suelo, de manera que dichos cambios puedan ser relacionados con la magnitud de los cuantiles de las crecidas y su periodo de retorno. De esta forma, en este caso se propone la aplicación de las funciones de distribución GEV y Gumbel para realizar estimaciones de caudales máximos anuales en diferentes escenarios históricos de cambios de uso del suelo.

3.5.1. Cuantiles y periodo de retorno

Los cuantiles indican la magnitud de un evento, como por ejemplo el caudal máximo registrado durante una creciente, razón por la cual el cuantil x_p de una probabilidad acumulada $p = F_X(x_p)$ se utiliza en la Hidrología como valor de diseño (Vaskôva, 2001) y son una valiosa herramienta para visualizar la evolución de las distribuciones en escenarios no estacionarios (Serinaldi & Kilsby, 2015). De la misma manera, cuando dentro de un periodo de tiempo existe la probabilidad de que ocurra un evento con una magnitud igual o superior a la establecida para el análisis se denomina periodo de retorno T . De manera que en el contexto de las crecidas el periodo de retorno indica la probabilidad de igualdad o excedencia de un caudal máximo anual. En este sentido, el

periodo de retorno corresponde al inverso de la probabilidad de excedencia en un año (Bateman, 2007). Por lo tanto, el cuantil x_p se puede relacionar con el periodo de retorno T , tal como se indica en la Ecuación 26.

$$\frac{1}{T} = 1 - F_X(x_p) = 1 - \text{prob}(X \leq x_p) = \text{prob}(X \geq x_p) \quad (\text{Ec. 26})$$

En este caso, la probabilidad de excedencia del cuantil x_p durante un periodo de T años se expresa según la Ecuación 27.

$$\text{Prob}(X \leq x_p) = 1 - \frac{1}{T} \quad (\text{Ec. 27})$$

3.5.2. Parámetros de la función de distribución de probabilidad

La estimación de las propiedades hidráulicas del suelo Hu y Ks en escenarios de cambios de uso del suelo condujo a la simulación de dichos cambios e identificar su efecto sobre la escorrentía superficial en la cuenca del Río Combeima. Posteriormente, se probó la escalabilidad de los parámetros de las funciones GEV y Gumbel en función de las propiedades del suelo Hu y Ks . Por lo tanto, la variación de Hu y Ks se relaciona con los cambios de uso del suelo, los cuales afectan los parámetros de las funciones GEV y Gumbel y se propone describir dicho comportamiento para conocer los caudales máximos asociados a diferentes periodos de retorno, según la variación de los usos del suelo.

Para ajustar una distribución $F_X(x)$ a los datos de una serie de caudales es necesario estimar las frecuencias que se localizan fuera del periodo de datos observados, así que para calcular la probabilidad en una función de distribución $F_X(x; \theta_1, \theta_2, \dots, \theta_n)$ se requiere la estimación de los parámetros $\theta_1, \theta_2 \dots \theta_n$. Para tal fin, se requiere disponer de una muestra aleatoria $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$, la cual debe ser independiente y con la misma distribución de X . Por lo tanto, los estimadores de dichos parámetros según Vaskôva (2001), deben cumplir con las siguientes características:

- a) No deben estar sesgados, de manera que el valor esperado del estimador no sesgado $\hat{\theta}$ será igual al valor poblacional θ . Es decir que $\beta[\hat{\theta}] = 0$, con $\beta[\hat{\theta}] = E[\hat{\theta}] - \theta$.

- b) El estimador $\hat{\theta}$ debe ser consistente. Es decir que cuando se trata de series extensas $\hat{\theta}$ converge al valor θ con una probabilidad de uno. No obstante, cuando se trata de muestras pequeñas se selecciona el estimador con la menor varianza $var[\hat{\theta}]$.
- c) Cuando el estimador $\hat{\theta}$ es no sesgado y su varianza es pequeña como la de cualquier estimador no sesgado, el valor de θ es un indicador de la eficiencia del estimador.
- d) Finalmente, el estimador $\hat{\theta}$ debe ser suficiente, lo cual implica que para su obtención se debe disponer de una serie de datos completa.

3.5.2.1. Método de Máxima Verosimilitud - ML

En la estimación de los parámetros de las funciones de distribución de probabilidad para eventos extremos en Hidrología, se ha utilizado el método de los Momentos de Probabilidad Ponderada (PWM), debido a su simplicidad computacional y buen rendimiento en muestras pequeñas (Hosking JRM, 1990; Katz et al., 2002). Así mismo, el rendimiento de la estimación de la parámetros por el método de la Máxima Verosimilitud (Maximum Likelihood –ML) es eficiente cuando se trata de muestras asintóticamente largas (Vaskôva, 2001) y en algunos casos, puede presentar una mayor eficiencia (Madsen, Rasmussen, & Rosbjerg, 1997). En este sentido, el ML se ha utilizado ampliamente para la estimación de parámetros en procesos de escalado de precipitaciones y crecidas (Prescott & Walden, 1980; Wiltshire, 1985; Heo et al., 2001; Martins & Stedinger, 2001; Martins & Stedinger, 2000, 2001; Vaskôva, 2001; Morrison & Smith, 2002; Nadarajah & Kotz, 2004; Kumar & Chatterjee, 2005; Botero & Francés, 2010).

El método de ML define que si para un número N de observaciones aleatorias (x_1, x_2, \dots, x_N) , cada x_i es independiente y una función de densidad conjunta $f_X(x_1 \dots x_N; \theta_1 \dots \theta_m)$ con m parámetros, el producto de las funciones de densidad marginales corresponden a la función de verosimilitud (Ec. 28) o en su forma logarítmica (Ec. 29)

$$L(\theta_1 \dots \theta_m) = \prod_{i=1}^N f_X(x_i; \theta_1 \dots \theta_m) \quad (Ec. 28)$$

$$\ln L(\theta_1 \dots \theta_m) = \ln \prod_{i=1}^N f_X(x_i; \theta_1 \dots \theta_m) = \sum_{i=1}^N \ln[f_X(x_i; \theta_1 \dots \theta_m)] \quad (Ec. 29)$$

en donde los valores de los m parámetros no son conocidos, de manera que para obtenerlos se estima el valor de los parámetros $\theta_1 \dots \theta_m$ que maximizan el logaritmo de la función de verosimilitud empleando métodos de optimización. Así mismo, es posible resolver un sistema de m ecuaciones con m incógnitas, igualando a cero las derivadas parciales de $L(\theta_1 \dots \theta_m)$, respecto de cada parámetro θ_i .

3.5.3. Distribución Gumbel

Probablemente la distribución Gumbel (Extreme Value EV1) ha sido la más aplicada para resolver problemas de ingeniería (Nadarajah & Kotz, 2004) y representar eventos de crecidas y volúmenes de inundaciones (Yue et al., 1999; Serinaldi & Kilsby, 2015). La función de distribución de probabilidad acumulada Gumbel o EV1 se representa mediante la Ecuación 30 y su derivada (la función de densidad de probabilidad Ec. 31).

$$F(x) = e^{-e^{\alpha(x-\beta)}} \quad (\text{Ec. 30})$$

$$f(x) = \alpha e^{-\alpha(x-\beta)-e^{-\alpha(x-\beta)}} \quad (\text{Ec. 31})$$

En donde α es el parámetro de escala y β corresponde al parámetro de posición. Así mismo el cuantil x_q para un nivel de probabilidad p se obtiene mediante la Ecuación 32.

$$x_q = \beta - \frac{1}{\alpha} \ln[-\ln p] \quad (\text{Ec. 32})$$

El primer momento ordinario puede ser obtenido mediante la Ecuación 33, en donde el término γ , corresponde a la constante de Euler ($\cong 0.577215664 \dots$).

$$E[X] = \beta + \frac{\gamma}{\alpha} \quad (\text{Ec. 33})$$

Así mismo, la varianza es calculada mediante la Ecuación 34.

$$E[(X - \mu)^2] = \sigma^2 = \frac{\pi^2}{6\alpha^2} \quad (\text{Ec. 34})$$

Por otra parte, la estimación de los parámetros de la distribución Gumbel por el método de la Máxima Verosimilitud ML require la representación de su función de verosimilitud (Ec. 35) y su logaritmo como lo describe Vaskôva (2001), según la Ecuación 36.

$$L(\alpha, \beta) = \prod_{i=1}^N \alpha^N e^{-\alpha(x_i-\beta)-e^{-\alpha(x_i-\beta)}} = \alpha^N e^{-\alpha \sum_{i=1}^n (x_i-\beta) - \sum_{i=1}^N e^{-\alpha(x_i-\beta)}} \quad (\text{Ec. 35})$$

$$\ln L(\alpha, \beta) = N \ln \alpha - \alpha \sum_{i=1}^N (x_i - \beta) - \sum_{i=1}^N e^{-\alpha(x_i - \beta)} \quad (Ec. 36)$$

Según Vaskôva (2001), al derivar la Ecuación 35 respecto del parámetros β se obtiene la Ecuación 37, que igualada a cero permite obtener el parámetro β , tal como se expresa en la Ecuación 38.

$$\frac{\partial \ln L}{\partial \beta} = N\alpha - \alpha \sum_{i=1}^N e^{-\alpha(x_i - \beta)} \quad (Ec. 37)$$

$$\beta = \frac{1}{\alpha} \ln \left[\frac{N}{\sum_{i=1}^N e^{-\alpha x_i}} \right] \quad (Ec. 38)$$

Al derivar la Ecuación 36 respecto del parámetro α se obtiene la Ecuación 39, de manera que el parámetro α resulta de suponer que μ es la media de la serie de datos (x_1, \dots, x_N) , como lo describe la Ecuación 40, en donde al sustituir $e^{\alpha\beta}$ en la Ecuación 40, se obtiene la Ecuación 41

$$\frac{\partial \ln L}{\partial \alpha} = \frac{N}{\alpha} - \sum_{i=1}^N (x_i - \beta) + \sum_{i=1}^N (x_i - \beta) e^{-\alpha(x_i - \beta)} \quad (Ec. 39)$$

$$\frac{\partial \ln L}{\partial \alpha} = \frac{N}{\alpha} - N(\mu - \beta) + e^{\alpha\beta} \sum_{i=1}^N (x_i - \beta) e^{-\alpha x_i} \quad (Ec. 40)$$

$$\frac{1}{\alpha} = \mu - \frac{\sum_{i=1}^N x_i e^{-\alpha x_i}}{\sum_{i=1}^N e^{-\alpha x_i}} \quad (Ec. 41)$$

Por lo tanto, α se obtiene por métodos iterativos hasta que las dos partes de la Ecuación converjan al mismo valor de α , si en β obtenido al sustituir el valor de α en la Ecuación 38.

Finalmente, el método ML ha sido aplicado para la estimación de parámetros en las funciones de distribución GEV, Log Normal y Gumbel (Karim & Chowdhury, 1995; Vaskôva, 2001; Botero & Francés, 2010), por lo cual ha sido empleado en esta investigación.

3.5.4. Distribución de Valor Extremo Generalizado GEV

Las formas de distribución de valores extremos fueron combinadas en una sola distribución de Von Mises (1936), la cual se conoce como distribución GEV por sus siglas en inglés (Generalized Extreme Value). La distribución GEV de tres parámetros fue introducida por Jen-Parkinson (1955) y se utiliza comúnmente para el análisis de la frecuencia de los valores extremos (Markiewicz et al., 2006; Leclerc & Ouarda, 2007). GEV es considerada como la distribución más precisa para la estimación de parámetros y cuantiles (Condon et al., 2014; Khaliq et al., 2006; Cunderlik & Burn, 2003; Madsen et al., 1997; Leadbetter et al., 1983), logrando una amplia aceptación para la obtención de datos hidrológicos extremos como las crecidas y precipitaciones (Saf, 2010), lo que ha significado que se considere como una herramienta estándar en la modelación de caudales pico para series de máximos anuales (Morrison & Smith, 2002) y comúnmente aplicada para la evaluación del escalamiento de crecidas (Villarini, 2010).

La probabilidad acumulada $F(x)$ de la distribución GEV y su función de densidad $f(x)$, se describen como lo indican la Ecuaciones 42 y 43, respectivamente.

$$F(x) = e^{-\left\{1 - \frac{k(x-\beta)}{\alpha}\right\}^{\frac{1}{k}}} \quad k \neq 0 \quad (\text{Ec. 42})$$

$$f(x) = \frac{dF(x)}{dx} = \frac{1}{\alpha} \left[1 - \frac{k(x-\beta)}{\alpha}\right]^{\frac{1}{k}-1} F(x) \quad (\text{Ec. 43})$$

en donde α es el parámetro de escala, β el de posición y, κ corresponde al parámetro de forma de la distribución GEV. Cuando el parámetro $\kappa=0$ $-\alpha < x < \alpha$, corresponde a la distribución Gumbel (EV1), así mismo cuando $\kappa < 0$ $\beta + \alpha/\kappa \leq x < \alpha$, la distribución GEV converge a distribución Frechet (EV2) y cuando $\kappa > 0$ $-\alpha < x \leq \beta + \alpha/\kappa$, sigue la distribución Weibull (EV3).

Por otra parte, el cuantil x_p que corresponde al nivel de probabilidad p , se expresa como se indica en la Ecuación 44.

$$x_p = \beta + \frac{\alpha}{k} \{1 - [\ln p]^k\} \quad (\text{Ec. 44})$$

Para efectos de la estimación de los parámetros mediante ML, se presentan las ecuaciones 45, 46 y 47.

$$\frac{1}{\alpha} \sum_{i=1}^N \left[\frac{1 - k - (x_i)^{1/k}}{x_i} \right] = 0 \quad (\text{Ec. 45})$$

$$-\frac{N}{\alpha} + \frac{1}{\alpha} \sum_{i=1}^N \left[\frac{1 - k - (x_i)^{1/k}}{x_i} \left(\frac{x_i - \beta}{\alpha} \right) \right] = 0 \quad (\text{Ec. 46})$$

$$-\frac{1}{k^2} \sum_{i=1}^N \left\{ \ln x_i \left[1 - k - (x_i)^{\frac{1}{k}} \right] + \frac{1 - k - (x_i)^{\frac{1}{k}}}{x_i} k \left(\frac{x_i - \beta}{\alpha} \right) \right\} = 0 \quad (\text{Ec. 47})$$

Por lo tanto, el criterio de convergencia se establece según lo indican las ecuaciones 48, 49 y 50:

$$\frac{\sum_{i=1}^N e^{-\left[-\ln\left(1 - \left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)k\right)^{\frac{1}{k}} \right] + \left(k - \ln\left(1 - \left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)k\right)^{\frac{1}{k}} \right)} - (1 - k) \sum_{i=1}^N e^{k - \ln\left(1 - \left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)k\right)^{\frac{1}{k}}}}{\hat{\alpha}} \approx 0 \quad (\text{Ec. 48})$$

$$\frac{1}{\alpha} \left(\frac{N - \sum_{i=1}^N e^{-\ln\left(1 - \left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)k\right)^{\frac{1}{k}}} + \sum_{i=1}^N e^{-\left[-\ln\left(1 - \left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)k\right)^{\frac{1}{k}} \right] + \left(k - \ln\left(1 - \left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)k\right)^{\frac{1}{k}} \right)} - (1 - k) \sum_{i=1}^N e^{k - \ln\left(1 - \left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)k\right)^{\frac{1}{k}}}}{\hat{\beta}} \right) \approx 0 \quad (\text{Ec. 49})$$

$$\frac{1}{k} \left\{ \left(N - \sum_{i=1}^N -\ln \left[1 - \left(\frac{x - \beta}{\alpha} \right) k \right]^{\frac{1}{k}} + \sum_{i=1}^N -\ln \left[1 - \left(\frac{x - \beta}{\alpha} \right) k \right]^{\frac{1}{k}} e^{-\left[-\ln\left(1 - \left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)k\right)^{\frac{1}{k}} \right]} \right) - \left(\frac{N - \sum_{i=1}^N e^{-\left[-\ln\left(1 - \left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)k\right)^{\frac{1}{k}} \right]} + \sum_{i=1}^N e^{-\left[-\ln\left(1 - \left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)k\right)^{\frac{1}{k}} \right] + \left[k - \ln\left(1 - \left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)k\right)^{\frac{1}{k}} \right]} - (1 - k) \sum_{i=1}^N e^{k - \ln\left[1 - \left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)k \right]^{\frac{1}{k}}}}{\hat{\alpha}} \right) \right\} \approx 0 \quad (\text{Ec. 50})$$

3.5.5. Distribución LogNormal y parámetros

La distribución LogNormal ha sido valorada por sus resultados rigurosos en la estimación de la probabilidad (Kuczera, 1999) y presenta un mejor ajuste para muestras complejas, dado que su modelo de dos parámetros facilita simplificaciones cuando se trata de procesos de regionalización de curvas de frecuencia de crecidas (Franks & Kuczera, 2002).

En este contexto, una serie de datos x_1, x_2, \dots, x_N , se encuentra distribuida de forma LogNormal, cuando $y = \ln x$. Por lo tanto, su función de densidad de probabilidad, se describe como se presenta en la Ecuación 51.

$$f(x) = \frac{1}{x\sigma_\alpha\sqrt{2\pi}} e^{-\left[\frac{(y-\mu_\beta)^2}{2\sigma_\alpha^2}\right]} \quad (Ec. 51)$$

donde $\mu_\beta = \widehat{\mu}_\beta = \beta$ corresponde a la media (parámetro de posición), y $\sigma_\alpha = \widehat{\sigma}_\alpha = \alpha$ es la desviación estándar del logaritmo de la serie (parámetro de escala). De manera que los parámetros de posición y escala mediante ML se expresan según las ecuaciones 52 y 53, respectivamente.

$$\beta = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^N \ln x_i \quad (Ec. 52)$$

$$\sigma_\alpha^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\ln x_i - \beta)^2 \quad (Ec. 53)$$

Por lo tanto, el cuantil x_i puede ser estimado a partir de la Ecuación 54.

$$K = \frac{w - 2.515517 + 0.802853w + 0.0103128w^2}{1 + 1.432788w + 0.189269w^2 + 0.001308w^3} \quad (Ec. 54)$$

en este caso, K corresponde al factor de frecuencia y $w = \left[\ln\left(\frac{1}{p^2}\right)\right]^{1/2}$, con p probabilidad de excedencia $0 < p < 0.5$ y periodo de retorno T . De manera que para T , la probabilidad se representa como $p = 1/T$.

4. Resultados y discusión

4.1. Variables hidroclimáticas

A partir de la información reportada por las estaciones hidroclimáticas dentro de la cuenca del Río Combeima se identifica que la precipitación y la temperatura disminuyen en función del incremento de la elevación (Figura 17). Así mismo, el óptimo pluviográfico se localiza alrededor de los 1,500 m.s.n.m.

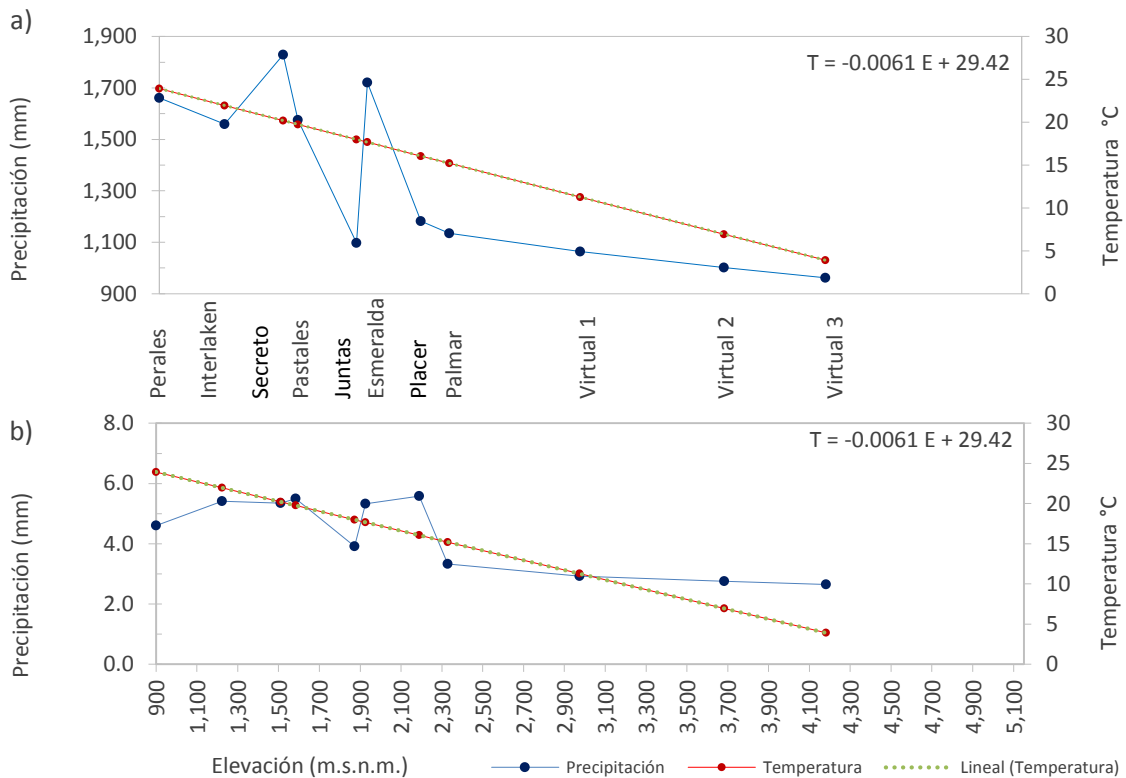


Figura 17. Variación de la precipitación y temperatura con la elevación periodo 1971-2012 ; a) Escala anual ; b) Escala diaria

Dentro de los análisis exploratorios de la información hidroclimática, se realizó el análisis Doblemente Acumulado, en donde se homogenizaron las series de precipitaciones y posteriormente se correlacionaron con el escurrimiento superficial del Río Combeima (Figura 18). De esta forma, se encontró que la mejor calidad de los registros se ubica en el periodo 1981-2012, y por lo tanto, este resulta ser adecuado para realizar la calibración y validación del modelo hidrológico.

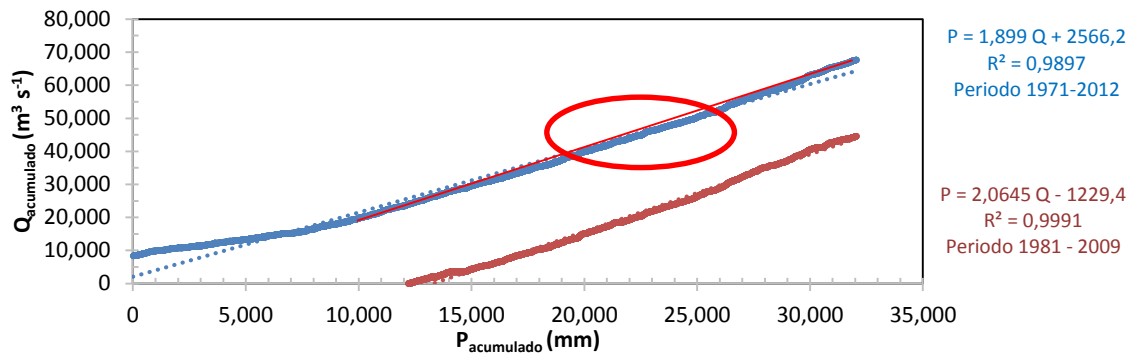


Figura 18. Correlación escorrentía – precipitación en la cuenca del Río Combeima

Por otra parte, para conocer la temperatura en las estaciones en las que no se contaba con registro de esta variable. Por lo tanto, se aplicó la relación de escalamiento de altura por temperatura para Colombia (Poveda et al., 2007b) y a partir de ésta, se estimó la evapotranspiración con base en los registros de la estación Perales (21245040), mediante la aplicación del método de Turc (Turc, 1955; 1962).

En el caso del comportamiento de los caudales del Río Combeima, la estación Montezuma del IDEAM (21217180) reporta una serie de caudales diarios cuyo promedio diario es de $5.23 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y el promedio de los máximos de $26.95 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Figura 19). Estas series fueron útiles en el proceso de implementación y posterior calibración del modelo hidrológico.

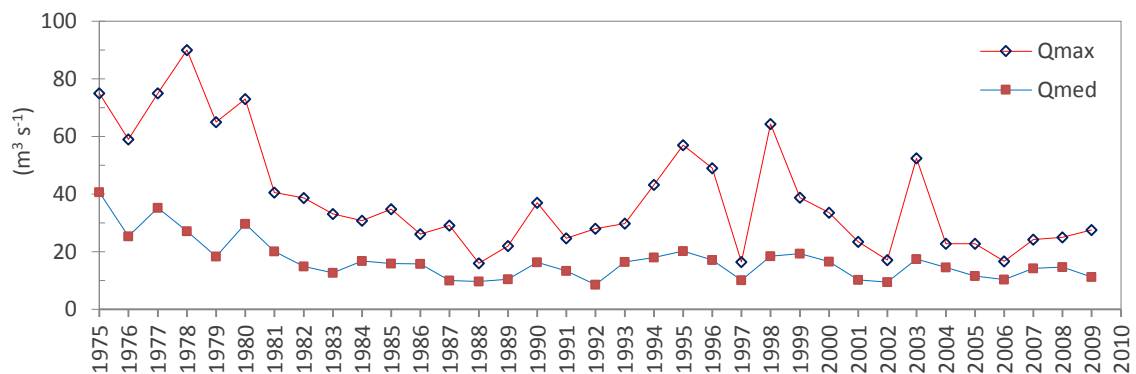


Figura 19. Caudales medios y máximos del Río Combeima

Así mismo, en el Río Combeima se identificó que el caudal mínimo corresponde al 20% del caudal medio, lo cual coincide con el escalamiento de caudales en Colombia reportado por Poveda et al (2007c) y Mesa et al (2006) (Figura 20).

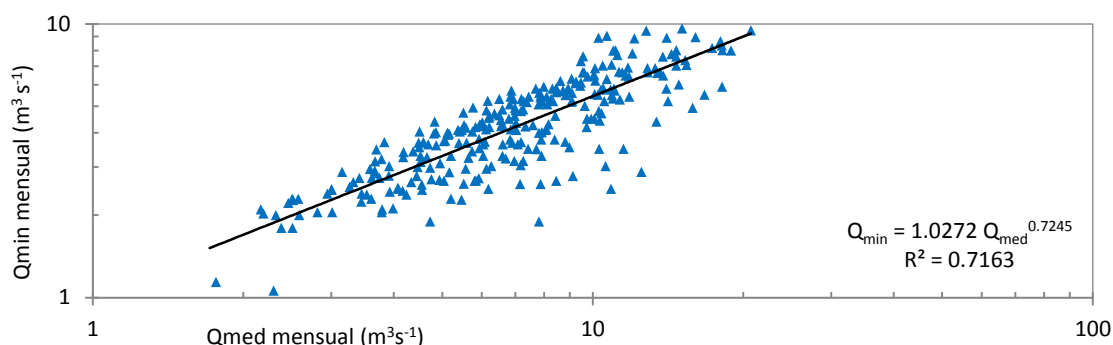


Figura 20. Relación entre los caudales medios y mínimos de la cuenca del Río Combeima

4.1.1. Detección de tendencias

Tal como se indicó en el numeral 3.3., se aplicó el test Mann-Kendall para identificar tendencias en las variables hidroclimatológicas (precipitaciones, temperatura y caudal). Para tal fin se utilizó la herramienta Makesens 1.0, desarrollada por el Finnish Meteorological Institute (2002) y los resultados se presentan en la Tabla 16 y las Figuras 21, 22 y 23. En este caso, la hipótesis nula H_0 es aceptada para un nivel de significancia $p=0.005$, y para un nivel de confianza del 95%, Z_{MK} adopta valores positivos cuando la tendencia presenta pendiente positiva y negativos para pendiente negativa.

Tabla 16. Detección de tendencias en variables hidroclimatológicas periodo 1971 - 2012

Parámetro	Estación	Test Z_{MK}	Tendencia para $\alpha=0.05$
Precipitación	Palmar	-0.08	Decreciente (↓)
	Juntas	-1.35	Decreciente (↓)
	Placer	0.50	Creciente (↑)
	Pastales	-2.30	Decreciente (↓)
	Secreto	1.19	Creciente (↑)
	Esmeralda	0.45	Creciente (↑)
	Interlaken	-0.08	Decreciente (↓)
	Perales	0.09	Decreciente (↓)
Temperatura	Perales	0.11	Creciente (↑)
Caudal Max	Montezuma	-3.14	Decreciente (↓)
Caudal diario	Motenzuma	-3.93	Decreciente (↓)

Con base en los resultados presentados en la Tabla 16 se identifica tendencia decreciente de las precipitaciones en la parte alta de la cuenca del Río Combeima. Esto corresponde a las estaciones: El Palmar, Juntas y Pastales. Mientras que, en la parte media de la cuenca las estaciones Secreto y Esmeralda presentan precipitaciones con tendencia creciente. Así mismo, se encontró que las estaciones ubicadas en la ciudad de Ibagué presentan tendencia decreciente en las precipitaciones y tendencia creciente en la temperatura, lo cual confirma lo reportado por el Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC en la región andina colombiana, en donde se indican tendencias a la disminución de las precipitaciones e incremento de la temperatura media (Figuras 21 y

22). Por lo tanto, desde el punto de vista estadístico, se observa influencia de variabilidad climática en la zona de estudio.

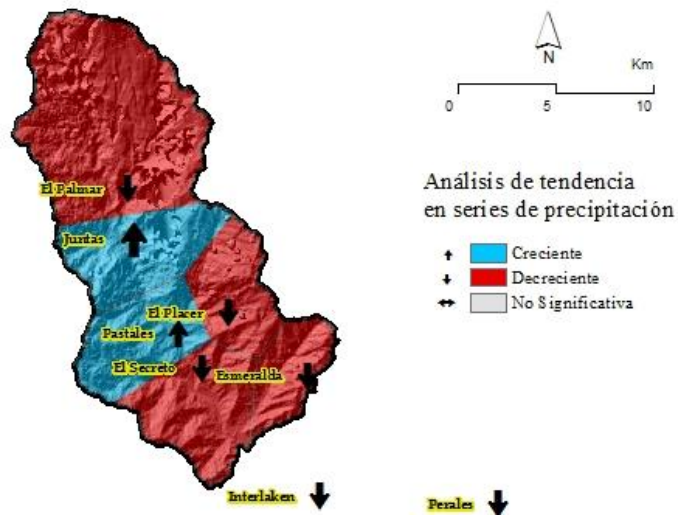


Figura 21. Identificación de tendencias en la precipitación de la cuenca del Río Combeima

Así mismo, es necesario reconocer el aporte del efecto de los cambios de uso del suelo sobre el régimen de caudales en la cuenca, de manera que para tal fin, en los numerales 4.3. y 4.5. se presenta la respuesta hidrológica del Combeima en escenarios de uso del suelo.

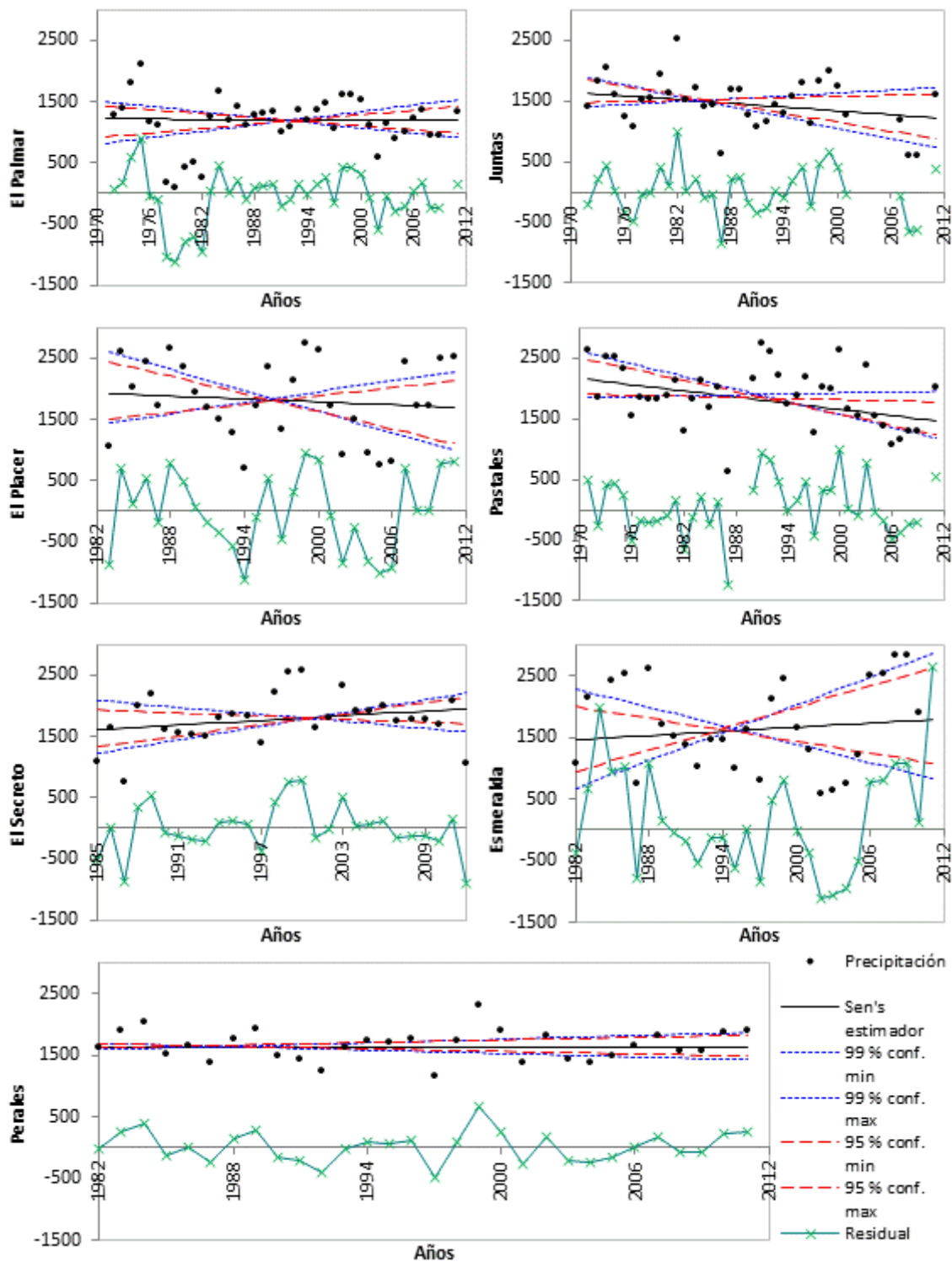


Figura 22. Detección de tendencias en las precipitaciones de la cuenca del Río Combeima

Por otra parte, se detectó tendencia decreciente en los registros de caudales del Río Combeima, lo cual podría estar relacionado con la tendencia a la disminución de las precipitaciones en la zona (Figuras 22 y 23). El mismo comportamiento se observa para el caso de la quebrada Cay, en donde se identifica tendencia creciente en precipitación

(Estación Placer – Figura 22) y en los caudales diarios y máximos (Estación Bocatoma – Figura 23).

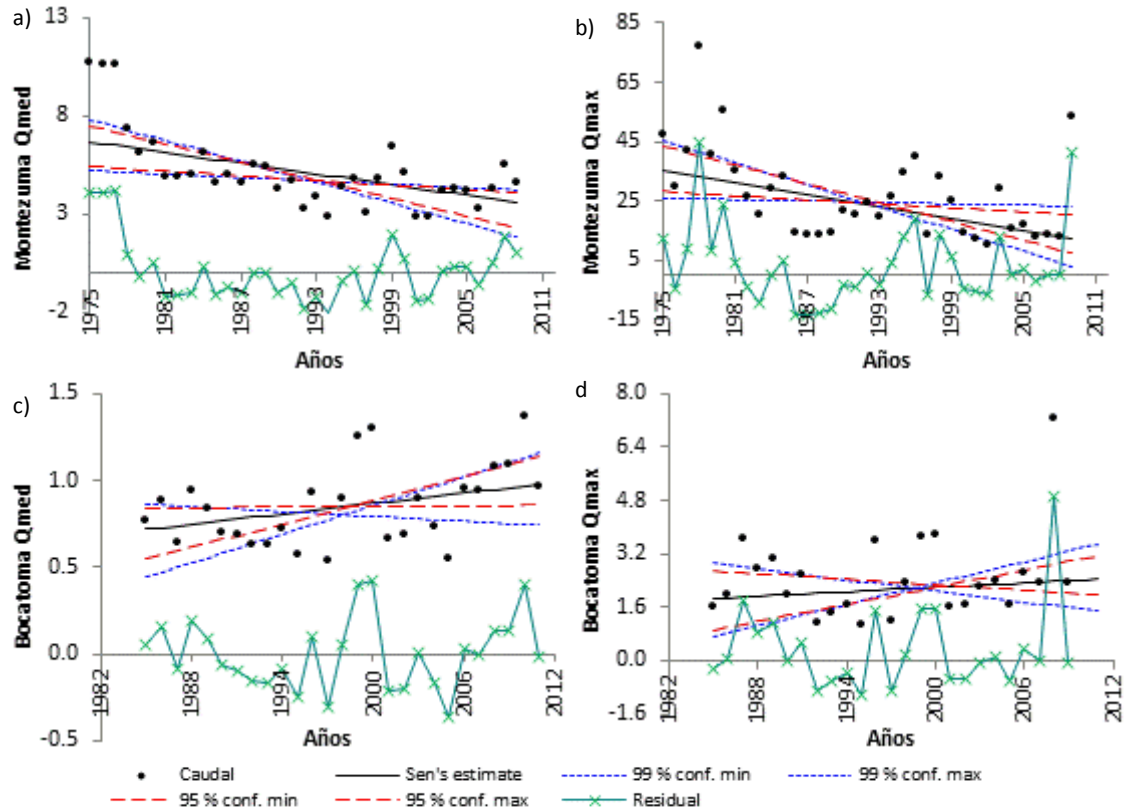


Figura 23. Detección de tendencias en caudales en la cuenca del Río Combeima

4.2. Simulación de cambios de uso del suelo en el régimen de crecidas

Como se indicó en el numeral 3.2.3., se contó con los mapas de uso del suelo en la cuenca del Río Combeima de los años 1991, 2000, 2002 y 2007. De manera que se realizó la reclasificación de coberturas, tal como se presenta en la Figura 24 y Tabla 17, en donde se puede observar la potencial evolución de las coberturas hacia el escenario de simulación Esc1.

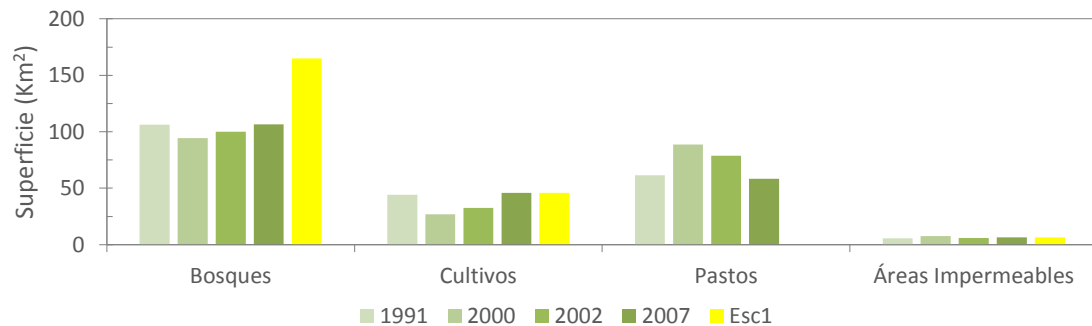


Figura 24. Evolución cambios de uso del suelo en la cuenca del Río Combeima mediante recategorización de coberturas

Según los valores presentados en las Figuras 24 y 25, se observa que en el año 1991 la cobertura dominante en el área de la cuenca corresponde a los bosques. Posteriormente, en el año 2000 se identifica la disminución de los bosques y crecimiento de zonas dedicadas a pastizales. Así mismo, se observa transición de las áreas de cultivos en la zona media baja de la cuenca hacia pastizales en el mismo periodo. Sin embargo, entre los años 2000 a 2002 se observa aumento de las áreas dedicadas a los bosques en la cuenca y paralelamente crecimiento de las zonas de cultivo, lo cual condujo a la disminución de las superficies de pastizales. Dicho comportamiento, podría tener relación con la implementación de las políticas de reforestación promovidas por la autoridad ambiental local.

Tabla 17. Evolución usos del suelo por áreas en Km²

Uso del suelo	Periodos			
	1991	2000	2002	2007
Bosques	106.27	94.43	100.11	106.48
Cultivos	44.16	26.78	32.53	45.91
Pastos	61.39	88.62	78.76	58.44
Áreas Impermeables	5.46	7.46	5.89	6.46

En el periodo 2002-2007 se observa aumento de las zonas boscosas y crecimiento de los cultivos, de manera que la cuenca se aproxima a las condiciones observadas para el año 1991 y de la misma manera ocurre para el escenario planteado en los planes de ordenamiento (Esc1), los cuales proponen una mayor conservación y reforestación de la cuenca.

En este caso, las áreas en las que se presentan cambios en el uso del suelo podrían resultar pequeñas para identificar efectos sobre los caudales en la cuenca. Sin embargo, Fohrer et al. (2001) y Weber et al. (2001) reportan observaciones con áreas similares de evolución de los usos del suelo a las analizadas en el caso del Río Combeima, o incluso más pequeñas (Fohrer et al. 2002). Así mismo, Manashi et al. (2017) y Legesse et al. (2003) reportan efectos de cambios de uso del suelo en periodos de once años como el presente caso de estudio. Además, Wheeler et al. (2008) y Marshall et al. (2014) han encontrado que el efecto de cambios de usos del suelo se puede observar mejor en áreas pequeñas (12 Km²) y en la meso escala (240 Km²) (Geris et al., 2015); (McIntyre et al., 2012). Por lo tanto, considerando que dentro de los objetivos de la tesis se espera evaluar los efectos del cambio de uso del suelo en la cuenca del Río Combeima, el tamaño de las áreas analizadas y los periodos de observación generales de los cambios de uso del suelo resultan ser aceptables para el análisis propuesto.

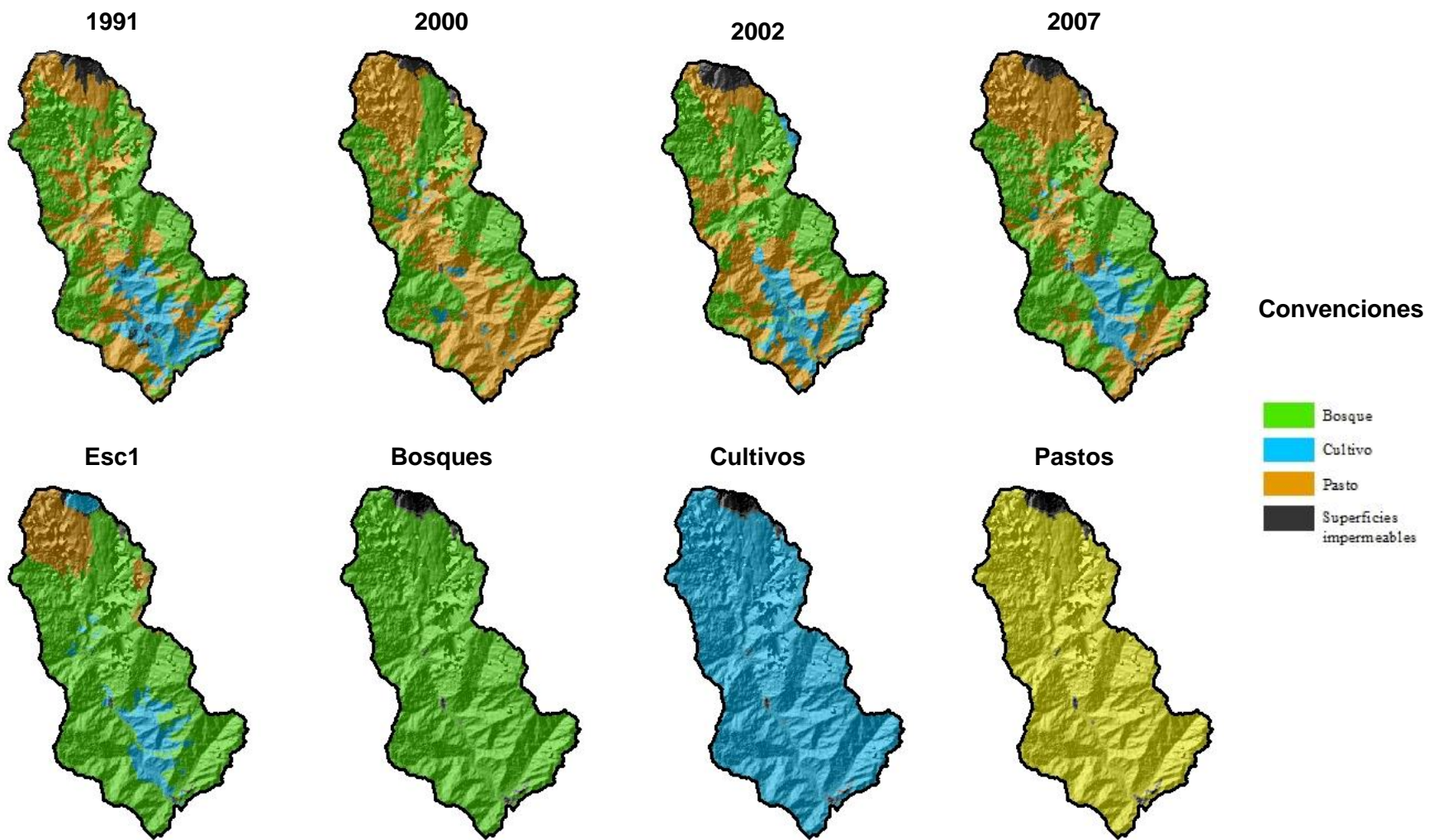


Figura 25. Escenarios de simulación de cambios de uso de suelo en la cuenca del Río Combeima

Posteriormente, se implementó el modelo hidrológico distribuido TETIS para conocer la respuesta de la cuenca ante los cambios de uso del suelo en el periodo 1991-2007, de manera que se encontró que los años con mayores áreas dedicadas a bosques (1991 y 2007) presentan caudales máximos menores que los años en los que aumentó la cobertura de pastos y disminuyeron los cultivos y bosques (2000-2002), lo cual se representa en la Figura 26.

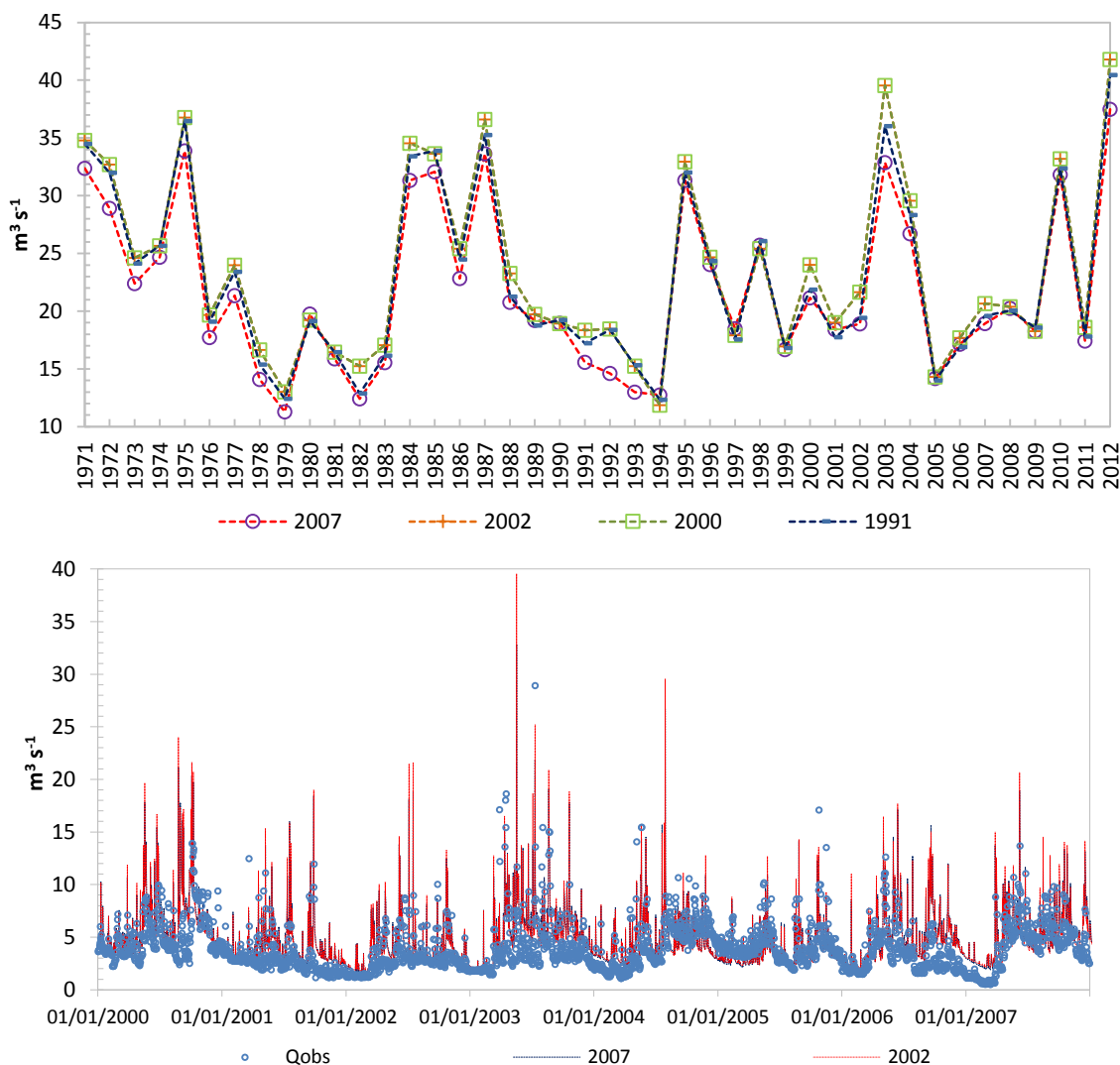


Figura 26. Caudales máximos anuales simulados en la cuenca del Río Combeima en escenario de cambios de uso del suelo

Por lo tanto, en la Figura 27 se presentan los resultados de las simulaciones de los escenarios de cobertura homogénea en la cuenca para las categorías de bosques, cultivos y pastos, en donde además se incluye la simulación del escenario de planificación Esc1 y la simulación de coberturas actuales (2007). Por lo tanto, los resultados presentados en las Figuras 28 y 29 muestran que los cuantiles de las

crecidas son mayores para el caso de coberturas de pastos, mientras que disminuyen para usos de bosques y cultivos, lo cual confirma lo reportado por (Eckhardt et al., 2003; Hundecha & Bárdossy, 2004; Nelson et al., 2006; Elfert & Bormann, 2010; Stehr et al., 2010; Cunderlik et al., 2011), quienes observaron disminución de los picos de las crecidas en escenarios de reforestación. Así mismo, Mao & Cherkauer (2009) reportaron incremento de los picos en el caso de conversión de bosques a pastizales. Este comportamiento está asociado a los valores de las propiedades hidráulicas del suelo Hu y Ks (Fig. 28 y 29). En este sentido, con base en los mapas históricos de la evolución de los usos del suelo en la cuenca del Río Combeima, las áreas de pastizales aumentaron 37.5% mientras que los bosques y cultivos disminuyeron en 32.1 y 6.2% respectivamente, en los escenarios correspondientes a los años 1991 y 2000. A partir de los resultados obtenidos de la simulación de hidrológica, dichos cambios produjeron incremento del 2.1% del caudal máximo anual. De la misma forma, en el escenario 2007 las áreas de bosque y cultivos aumentaron en 7.0% y 55.9%, mientras que las zonas de pastizales disminuyeron en 30.5% comparado con el escenario 2000. Adicionalmente, los cambios en los usos del suelo registrados en los escenarios 2000 y 2007 produjeron disminución del 7.0% en el caudal máximo anual. Similares resultados fueron reportadas por Robinson et al. (2003) en observaciones realizadas en cuencas pareadas. En contraste a este comportamiento, no se identificaron diferencias ostensibles en la magnitud de los caudales de los escenarios 2000 y 2002, comportamiento que fue igualmente observado por Andréassian (2004) y Geris et al. (2015). Estos resultados coinciden con los hallazgos reportados por Bormann & Klaassen (2008), indicando que los cambios en el uso modifican las propiedades hidráulicas del suelo como la infiltración y la conductividad hidráulica saturada, lo cual se produce de forma gradual (Gupta et al., 2006; Bormann & Klaassen, 2008; Zhou et al., 2008).

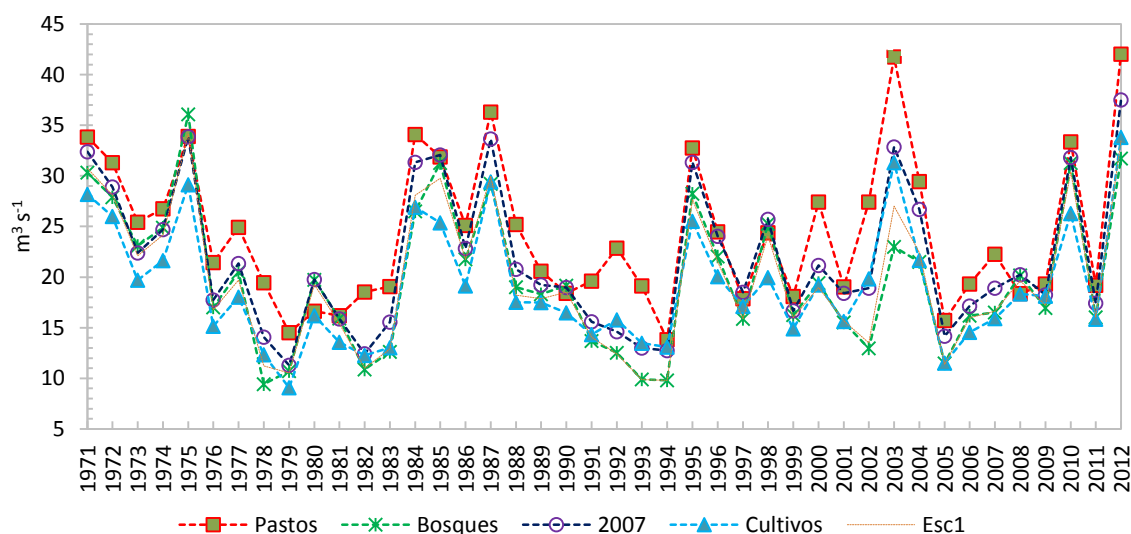


Figura 27. Caudales máximos anuales en escenarios de simulación de cobertura homogénea

En las simulaciones de coberturas homogéneas (Figura 27) se identifican más claramente sus diferencias sobre la magnitud de los caudales. El caudal máximo anual medio para el escenario de bosques es 12.4% más bajo, comparado con el escenario de pastos. Al comparar los escenarios de bosques y cultivos, se observa que el caudal máximo anual presenta una disminución promedio del 10.3%. Efecto opuesto puede ser observado al contrastar los escenarios de cultivos y pastos, en donde se observa incremento del 24.4% en la magnitud de los caudales máximos anuales cuando se trata de la transición de cultivos a pastos. Resultados similares fueron encontrados por Hundecha and Bárdossy (2004), Mao and Cherkauer (2009), Stehr et al. (2010), Udawatta et al. (2002) y Lovell and Sullivan (2006).

Las variaciones porcentuales halladas como efecto de los cambios de uso del suelo sobre los caudales máximos en el Combeima son bajas. Sin embargo, son coherentes con las variaciones encontradas en otros casos de estudio en donde se reportan variaciones inferiores al 5 % (Lørup et al., 1998), y en algunos casos no es posible identificar dicho efecto sobre los caudales (Andréassian, 2004 ; Geris et al., 2015). Por lo tanto, considerando la alta complejidad de los procesos de generación de escorrentía superficial a escala de cuenca (Beven et al., 1988) estos resultados podrían ser valiosos dentro del proceso de evaluación de los cambios de uso del suelo en el régimen de crecidas.

En este contexto, a partir de la simulación hidrológica y mediante la variación de las propiedades hidráulicas del suelo como medio para representar los cambios en el uso del suelo en el área de la cuenca se logró identificar que los caudales máximos anuales son mayores para valores bajos de las variables Hu , Ks y Kss (Figuras 28, 29 y 30), y a su vez, dichos valores se relacionan con coberturas de pastizales en este estudio. Caso contrario, altos valores de Hu , Ks y Kss se relacionan con coberturas como bosques y cultivos, tal como lo reportaron (Gilliam, 1994; Udawatta et al., 2002; Zreig et al., 2003; Lovell & Sullivan, 2006; Kumar et al., 2008).

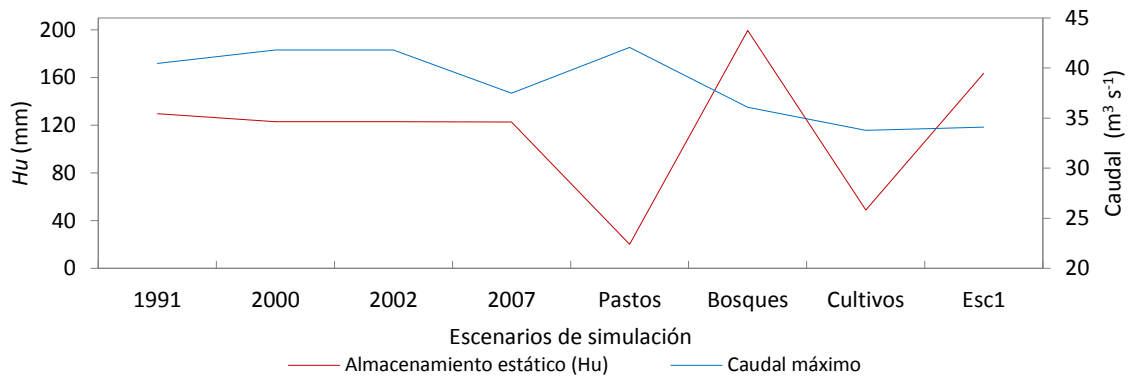


Figura 28. Relación entre H_u y el caudal máximo anual

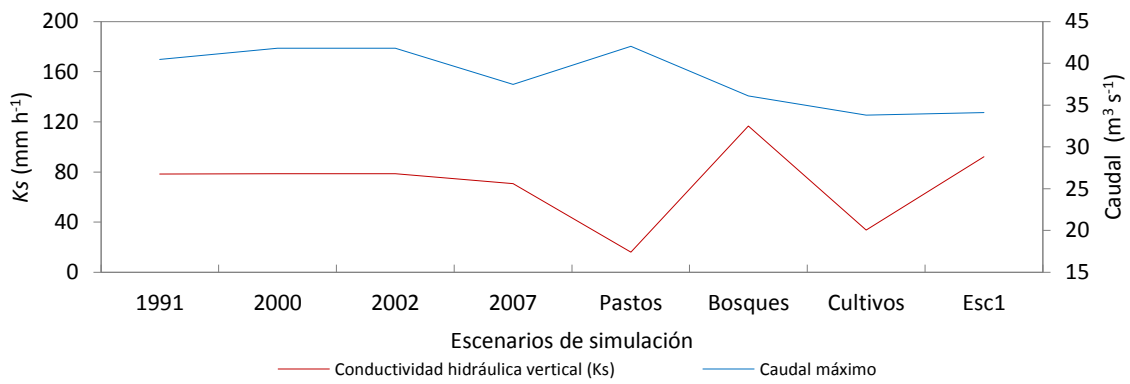


Figura 29. Relación entre K_s y el caudal máximo anual

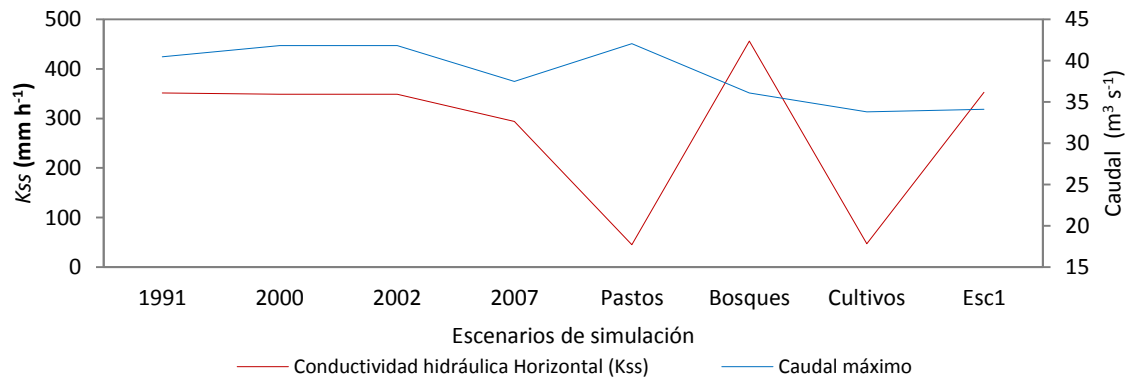


Figura 30. Relación entre K_{ss} y el caudal pico

4.3. Escalamiento de crecidas a partir de las propiedades hidráulicas del suelo

Dentro del desarrollo de la tesis se realizan simulaciones bajo diferentes patrones de distribución de las características hidráulicas del suelo y distribución de la precipitación, con el propósito de identificar el comportamiento escalable en configuraciones diferentes a la del sistema natural analizado. De manera que la simulación de escenarios permite evaluar un espectro más amplio en la distribución de los parámetros del suelo en una cuenca, como casos extremos o potenciales dentro de una gran variedad de posibilidades en los sistemas reales (Ej: Weber et al. (2001).

En el numeral 3.4 se presentó el proceso de comprobación del escalado simple amplio, de manera que es posible explicar la variabilidad espacial de los procesos de las crecidas considerando las propiedades hidráulicas del suelo Hu y Ks como escala de referencia para el escalamiento del caudal máximo anual.

En este caso, la comprobación del escalado simple amplio se dará cuando se presenta invarianza de los caudales máximos anuales con la escala Hu , de manera que su manifestación corresponde al ajuste lineal log-log, de los momentos m_r de orden r y escala Hu , tal como se presenta en la Figura 31. De manera que es posible escalar el caudal máximo en una cuenca considerando como escala el contenido de agua en el suelo Hu .

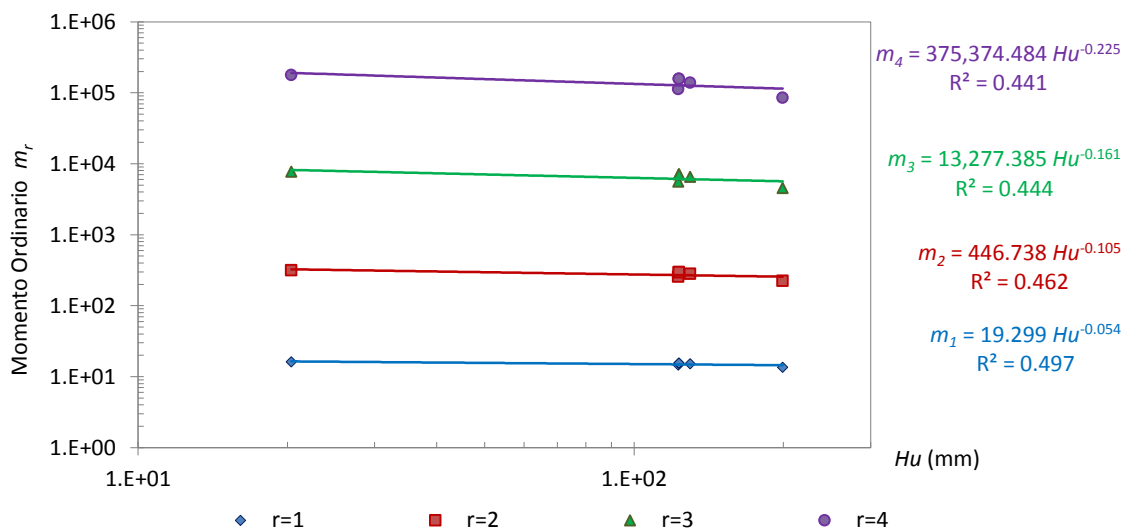


Figura 31. Comprobación de escalamiento simple amplio de Hu , en el régimen de crecidas

De la misma manera se comprobó el escalamiento simple amplio para la conductividad hidráulica saturada vertical K_s y horizontal K_{ss} , tal como se presenta en las Figuras 32 y 33. En dichas Figuras, las líneas que unen los momentos m_r representados por puntos indican el valor del exponente de escala α_r de cada orden r .

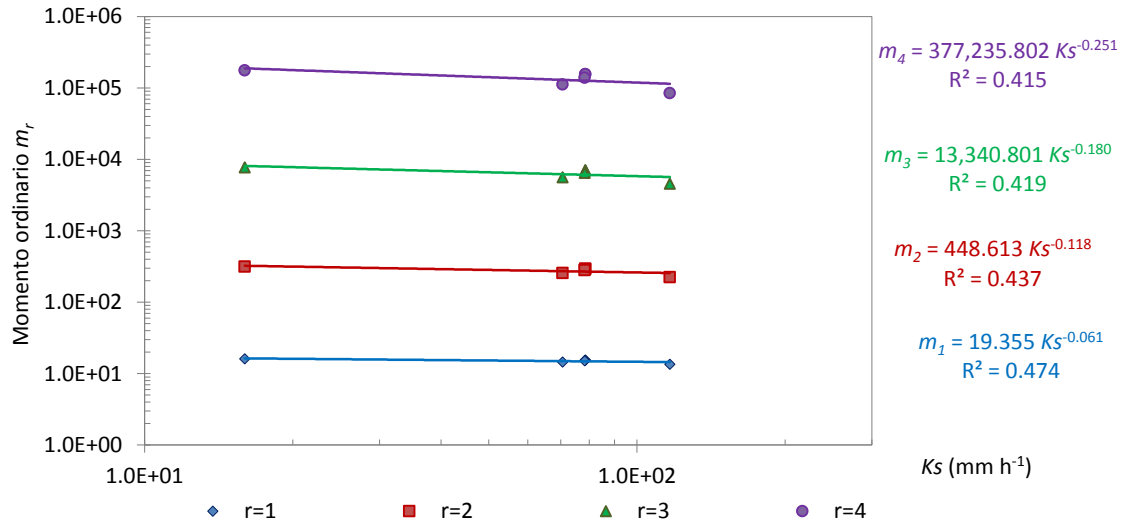


Figura 32. Comprobación de escalamiento simple amplio de K_s , en el régimen de crecidas

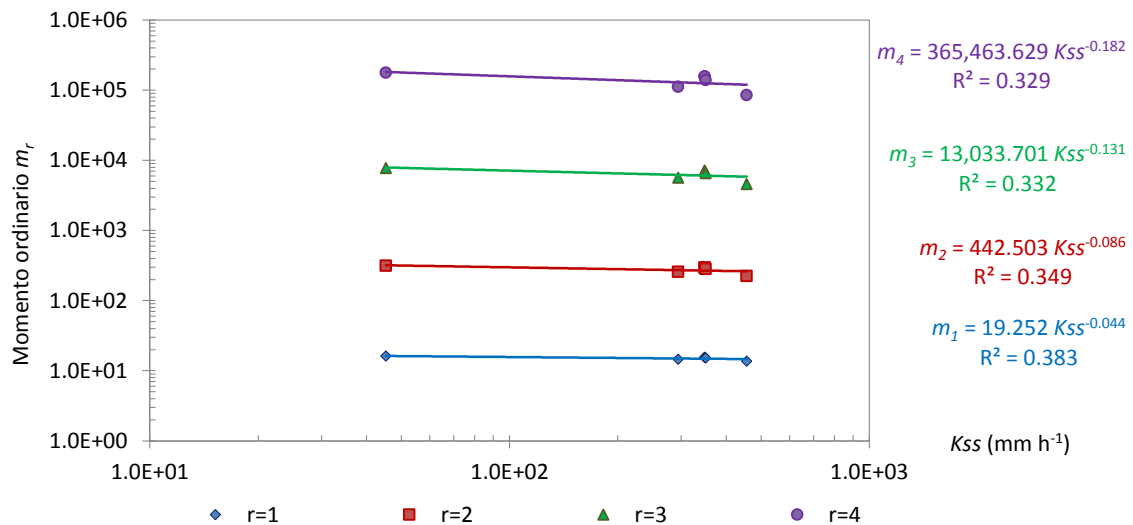


Figura 33. Comprobación de escalamiento simple amplio de K_{ss} , en el régimen de crecidas

Con base en lo anteriormente expuesto y los valores de los coeficientes de escala α (Tabla 18), se presenta el comportamiento escalar manifestado por el ajuste lineal de los exponentes de escala α_r para H_u , K_s y K_{ss} , en donde, se demuestra que es posible la aplicación del escalamiento simple amplio y dada la suave pendiente que describen los momentos de orden r , se puede comprobar que el escalamiento simple es más débil que el escalamiento estricto (Burlando & Rosso, 1996), aún más para el caso de K_{ss} (Figura 34c), respecto de H_u y K_s (Figura 34a y b).

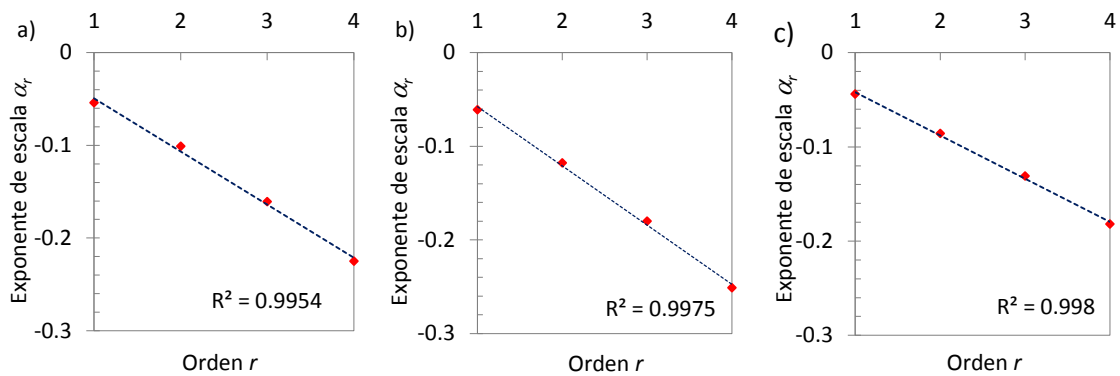


Figura 34. Exponentes de escala α y orden r para diferentes a) Hu ; b) Ks ; c) Kss - Régimen de crecidas

Tabla 18. Valores exponentes de escala α en el régimen de crecidas

Orden r	α_r estimado		
	Hu	Ks	Kss
1	-0.054	-0.061	-0.044
2	-0.101	-0.118	-0.086
3	-0.161	-0.18	-0.131
4	-0.225	-0.251	-0.182
R^2	0.995	0.9975	0.998

De esta forma, se cumple para los caudales máximos anuales la propiedad de invarianza con las escalas Hu , Ks y Kss en el régimen de crecidas, lo cual se expresa mediante las ecuaciones 55, 56 y 57, las cuales, resultan de considerar que la intercepción $a_r = \log m_r(1)$, la cual se obtiene definiendo $\lambda=1$.

$$Q_{Hu} \stackrel{\text{def}}{=} a_r Hu^\alpha \quad (\text{Ec. 55})$$

$$Q_{Ks} \stackrel{\text{def}}{=} a_r Ks^\alpha \quad (\text{Ec. 56})$$

$$Q_{Kss} \stackrel{\text{def}}{=} a_r Kss^\alpha \quad (\text{Ec. 57})$$

o de forma simplificada, al considerar S como la escala que en este caso puede ser Hu , Ks ó Kss , la expresión se describe como $Q_{\lambda S} \stackrel{\text{def}}{=} a_{rS} \lambda S^\alpha$, donde a_{rS} es la pendiente de la relación lineal de $\log Q$ y $\log S$.

4.3.1. Evaluación del efecto de la organización

Como parte de las pruebas de simulación en una cuenca hipotética basada en la información de la cuenca del Río Combeima se comprobó el escalamiento de las crecidas a partir de las propiedades hidráulicas del suelo y se probó la variación en la organización de los parámetros Hu y Ks , considerando una distribución Beta para Hu y LogNormal para Ks , tal como se indicó en el numeral 3.4.1. Así mismo, se clasificaron los valores de Hu y Ks correspondientes a las coberturas homogéneas de bosques, cultivos y pastos, construyendo una matriz de valores para Hu y Ks con iguales medias μ y coeficientes de variación CV (Tabla 19), lo cual se obtuvo mediante el uso de MatLab.

Tabla 19. Representación de valores de Hu y Ks con iguales medias μ y coeficientes de variación CV en la cuenca hipotética

Usos del suelo	Escenarios	μHu	$CV Hu$	μKs	$CV Ks$
Bosques	Random Slope	80.3058	0.1011	70.5952	0.1006
	Ind.Topo A0	80.2010	0.3257	70.6000	0.3258
	A135 A45	80.5385	0.5050	70.6100	0.5010
Cultivos	Random Slope	48.7628	0.1016	33.6456	0.1000
	Ind.Topo A0	48.7604	0.3262	33.6275	0.3250
	A135 A45	48.7736	0.3228	33.5877	0.5004
Pastos	Random Slope	20.3518	0.1018	33.6456	0.1000
	Ind.Topo A0	20.3469	0.3273	15.9689	0.3257
	A135 A45	20.3570	0.3261	15.9573	0.4968

Se generaron campos de Hu y Ks con distribución espacial aleatoria y heterogeneidad variable, representada por el coeficiente de variación CV en el área de la cuenca hipotética, definiendo de esta manera el escenario denominado Random. Estos mismos campos aleatorios fueron organizados espacialmente de acuerdo con la distribución de la pendiente topográfica en la cuenca (escenario de organización "Slope"), y de similar forma, considerando el Índice Topográfico de Beven (1995) (escenario "Ind.Topo"). También se indujo anisotropía con base en semivariogramas esféricos nombrados como A0, A135 y A45, según su representación en la expresiones 58, 59 y 60, respectivamente, los cuales se obtuvieron mediante la utilización del software SGeMs (Remy, 2004).

$$\gamma(h) = 300 + 1500 \text{Esf}_{1500,2500,0}(h) \quad (\text{Ec. 58})$$

$$\gamma(h) = 300 + 1500 \text{Esf}_{1500,2500,0}(h) \quad (\text{Ec. 59})$$

$$\gamma(h) = 300 + 1500 \text{Esf}_{1500,2500,0}(h) \quad (\text{Ec. 60})$$

En donde 300 corresponde al “efecto pepita”, el coeficiente 1500 a la meseta, *Esf* indica el variograma que representa la función de dependencia espacial esférica, y *h* las coordenadas de cada valor de los parámetros *Hu* y *Ks*. Así mismo, se generaron escenarios de variación de CV para evaluar el efecto de la continuidad espacial en el escalamiento de crecidas. De esta manera se realizaron las simulaciones hidrológicas distribuidas para los 54 escenarios de variación de la organización y heterogeneidad para *Hu* y *Ks* (Tabla 20), en donde se involucró la variabilidad espacial de la lluvia, conforme los registros reportados por las estaciones climatológicas de la cuenca.

Tabla 20. Esquematación escenarios de variación de la organización de H_u y K_s para la cuenca hipotética

Escenario	Parámetro	Bosque CV01	Bosque CV03	Bosque CV05	Cultivo CV01	Cultivo CV03	Cultivo CV03a	Pasto CV01	Pasto CV03	Pasto CV03a
Random	H_u									
	K_s									
Slope	H_u									
	K_s									
Ind.Topo	H_u									
	K_s									
A0	H_u									
	K_s									
A135	H_u									
	K_s									
A45	H_u									
	K_s									

Con base en los resultados obtenidos de la simulación hidrológica se pudo confirmar lo reportado por Elfert & Bormann (2010), quienes encontraron que los picos de las crecidas aumentan para el caso de coberturas de pastos y disminuyen para usos del suelo como bosques (Figura 35).

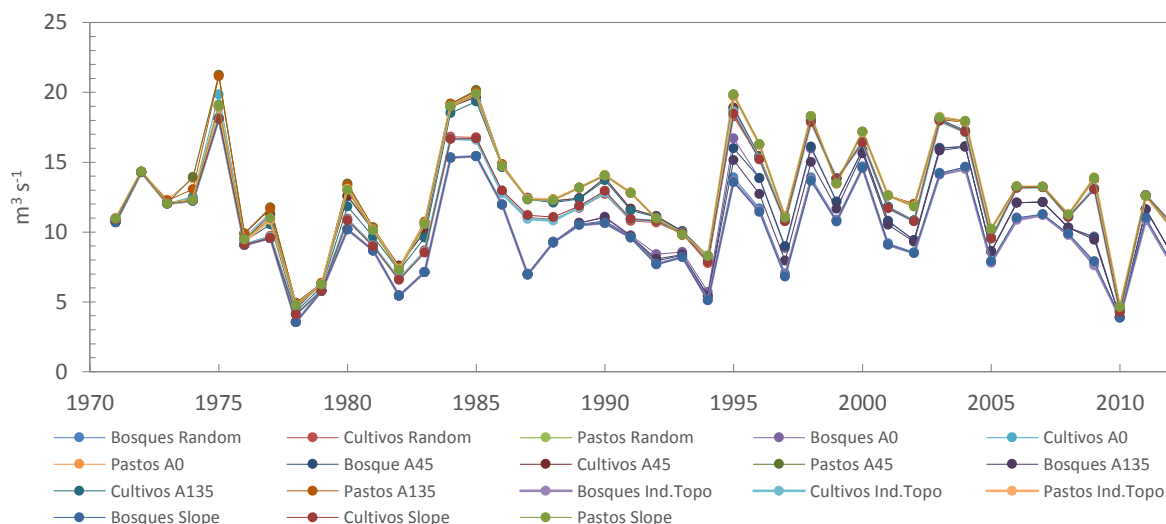


Figura 35. Caudales máximos anuales simulados en escenarios de usos del suelo y variación de la organización de Hu y Ks

Así mismo, fue posible comprobar el escalamiento simple amplio en los escenarios de variación de la organización de Hu y Ks , mediante la comprobación del ajuste lineal de los valores de los momentos de orden r (Tabla 21), y la representación de la linealidad de los exponentes de escala α_r (Figura 36).

Tabla 21. Valores de los exponentes de escala α para cada momento m_r de orden r , en escenarios de variación de la organización de los parámetros Hu y Ks en la cuenca hipotética

Escenario	CV	Hu (mm)				Ks (mm h ⁻¹)			
		$r=1$	$r=2$	$r=3$	$r=4$	$r=1$	$r=2$	$r=3$	$r=4$
A0	0.1	-0.1761	-0.3375	-0.5422	-0.6287	-0.1624	-0.3112	-0.4999	-0.5798
	0.3	-0.1307	-0.2488	-0.3878	-0.4701	-0.1197	-0.2279	-0.3552	-0.4307
	0.3y0.5	-0.121	-0.2328	-0.3665	-0.4526	-0.1118	-0.2151	-0.3388	-0.4184
A45	0.1	-0.1678	-0.3242	-0.5244	-0.6149	-0.1547	-0.2988	-0.4834	-0.5669
	0.3	-0.1342	-0.2556	-0.3998	-0.4844	-0.1229	-0.2341	-0.3662	-0.4439
	0.3y0.5	-0.1234	-0.239	-0.3792	-0.4709	-0.1141	-0.2209	-0.3505	-0.4353
A135	0.1	-0.171	-0.3294	-0.5315	-0.6216	-0.1516	-0.3037	-0.4899	-0.573
	0.3	-0.1411	-0.2713	-0.4317	-0.5205	-0.1293	-0.2486	-0.3956	-0.4771
	0.3y0.5	-0.1279	-0.2473	-0.3948	-0.4849	-0.1183	-0.2286	-0.3649	-0.4483
Ind.Topo.	0.1	-0.1762	-0.3376	-0.5423	-0.6287	-0.1625	-0.3113	-0.5001	-0.5798
	0.3	-0.1687	-0.3259	-0.5261	-0.6171	-0.1548	-0.299	-0.4826	-0.5661
	0.3y0.5	-0.1659	-0.3257	-0.5319	-0.6388	-0.1534	-0.3011	-0.4918	-0.5906
Slope	0.1	-0.1761	-0.3375	-0.5422	-0.6287	-0.1624	-0.3112	-0.4999	-0.5798
	0.3	-0.167	-0.3229	-0.5217	-0.6131	-0.1532	-0.2962	-0.4786	-0.5624
	0.3y0.5	-0.1616	-0.3171	-0.5177	-0.6237	-0.1494	-0.2932	-0.4787	-0.5767
Random	0.1	-0.1747	-0.3355	-0.5397	-0.627	-0.1519	-0.292	-0.47	-0.5476
	0.3	-0.1645	-0.318	-0.5132	-0.6034	-0.1509	-0.2917	-0.4708	-0.5536
	0.3y0.5	-0.1544	-0.304	-0.4975	-0.6011	-0.1479	-0.2903	-0.4738	-0.5699

Con base en los resultados obtenidos y representados en la Figura 36 se puede observar que en todos los escenarios de variación de la organización se manifiesta el escalamiento simple amplio para los parámetros Hu y Ks . Es decir que persiste la invarianza de los cuantiles de los caudales con la escala en los diferentes escenarios de organización de Hu y Ks . Así mismo, se identifica que cuando se presenta alta continuidad de los valores de Hu y Ks , la pendiente de los exponentes de escala en todos los escenarios de organización es aproximadamente igual, lo cual podría indicar la fuerza de dicho escalamiento. Esto ocurre para escenarios con valores del coeficiente de variación de 0.1 (Figura 36 a y d).

De la misma manera, se puede observar que cuando la continuidad espacial de los parámetros Hu y Ks es más baja, las pendientes de los parámetros de escala se hacen menos pronunciadas, lo cual indica un escalamiento más débil. Por lo tanto, es posible afirmar que la organización de los parámetros no afecta la manifestación del escalamiento, pero sí influye sobre la magnitud del operador de escalado pero no afecta la estructura matemática del escalamiento simple amplio en los escenarios simulados.

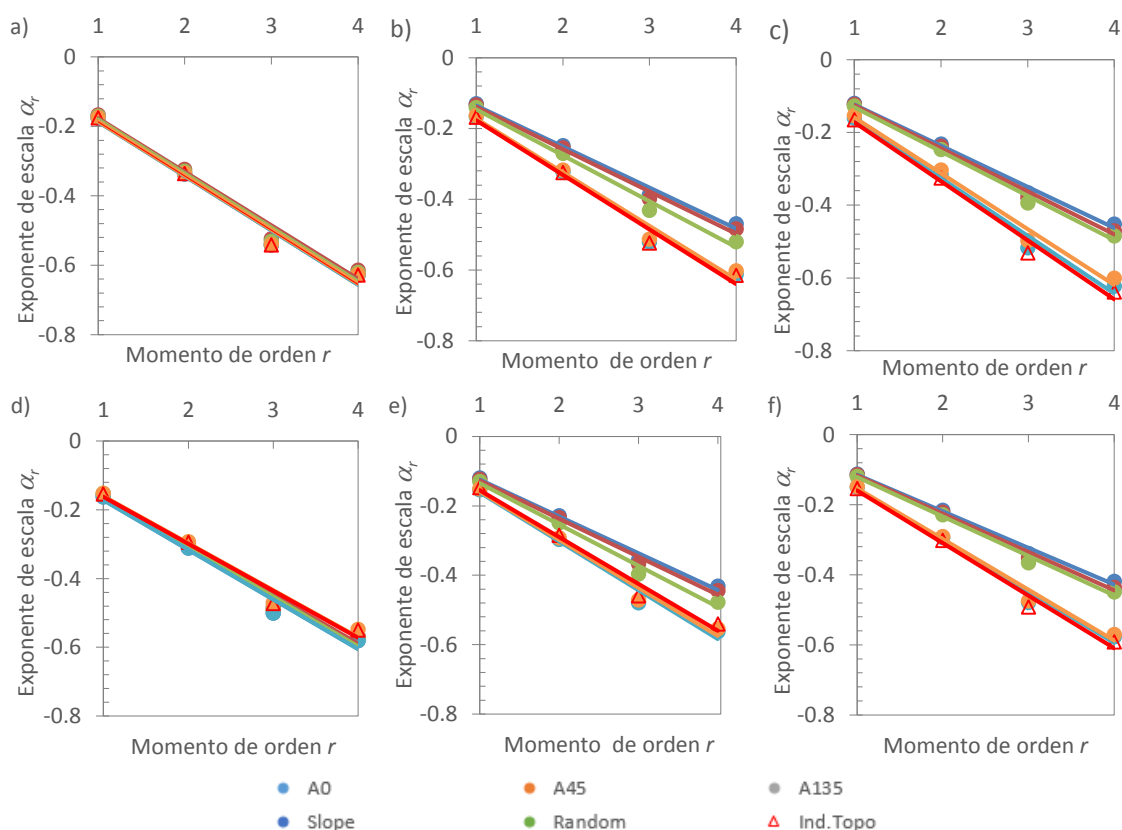


Figura 36. Exponentes de escala α_r por escenarios de organización espacial de Hu y variación de CV en la cuenca hipotética a) CV0.1; b) CV0.3; c) CV0.3a; y Ks con d) CV0.1; e) CV0.3; f) CV0.3a

4.3.2. Efecto de la distribución espacial homogénea de la precipitación

De la misma forma que en el numeral 4.3.1., se realizaron pruebas de variación espacial y continuidad de los parámetros Hu y Ks en el área de la cuenca hipotética, basadas en la información de la cuenca del Río Combeima. En este caso, la literatura reporta simulaciones hidrológicas con distribución homogénea de la precipitación como estrategia para identificar efectos sobre la respuesta de un sistema hidrológico (Merz & Bárdossy, 1998). Por lo tanto, en este estudio se realizaron simulaciones en donde fue seleccionada una única estación de precipitaciones, cuyos valores están representados por el promedio areal de todas las estaciones de precipitación de la cuenca utilizadas en esta tesis, con el propósito de evaluar el efecto de la variación espacial de la lluvia en el escalamiento de las crecidas del Río Combeima.

Con base en la simulación hidrológica, en la Figura 37 se observa el comportamiento de los caudales máximos por escenarios de organización y usos del suelo considerando la distribución espacial homogénea de la precipitación, de manera que se confirma el efecto del uso del suelo sobre el régimen de crecidas, identificándose que los mayores caudales máximos anuales tienen relación con coberturas de pastos, mientras que las coberturas de bosques presentan los picos más bajos. De manera que dicho efecto no está determinado por la variación espacial de la lluvia, sino que puede estar influenciado de forma más directa por las propiedades hidráulicas del suelo Hu y Ks , las cuales determinan la capacidad de infiltración y la cantidad de escorrentía superficial que se genera durante la ocurrencia de las tormentas.

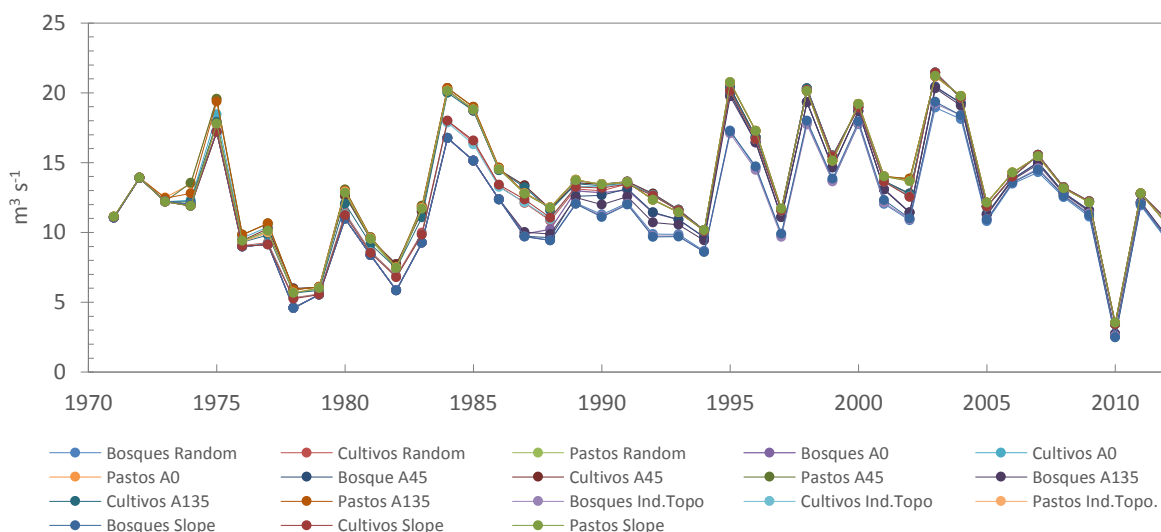


Figura 37. Caudales anuales máximos en escenarios de usos del suelo, variación de la organización de Hu y Ks y distribución homogénea de la lluvia.

Por otra parte, se identifica linealidad en los exponentes de escala α_r en todos los escenarios de variación de la organización y continuidad de los parámetros Hu y Ks . Sin embargo, se

observan cambios de pendiente en el ajuste lineal de los exponentes de escala cada vez que se varía la heterogeneidad espacial, siendo la pendiente más alta la que se relaciona con la menor heterogeneidad espacial (CV0.1) y es más suave cuando se trata de heterogeneidades más altas (CV0.3a). Esto podría indicar un mayor efecto de la heterogeneidad espacial de los parámetros Hu y Ks sobre el escalamiento, que la distribución espacial homogénea de la precipitación en la cuenca (Figura 38). Así mismo, con el incremento del coeficiente de variación en los parámetros Hu y Ks , se diferencian dos grupos de pendientes: 1) los conformados por los escenarios en donde se varia la organización de forma aleatoria y el grupo basado en la configuración del relieve en la cuenca (Slope, Ind.Topo) y 2) los que corresponden a la organización con basada en distribución de estructura espacial esférica (A0, A135 y A45).

De la misma forma que en el numeral 4.3.1., en la medida que disminuye el coeficiente de variación de los parámetros Hu y Ks , la pendiente de los exponentes de escala α_r se hace más baja, indicando el debilitamiento del escalamiento simple amplio debido al incremento de la heterogeneidad espacial de los parámetros Hu y Ks (Figura 36).

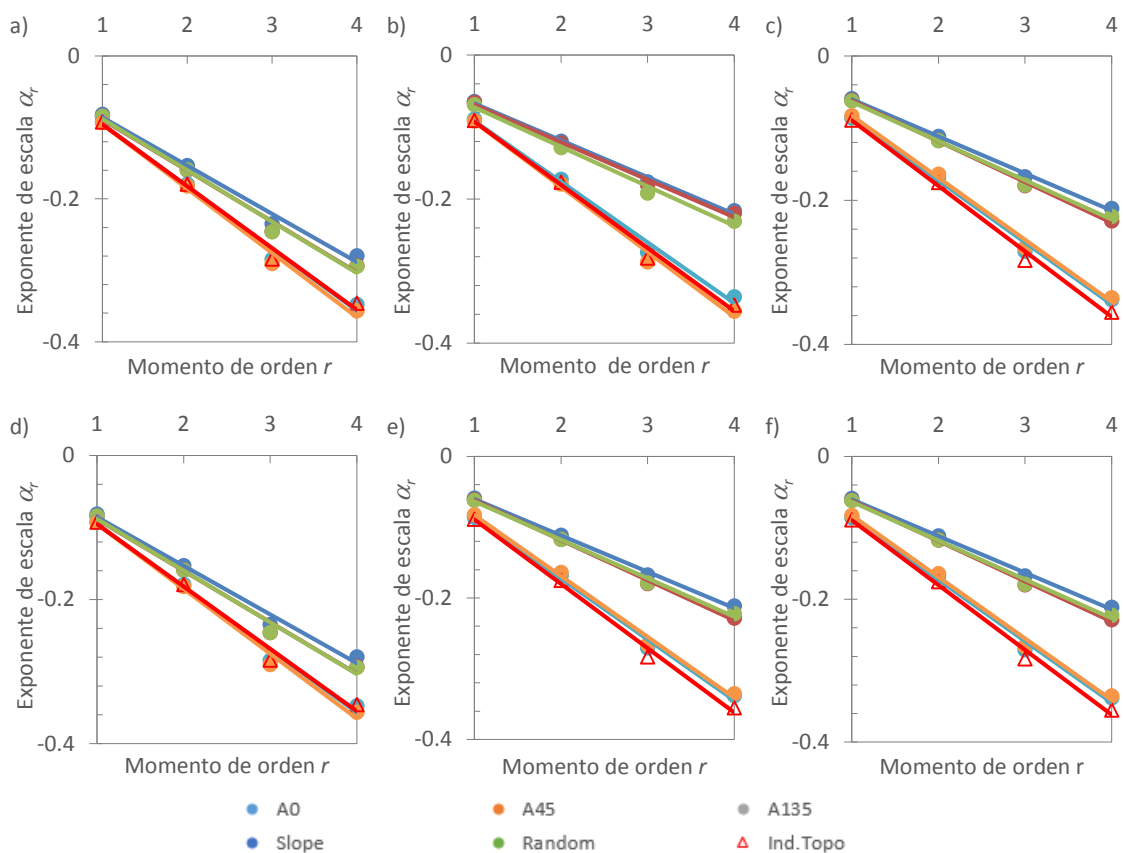


Figura 38. Exponentes de escala α considerando distribución homogénea de la precipitación en diferentes escenarios de organización espacial para Hu , y variación de CV a) CV0.1; b) CV0.3; c) CV0.3a y Ks con CV d) CV0.1; e) CV0.3; f) CV0.3a

4.3.3. Análisis de resultados del escalamiento en régimen de crecidas

Con base en los resultados obtenidos fue posible representar el comportamiento de los exponentes de escala α_r en escenarios de variación de la organización y continuidad de los parámetros Hu y Ks (Figura 36), en función de los momentos m_r de orden r , y sus valores en la Tabla 22, los cuales incluyen la variación espacial de la lluvia. De la misma manera, se presenta en las Figuras 37 y 38, y la Tabla 23 involucrando una distribución espacial homogénea de la precipitación. De manera que se comprueba la manifestación del escalamiento simple amplio en todos los escenarios de organización, lo cual confirma la invarianza de los caudales máximos anuales con las escalas Hu y Ks . Además, se identifica que el aumento de la heterogeneidad espacial en la distribución de los parámetros Hu y Ks en el área de la cuenca, debilitan el escalamiento simple amplio.

Por otra parte, la simulación hidrológica permitió conocer la repuesta de la cuenca al considerar la variación espacial de la lluvia (Figura 35) y la distribución uniforme de la misma (Figuras 37). De manera que no se identifica influencia de las características de la lluvia en el escalamiento de crecidas a partir de las propiedades hidráulicas del suelo, así que dicho efecto es poco significativo, en comparación con la variación del coeficiente de variación que representa la heterogeneidad espacial de los parámetros Hu y Ks en el área de la cuenca.

Tabla 22. Exponentes de escala α para diferentes momentos de orden r

Escenario	CV	Exponentes de escala α para diferentes momentos de orden r (Hu)					Exponentes de escala α para diferentes momentos de orden r (Ks)				
						R ²					R ²
		1	2	3	4		1	2	3	4	
A0	0.1	-0.1761	-0.3375	-0.5422	-0.6287	0.978	-0.1624	-0.3112	-0.4999	-0.5798	0.978
	0.3	-0.1307	-0.2488	-0.3878	-0.4701	0.991	-0.1197	-0.2279	-0.3552	-0.4307	0.991
	0.5	-0.121	-0.2328	-0.3665	-0.4526	0.994	-0.1118	-0.2151	-0.3388	-0.4184	0.994
A45	0.1	-0.1678	-0.3242	-0.5244	-0.6149	0.981	-0.1547	-0.2988	-0.4834	-0.5669	0.981
	0.3	-0.1342	-0.2556	-0.3998	-0.4844	0.991	-0.1229	-0.2341	-0.3662	-0.4439	0.991
	0.5	-0.1234	-0.239	-0.3792	-0.4709	0.994	-0.1141	-0.2209	-0.3505	-0.4353	0.994
A135	0.1	-0.171	-0.3294	-0.5315	-0.6216	0.981	-0.1516	-0.3037	-0.4899	-0.573	0.980
	0.3	-0.1411	-0.2713	-0.4317	-0.5205	0.989	-0.1293	-0.2486	-0.3956	-0.4771	0.989
	0.5	-0.1279	-0.2473	-0.3948	-0.4849	0.992	-0.1183	-0.2286	-0.3649	-0.4483	0.992
Slope	0.1	-0.1761	-0.3375	-0.5422	-0.6287	0.978	-0.1624	-0.3112	-0.4999	-0.5798	0.978
	0.3	-0.167	-0.3229	-0.5217	-0.6131	0.982	-0.1532	-0.2962	-0.4786	-0.5624	0.982
	0.5	-0.1616	-0.3171	-0.5177	-0.6237	0.988	-0.1494	-0.2932	-0.4787	-0.5767	0.988
Random	0.1	-0.1747	-0.3355	-0.5397	-0.627	0.979	-0.1519	-0.292	-0.47	-0.5476	0.980
	0.3	-0.1645	-0.318	-0.5132	-0.6034	0.982	-0.1509	-0.2917	-0.4708	-0.5536	0.982
	0.5	-0.1544	-0.304	-0.4975	-0.6011	0.988	-0.1479	-0.2903	-0.4738	-0.5699	0.987
Ind.Topo	0.1	-0.1762	-0.3366	-0.5423	-0.6287	0.978	-0.1533	-0.294	-0.4723	-0.5492	0.979
	0.3	-0.1682	-0.3249	-0.5245	-0.6152	0.982	-0.1469	-0.284	-0.4587	-0.5395	0.982
	0.5	-0.1659	-0.3257	-0.5319	-0.6388	0.988	-0.1534	-0.3011	-0.4918	-0.5906	0.987

Tabla 23. Exponentes de escala α para diferentes momentos de orden r , sin variación espacial de la precipitación

Escenario	Exponentes de escala α para diferentes momentos de orden r (H_u)						Exponentes de escala α para diferentes momentos de orden r (K_s)				
	CV					R^2					R^2
		2	3	4	1		2	3	4		
A0	0.1	-0.081	-0.153	-0.235	-0.280	0.988	-0.075	-0.141	-0.216	-0.258	0.988
	0.3	-0.064	-0.120	-0.176	-0.216	0.994	-0.059	-0.120	-0.161	-0.198	0.994
	0.5	-0.059	-0.111	-0.167	-0.211	0.998	-0.054	-0.103	-0.155	-0.195	0.998
A45	0.1	-0.084	-0.159	-0.246	-0.294	0.988	-0.078	-0.147	-0.226	-0.270	0.988
	0.3	-0.066	-0.122	-0.180	-0.220	0.993	-0.061	-0.112	-0.165	-0.201	0.993
	0.5	-0.061	-0.117	-0.180	-0.229	0.998	-0.057	-0.108	-0.166	-0.211	0.998
A135	0.1	-0.084	-0.159	-0.246	-0.294	0.989	-0.078	-0.147	-0.227	-0.271	0.989
	0.3	-0.069	-0.128	-0.191	-0.231	0.991	-0.063	-0.118	-0.175	-0.211	0.991
	0.5	-0.062	-0.117	-0.179	-0.222	0.996	-0.057	-0.108	-0.165	-0.205	0.996
Slope	0.1	-0.092	-0.179	-0.285	-0.348	0.991	-0.085	-0.165	-0.262	-0.321	0.991
	0.3	-0.089	-0.173	-0.274	-0.336	0.992	-0.082	-0.158	-0.251	-0.308	0.992
	0.5	-0.086	-0.168	-0.271	-0.338	0.994	-0.079	-0.156	-0.250	-0.313	0.994
Random	0.1	-0.093	-0.182	-0.290	-0.357	0.992	-0.081	-0.157	-0.251	-0.308	0.992
	0.3	-0.091	-0.179	-0.287	-0.356	0.993	-0.084	-0.164	-0.263	-0.326	0.993
	0.5	-0.083	-0.164	-0.266	-0.335	0.995	-0.081	-0.161	-0.261	-0.328	0.995
Ind.Topo	0.1	-0.092	-0.179	-0.284	-0.346	0.991	-0.085	-0.165	-0.262	-0.319	0.991
	0.3	-0.091	-0.177	-0.282	-0.347	0.993	-0.083	-0.162	-0.259	-0.318	0.993
	0.5	-0.089	-0.175	-0.283	-0.355	0.995	-0.082	-0.162	-0.262	-0.328	0.995

4.4. Efecto de los cambios de uso del suelo sobre los parámetros de las funciones de distribución de probabilidad

Como se describió en el numeral 3.5, se realizó el análisis de frecuencia de crecidas mediante la implementación de las funciones Gumbel y GEV, de manera que sus parámetros fueron determinados por el método de la Máxima Verosimilitud ML, mediante la utilización del software AFINS 1.0 (Botero, 2006). Posteriormente se evaluó el efecto de la organización de las propiedades hidráulicas del suelo H_u y K_s en el área de la cuenca. Además, se probó el efecto de la variación espacial de la lluvia, en este caso sobre el comportamiento de los parámetros de las funciones de distribución GEV y Gumbel en el régimen de crecidas.

4.4.1. Ajuste de las funciones de distribución de probabilidad

En este apartado se presenta el análisis de frecuencia basado en la implementación de las funciones Gumbel y GEV, para el régimen de crecidas en la cuenca del Río Combeima. En este caso los parámetros de las funciones de distribución de probabilidad PDF fueron obtenidos mediante el método de la Máxima Verosimilitud, como se indicó en los numerales 3.5.3. y 3.5.4. En este sentido, se probaron las dos PDF en régimen de crecidas, como se presenta en la Figura 39.

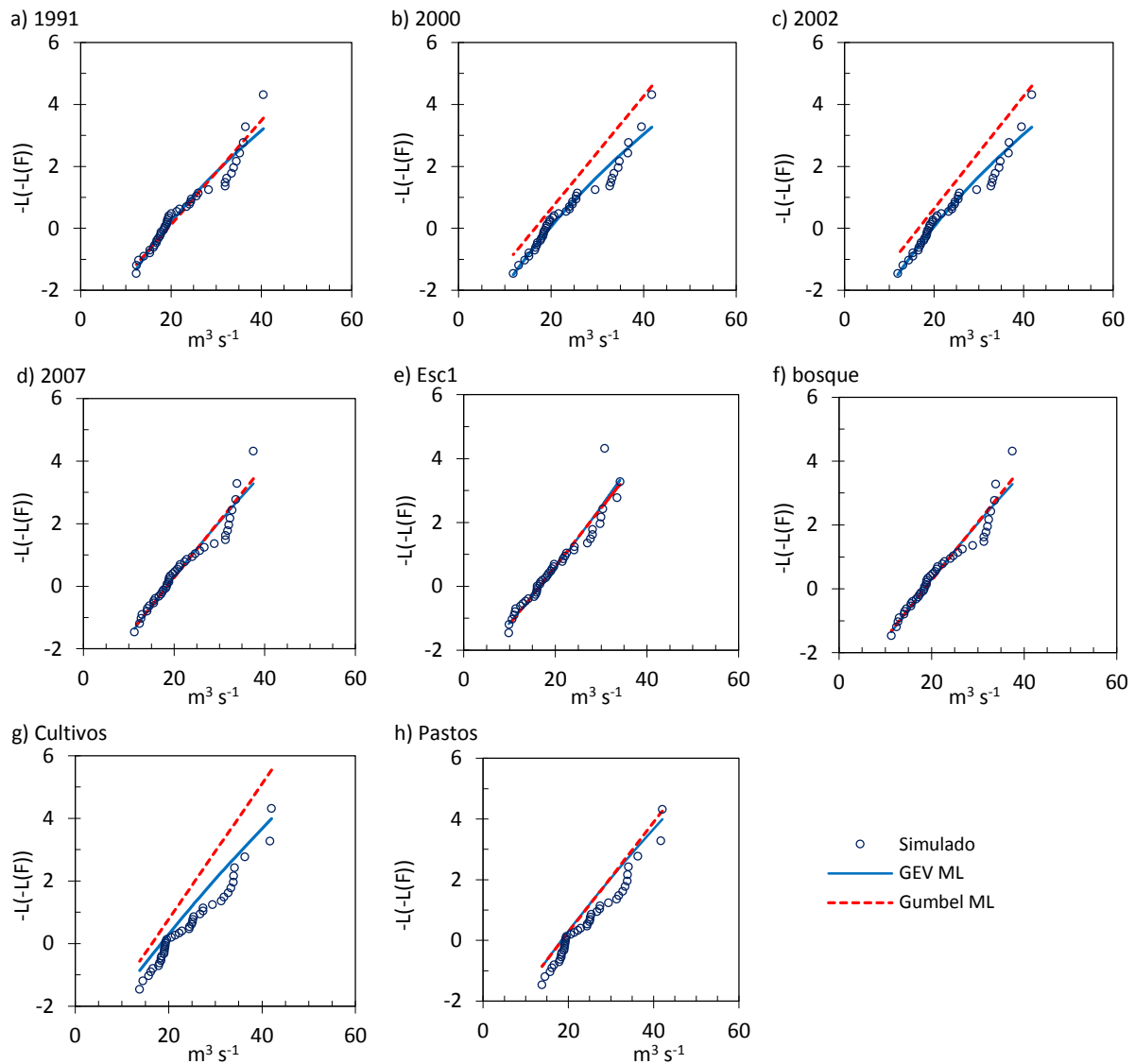


Figura 39. Ajuste de las distribuciones Gumbel y GEV con la serie empírica simulada en escenarios de cambios de uso del suelo

Con base en los resultados presentados en la Figura 39 se puede observar que los mejores ajustes, respecto de la serie empírica, fueron obtenidos con la función GEV en todos los escenarios de cambios de uso del suelo planteados para este estudio.

Esto puede ser corroborado en los valores presentados en la Tabla 24, en donde están disponibles los valores de máxima verosimilitud obtenidos para los análisis de frecuencia realizados con la distribución Gumbel y la GEV. Por lo tanto, con base en los resultados obtenidos se puede afirmar que la función GEV ofrece resultados más realistas respecto del comportamiento del sistema natural, lo cual coincide con lo reportado por (Condon et al., 2014; Khaliq et al., 2006; Cunderlik & Burn, 2003; Madsen et al., 1997).

Tabla 24. Estadísticos y parámetros funciones Gumbel y GEV por escenarios de cambios de uso del suelo.

PDF	Escenario	Hu mm	Ks mm h ⁻¹	Kss mm h ⁻¹	Media	Varianza	Desv. Estándar	Coef. Asimetría	Coef. Variación	Kurtosis	β	α	κ	ML	Momento m_r de orden r			
					μ	σ	SD	γ	η	k					1	2	3	4
Gumbel	2007	122.75	70.60	144.05	21.78	50.17	7.08	0.60	0.33	2.08	28.63	0.18	-138.00	35.6	1303.1	49012.6	1886588.6	
	2002	123.11	78.53	170.00	23.54	61.87	7.87	0.74	0.33	2.27	26.32	0.16	-142.01	38.8	1550.4	63674.7	2677452.2	
	2000	123.11	78.53	170.00	23.54	61.87	7.87	0.74	0.33	2.27	26.32	0.16	-142.01	38.8	1550.3	63668.3	2677093.2	
	1991	129.70	78.38	171.20	22.79	58.87	7.67	0.71	0.34	2.16	25.55	0.17	-141.02	37.7	1461.5	58300.6	2381453.9	
	Esc1	163.44	92.12	171.81	19.76	47.41	6.89	0.48	0.35	2.07	20.19	0.18	-138.41	33.5	1158.4	41271.4	1507864.7	
	Bosques	199.47	116.68	222.46	19.78	48.43	6.96	0.47	0.35	2.22	18.14	0.18	-139.24	34.1	1200.0	43574.3	1623579.1	
	Cultivos	48.88	33.63	47.30	19.12	35.22	5.93	0.75	0.31	2.55	34.83	0.22	-130.76	30.7	968.7	31344.3	1036843.5	
	Pastos	20.37	15.97	22.11	24.32	53.04	7.28	0.77	0.30	2.56	40.95	0.18	-138.87	38.5	1520.4	61528.1	2543404.8	
GEV	2007	122.75	70.60	144.05	21.79	50.17	7.08	0.60	0.33	2.08	-0.05	5.39	18.38	-138.51	36.5	1379.7	53839.5	2158749.0
	2002	123.11	78.53	170.00	23.54	61.87	7.87	0.74	0.33	2.27	-0.11	5.64	19.67	-141.71	41.0	1754.5	78202.8	3603624.9
	2000	123.11	78.53	170.00	23.54	61.87	7.87	0.74	0.33	2.27	-0.11	5.64	19.67	-141.71	40.9	1753.9	78157.8	3600570.0
	1991	129.709	78.38	171.20	22.79	58.87	7.67	0.71	0.34	2.16	-0.13	5.42	18.90	-140.65	40.1	1687.7	74142.4	3374622.4
	Esc1	163.44	92.12	171.81	19.76	47.41	6.89	0.48	0.35	2.07	0.05	5.67	16.68	-138.37	32.8	1104.0	38101.7	1343233.1
	Bosques	199.47	116.68	222.46	19.78	48.43	6.96	0.47	0.35	2.22	0.09	5.92	16.80	-139.10	32.4	1076.0	36467.0	1259024.3
	Cultivos	48.88	33.63	47.30	19.12	35.22	5.93	0.75	0.31	2.55	-0.01	4.58	16.39	-130.75	30.9	982.0	32055.4	1070831.9
	Pastos	20.37	15.97	22.11	24.32	53.04	7.28	0.77	0.30	2.56	-0.11	5.23	20.70	-138.61	40.3	1688.9	73309.9	3279282.5

ML: bondad de ajuste por Máxima Verosimilitud; μ media, η coeficiente de variación, coeficiente de asimetría γ ; k coeficiente de Kurtosis; α , β , κ parámetros de las funciones GEV y Gumbel

4.4.2. Parámetros de la función Gumbel

Se realizó el análisis de frecuencia de caudales máximos anuales mediante la implementación de la función Gumbel en escenarios de cambios de uso del suelo como se presenta en la Figura 40 y Tabla 25. De manera que se puede observar que la magnitud de los caudales es mayor para usos del suelo como los pastos, mientras que los cultivos y bosques, describen picos más bajos, confirmando los resultados presentados en el numeral 4.2 y 4.3. Así mismo, se puede identificar que en la cuenca del Río Combeima, la evolución de los cambios de uso del suelo presenta tendencia hacia la atenuación de la magnitud de los caudales máximos, lo cual se relaciona con la expansión de las zonas dedicadas a bosques y cultivos, lo cual ha es posible asociar con el mejoramiento de la capacidad de infiltración de la cuenca.

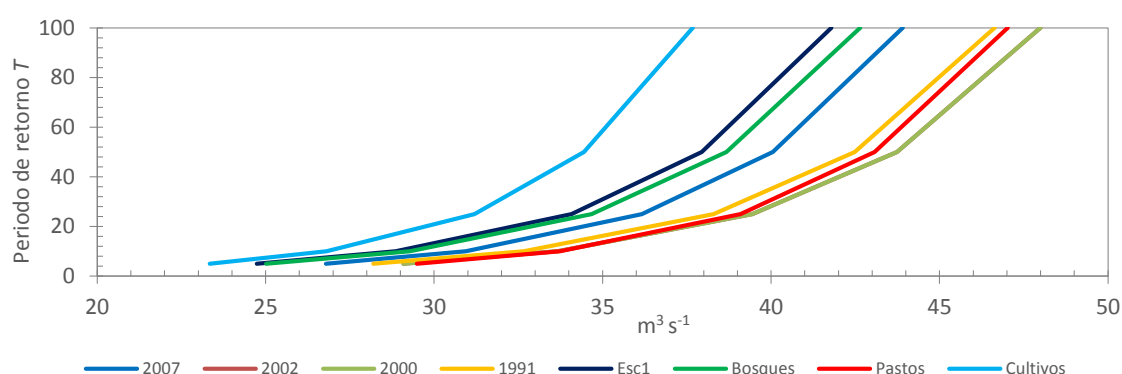


Figura 40. Frecuencia de los caudales máximos en escenarios de cambios de uso del suelo - Distribución Gumbel

Este comportamiento contrasta con el incremento de los caudales simulados en los escenarios 2000 y 2002, en donde se presentaron disminuciones en las áreas de bosques e incrementos en las zonas dedicadas a pastizales, lo cual aumentó la magnitud de los caudales máximos anuales, mientras que en los escenarios 1991 y 2007, se caracterizan por contar mayores áreas de cultivos y bosques, cuyo efecto define la ocurrencia de cuantiles más bajos.

Tabla 25. Frecuencia de caudales máximos ($m^3 s^{-1}$) por escenarios de cambios de uso del suelo- Distribución Gumbel

Escenario	Hu mm	Ks mm h ⁻¹	Kss mm h ⁻¹	Periodo de retorno (años)				
				100	50	25	10	5
1991	122.75	70.60	144.05	43.91	40.053	36.17	30.94	26.80
2000	123.11	78.53	170.00	48.00	43.74	39.45	33.67	29.09
2002	123.14	78.60	173.10	47.99	43.73	39.44	33.66	29.08
2007	129.70	78.38	171.20	46.63	42.48	38.30	32.66	28.20
Esc 1	163.44	92.12	171.81	41.79	37.95	34.08	28.86	24.73
Bosques	199.47	116.68	222.46	42.65	38.68	34.68	29.28	25.02
Cultivos	48.88	33.63	47.30	37.68	34.45	31.20	26.81	23.35
Pastos	20.37	15.97	22.11	47.02	43.07	39.09	33.73	29.49

Por otra parte, se obtuvieron los parámetros de escala α y posición β de la función Gumbel en escenarios de cambios de uso del suelo para la cuenca del Río Combeima (Tabla 26). De manera que se identificó comportamiento escalable de los parámetros de función Gumbel con

escalas Hu y Ks , lo cual se manifiesta por el ajuste potencial que representa la linealidad en la escala Log-Log, de α y β con Hu , Ks y Kss (Figura 40 y Ec.61 y 62).

$$\alpha_S = \alpha_0 S^a \quad (Ec. 61)$$

$$\beta_S = \alpha_0 S^{-b} \quad (Ec. 62)$$

En donde S corresponde a la escala representada en este caso por las propiedades hidráulicas del Suelo Hu , Ks y Kss .

Tabla 26. Parámetros de la función Gumbel para Hu , Ks y Kss , en escenarios de cambios de uso del suelo

Escenario	Hu (mm)	α	β	Ks (mm h ⁻¹)	α	β	Kss (mm h ⁻¹)	α	β
1991	129.699	0.168	25.548	78.381	0.168	25.548	171.203	0.168	25.548
2000	123.111	0.164	26.316	78.534	0.164	26.316	170.000	0.164	26.316
2002	123.111	0.164	26.316	78.534	0.164	26.316	170.000	0.164	26.316
2007	122.748	0.181	28.635	70.599	0.181	28.635	144.045	0.181	28.635
Esc1	163.436	0.182	20.193	92.121	0.182	20.193	171.809	0.182	20.193
Bosques	199.472	0.176	18.145	116.676	0.176	18.145	222.462	0.176	18.145
Cultivos	48.880	0.216	34.827	48.881	0.216	34.827	48.880	0.216	34.827
Pastos	20.367	0.177	40.949	15.971	0.177	40.949	22.101	0.177	40.949

Este comportamiento supone que los parámetros de la función Gumbel siguen la ley de potencia y que los exponentes a y b son similares en sus valores absolutos, lo cual indica la invarianza en escala de los cuantiles y momentos de la distribución Gumbel (Figura 41), tal como encontró Francés & Vaskova (1998); Vaskôva (2001).

Con base en lo anteriormente expuesto, los parámetros de la función Gumbel se pueden describir como indican las ecuaciones 63 y 64.

$$\alpha_{\lambda S} = \lambda^a \alpha_S \quad (Ec. 63)$$

$$\beta_{\lambda S} = \lambda^{-b} \alpha \beta_S \quad (Ec. 64)$$

Por lo tanto, esto permite comprobar la invarianza con la escala S que corresponde a las propiedades hidráulicas del suelo Hu , Ks y Kss , según el caso, con los cuantiles $x_{p,S}$, mediante la sustitución de los parámetros α_S y β_S , suponiendo que los exponentes a y b son similares entre sí ($a \cong b = n$), como se expresa en la Ecuación 65.

$$x_{p,S} = \beta_0 S^{-n} \frac{1}{\alpha_0 S^n} \ln(-\ln p) \quad (Ec. 65)$$

De manera que así mismo, se puede obtener el cuantil $x_{p,\lambda S}$ con una probabilidad n , tal como se representa en la Ecuación 66.

$$x_{p,\lambda S} = \beta_0(\lambda S)^{-n} \frac{1}{\alpha_0(\lambda S)^n} \ln(-\ln p) \quad (\text{Ec. 66})$$

Por lo tanto, los cuantiles $x_{p,S}$ y $x_{p,\lambda S}$ presentan invarianza con la escala S (Hu , Ks , ó Kss), y pueden representarse como lo describe la Ecuación 67 y la Figura 41.

$$x_{\lambda S}^p = \lambda^{-n} x_S^p \quad (\text{Ec. 67})$$

Por lo tanto, la invarianza también se da en la media (μ) y la varianza (σ) de la distribución Gumbel, lo cual corresponde a su expresión fractal como lo indican las ecuaciones 68 y 69.

$$E[X_S] = \lambda^{-n} E[X_{\lambda S}] \quad (\text{Ec. 68})$$

$$\sigma_{X_{\lambda S}}^2 = \lambda^{-2n} \sigma_{X_S}^2 \quad (\text{Ec. 69})$$

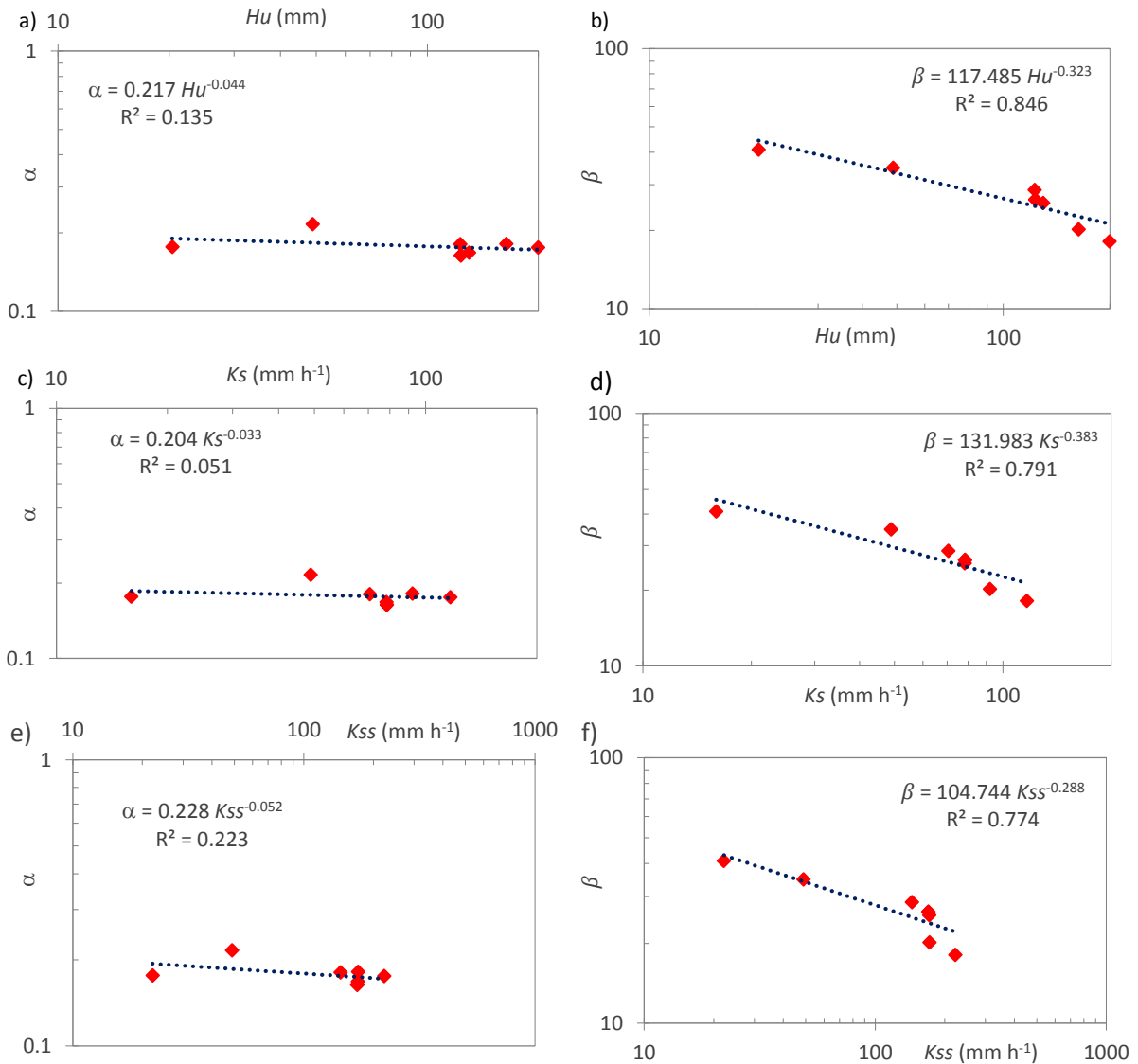


Figura 41. Ajuste de los parámetros de la función Gumbel para Hu , Ks y Kss

4.4.3. Parámetros de la función GEV

En este apartado se aplicó la función GEV para realizar el análisis de frecuencia de crecidas en escenarios de cambios de uso del suelo (Figura 42 y Tabla 27). Específicamente en los escenarios de cobertura homogénea se observa que los usos del suelo como cultivos y bosque, presentan menores magnitudes en los caudales de máximos, respecto de usos como los pastos o escenarios en donde estos ocupan grandes superficies (escenarios 2000 y 2002), resultados que coinciden con los reportados por Abrahams et al (1995) ; Udawatta et al (2002) ; Abu-Zreig et al (2003) ; Lovell & Sullivan (2006) ; Kumar et al (2008) ; Elfert & Bormann (2010) ; López et al (2011) ; Nie et al (2011) ; Salazar et al (2012).

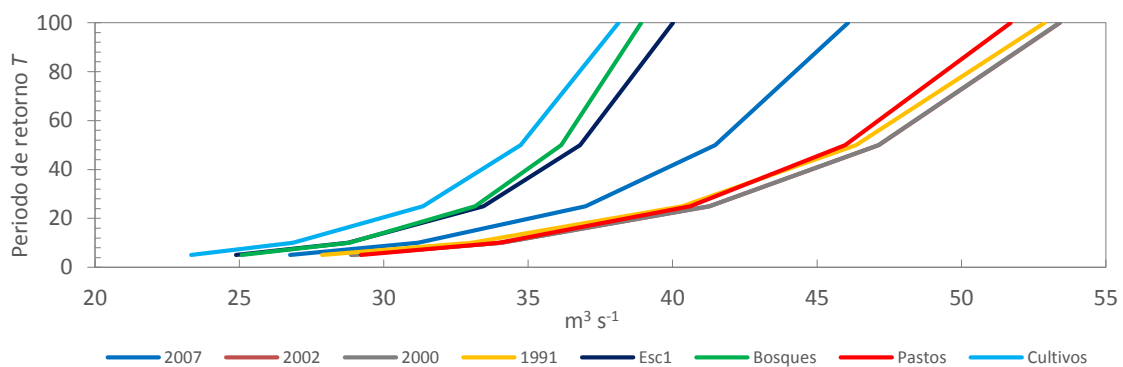


Figura 42. Frecuencia de los caudales máximos en escenarios de cambios de uso del suelo - Distribución GEV

Tabla 27. Frecuencia de caudales máximos ($m^3 s^{-1}$) por escenarios de cambios de uso del suelo - Distribución GEV

Escenario	Hu mm	Ks mmh ⁻¹	Kss mmh ⁻¹	Periodo de retorno (años)				
				100	50	25	10	5
1991	122.75	70.60	144.05	46.08	41.47	36.99	31.17	26.75
2000	123.11	78.53	170.00	53.41	47.14	41.28	34.07	28.67
2002	123.14	78.60	173.10	53.39	47.12	41.27	34.07	28.88
2007	129.70	78.38	171.20	52.88	46.35	40.33	33.04	27.86
Esc 1	163.44	92.12	171.81	40.01	36.80	33.45	28.76	24.88
Bosques	199.47	116.68	222.46	38.92	36.15	33.16	28.81	25.09
Cultivos	48.88	33.63	47.30	38.13	34.74	31.36	26.86	23.33
Pastos	20.37	15.97	22.11	51.71	45.97	40.63	33.99	29.20

Por otra parte, se obtuvieron los parámetros de la función GEV en escenarios de variación de las propiedades hidráulicas del suelo Hu , Ks y Kss (Tabla 28). De manera que al representar gráficamente los parámetros α (escala) y β (posición), se observa la manifestación de la ley de potencia (Figura 43). Lo cual no ocurre para el caso del parámetro de forma κ , el cual observa una alta dispersión al realizar un ajuste lineal con la escala Hu , Ks y Kss (Figura 43 b, e, h).

Tabla 28. Parámetros de la función GEV para H_u , K_s y K_{ss} , en escenarios de cambios de uso del suelo

Escenario	H_u (mm)	α	β	κ	K_s (mm h ⁻¹)	α	β	κ	K_{ss} (mm h ⁻¹)	α	β	κ
1991	129.699	5.416	-0.129	18.902	78.381	5.416	-0.129	18.902	171.203	0.129	18.902	18.902
2000	123.111	5.645	-0.109	19.673	78.534	5.645	-0.109	19.673	170.000	0.109	19.673	19.673
2002	123.111	5.644	-0.109	19.670	78.534	5.644	-0.109	19.670	170.000	0.109	19.670	19.670
2007	122.748	5.388	-0.047	18.379	70.599	5.388	-0.047	18.379	144.045	0.047	18.380	18.379
Esc1	163.436	5.672	0.050	16.681	92.121	5.672	0.050	16.681	171.809	0.045	16.681	16.681
Bosques	199.472	5.923	0.094	16.801	116.676	5.923	0.094	16.801	222.462	0.094	16.801	16.801
Cultivos	48.880	4.580	-0.014	16.390	48.880	4.580	-0.014	16.390	48.880	0.014	16.390	16.390
Pastos	20.367	5.232	-0.106	20.696	15.971	5.232	-0.106	20.696	22.108	0.106	20.696	20.696

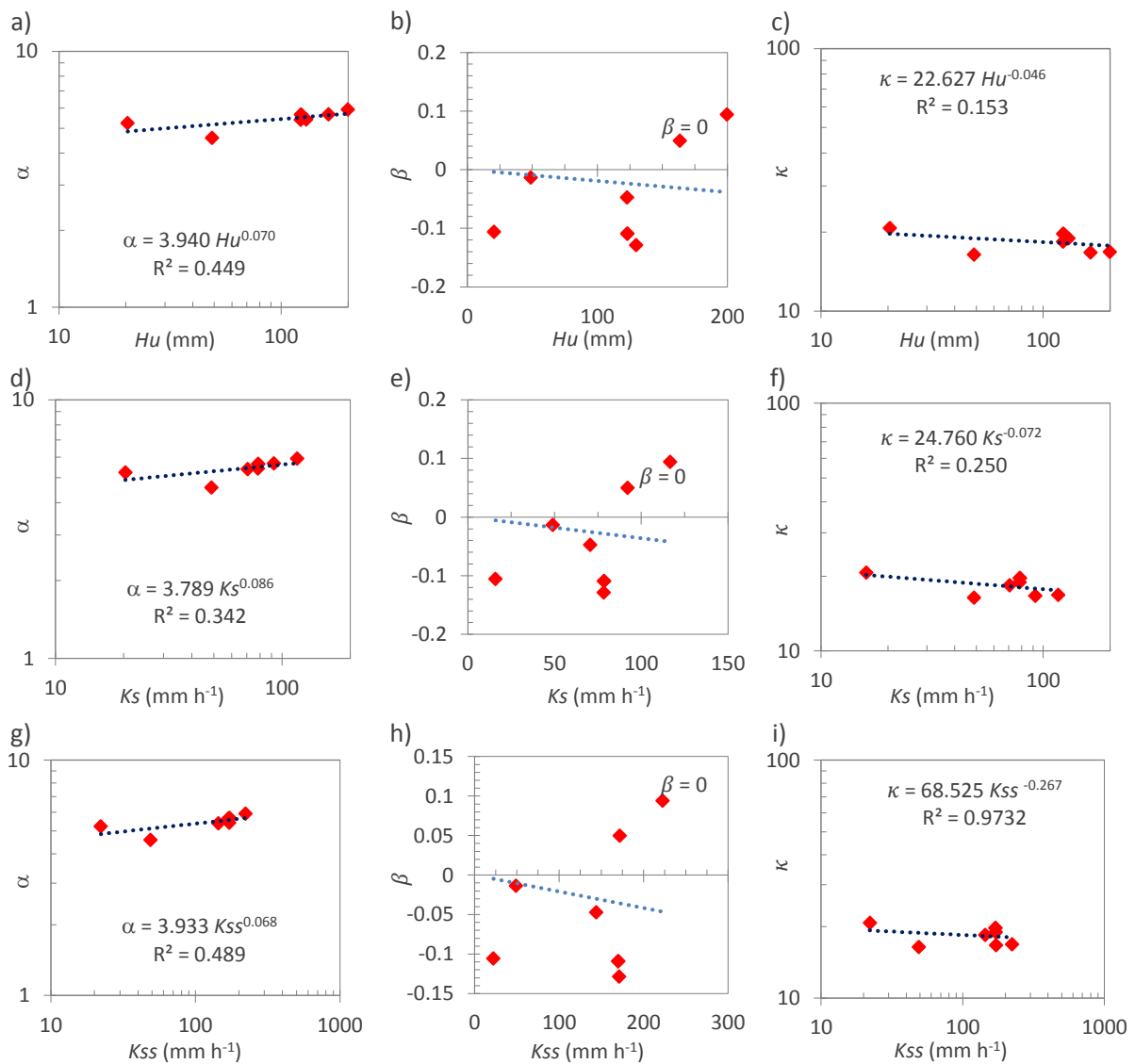


Figura 43. Ajuste de los parámetros de la función GEV para H_u , K_s y K_{ss}

Con base en los resultados presentados en la Figura 43, se observa que R^2 en todas las regresiones es relativamente fuerte (máximo $R^2 = 0.45$) y en otros casos más débil (mínimo $R^2 = 0.15$). En términos del p-value, sus equivalentes son 0.1 y 0.39 respectivamente. Así mismo, para los valores críticos para la correlación son 0.582 para $\alpha=0.1$ y 0.754 para $\alpha=0.05$. En este sentido, es claro que estos valores no presentan un perfecto escalamiento de los parámetros de la función GEV. Sin embargo, al considerar que se trata describir la complejidad real del sistema natural, estas regresiones pueden ser aceptables.

Para que se cumpla la invarianza en escala del parámetro β de la función GEV, se debe cumplir que β sea constante y diferente de cero. Por lo tanto, con base en los resultados obtenidos (Figuras 43 b, e, h) el parámetro β presenta valores negativos, lo cual no es compatible con la ley de potencia. Sin embargo, al considerar los valores reales de las inundaciones, conduce a deducir que el valor estimado de β es relativamente cercano a cero, y por lo tanto, $\beta=0$ es un caso especial de la ley de potencia. Así mismo, la distribución GEV con parámetro β nulo converge a la distribución Weibull, y al mismo tiempo, satisface el escalamiento simple amplio. En consecuencia, es posible afirmar que β no varía en las diferentes escalas, al igual que los parámetros α y κ , que siguen una función potencial de la forma $\alpha_S = \alpha_0 S^{-a}$, ; $\kappa_S = \kappa_0 S^{-b}$, en donde $a \cong b = n$, lo cual puede ser presentado como indican las ecuaciones 70, 71 y 72.

$$\alpha_{\lambda S} = \lambda^{-n} \alpha_S \quad (Ec. 70)$$

$$\beta_{\lambda S} = \lambda^{-n} \beta_S \quad (Ec. 71)$$

$$\kappa_{\lambda S} = \lambda^{-n} \kappa_S \quad (Ec. 72)$$

en donde λ es el factor de escala, S indica la escala que en este caso corresponde a las propiedades hidráulicas del suelo Hu y Ks , de manera que n es el exponente de escala. Por lo tanto, los cuantiles $(x_{p,S})$ con el cambio de escala podrían expresarse como $(x_{p,\lambda S})$ en las ecuaciones 73 y 74.

$$x_{p,\lambda S} = \beta_0 (\lambda S)^{-n} + \frac{\alpha_0 (\lambda S)^{-n}}{\kappa} \{1 - [-\ln p]^\kappa\} \quad (Ec. 73)$$

$$x_{\lambda S}^p = \lambda^{-n} x_S^p \quad (Ec. 74)$$

En este sentido, la invarianza en escala se presenta en el primer y segundo momento central de la función GEV, lo cual puede expresarse con indica la Ecuación 75 para el caso de la media μ y la Ecuación 76 para varianza σ .

$$E[X_S] = \lambda^{-n} E[X_{\lambda S}] \quad (Ec. 75)$$

$$\sigma_{X_{\lambda S}}^2 = \lambda^{-2n} \sigma_{X_S}^2 \quad (Ec. 76)$$

4.4.4. Evaluación del efecto de la organización de H_u y K_s sobre los parámetros de la función Gumbel en la cuenca hipotética

En este apartado se evalúa el efecto de la organización de la distribución espacial de las propiedades hidráulicas H_u y K_s , sobre la escalabilidad de los parámetros de la función Gumbel, con base en los resultados de la simulación hidrológica (Tabla 29).

Tabla 29. Valores parámetros función Gumbel en escenarios de variación de la organización de H_u y K_s

Escenario	CV	Nomenclatura	Cover	H_u	K_s	α	R^2	β	R^2
A0	0.1	A0_CV01	Bosque	80.298	70.600	0.335	0.845	16.456	0.980
			Cultivo	40.095	33.597	0.283		17.768	
			Pasto	20.331	15.962	0.277		20.118	
	0.3	A0_CV03	Bosque	80.201	70.785	0.301	0.904	15.198	0.801
			Cultivo	39.996	33.639	0.278		19.557	
			Pasto	20.377	15.949	0.272		19.865	
	0.3a	A0_CV03a	Bosque	80.772	71.030	0.295	0.968	15.101	0.745
			Cultivo	40.208	33.480	0.278		19.544	
			Pasto	20.374	16.017	0.270		19.466	
A45	0.1	A45_CV01	Bosque	80.297	70.600	0.332	0.758	16.774	0.847
			Cultivo	40.095	33.597	0.277		17.228	
			Pasto	20.331	15.961	0.277		20.364	
	0.3	A45_CV03	Bosque	80.201	70.785	0.303	0.926	15.153	0.768
			Cultivo	39.996	33.639	0.279		19.694	
			Pasto	20.377	15.949	0.277		19.764	
	0.3a	A45_CV03a	Bosque	80.772	80.772	0.296	0.991	15.166	0.679
			Cultivo	40.208	40.208	0.279		19.623	
			Pasto	20.374	20.374	0.267		19.149	
A135	0.1	A135_CV01	Bosque	80.297	70.600	0.331	0.776	16.498	0.907
			Cultivo	40.095	33.597	0.278		17.286	
			Pasto	20.331	15.962	0.276		20.229	
	0.3	A135_CV03	Bosque	80.201	70.785	0.308	0.863	15.468	0.928
			Cultivo	39.996	33.639	0.277		18.602	
			Pasto	20.377	15.949	0.272		19.786	
	0.3a	A135_CV03a	Bosque	80.772	71.030	0.299	0.949	15.224	0.861
			Cultivo	40.208	33.480	0.277		18.565	
			Pasto	20.374	16.017	0.268		19.195	
Slope	0.1	Slope_CV01	Bosque	80.298	70.600	0.335	0.844	16.456	0.980
			Cultivo	40.095	33.597	0.283		17.765	
			Pasto	20.331	15.962	0.277		20.122	
	0.3	Slope_CV03	Bosque	80.201	70.785	0.329	0.895	16.481	0.998
			Cultivo	39.996	33.639	0.284		17.866	
			Pasto	20.377	15.949	0.274		19.547	
	0.3a	Slope_CV03a	Bosque	80.772	71.030	0.321	0.964	16.263	0.966
			Cultivo	40.208	33.480	0.284		17.852	
			Pasto	20.374	16.017	0.267		18.696	
Random	0.1	Random_CV01	Bosque	80.298	70.600	0.334	0.851	16.410	0.986
			Cultivo	40.095	33.597	0.283		17.773	
			Pasto	20.331	15.962	0.276		20.026	
	0.3	Random_CV03	Bosque	80.201	70.785	0.328	0.884	16.498	1.000
			Cultivo	39.997	33.639	0.285		18.151	
			Pasto	20.377	15.949	0.276		20.026	
	0.3a	Random_CV03a	Bosque	80.772	71.030	0.322	0.979	16.411	0.571
			Cultivo	48.647	33.480	0.294		18.677	
			Pasto	20.374	16.017	0.267		18.569	
Ind.Topo	0.1	IndTopo_CV0.1	Bosque	80.298	70.600	0.336	0.845	16.491	0.975
			Cultivo	40.095	40.095	0.283		17.759	
			Pasto	20.331	15.962	0.277		20.175	
	0.3	IndTopo_CV0.3	Bosque	80.201	70.785	0.330	0.908	16.542	0.999
			Cultivo	39.996	33.639	0.285		18.105	
			Pasto	20.377	15.949	0.274		19.561	
	0.3a	IndTopo_CV0.3y0.5	Bosque	80.772	71.030	0.325	0.966	16.528	0.937
			Cultivo	40.208	33.543	0.285		18.078	
			Pasto	20.374	16.017	0.267		18.680	

Con base en los resultados presentados en la Figura 44 y Tabla 29, los parámetros α y β de la función Gumbel con escala Hu presentan comportamiento escalable, representado en la manifestación de la ley de potencia. En este sentido, para el caso del parámetro de escala se pueden identificar tres grupos de pendientes 1) la del escenario de organización en función de la pendiente (Slope) de la cuenca en sus escenarios de variación de la heterogeneidad espacial representada por el coeficiente de variación CV; 2) la del escenario de organización aleatoria (Random) de Hu y según los valores del Índice Topográfico; y 3) los conformados por los escenarios en donde se indujo anisotropía A0, A45 y A135. De manera que la mayor pendiente del escalamiento se encuentra en el escenario Slope y el escalamiento simple amplio se manifiesta de forma más débil para el caso de los escenarios A0, A45 y A135.

Con base en la Figura 44, para el caso del parámetro β en función de la escala Hu , se identifican dos grupos de pendientes: 1) el escenario de organización según la pendiente de la cuenca (Slope) y 2) el conformado por los demás escenarios. En este caso para todos los escenarios, las pendientes de los valores del parámetro β presentan linealidad en la escala logarítmica. Por lo tanto, no se identifican efectos significativos de la organización espacial de Hu , respecto de los parámetros α y β de la función Gumbel.

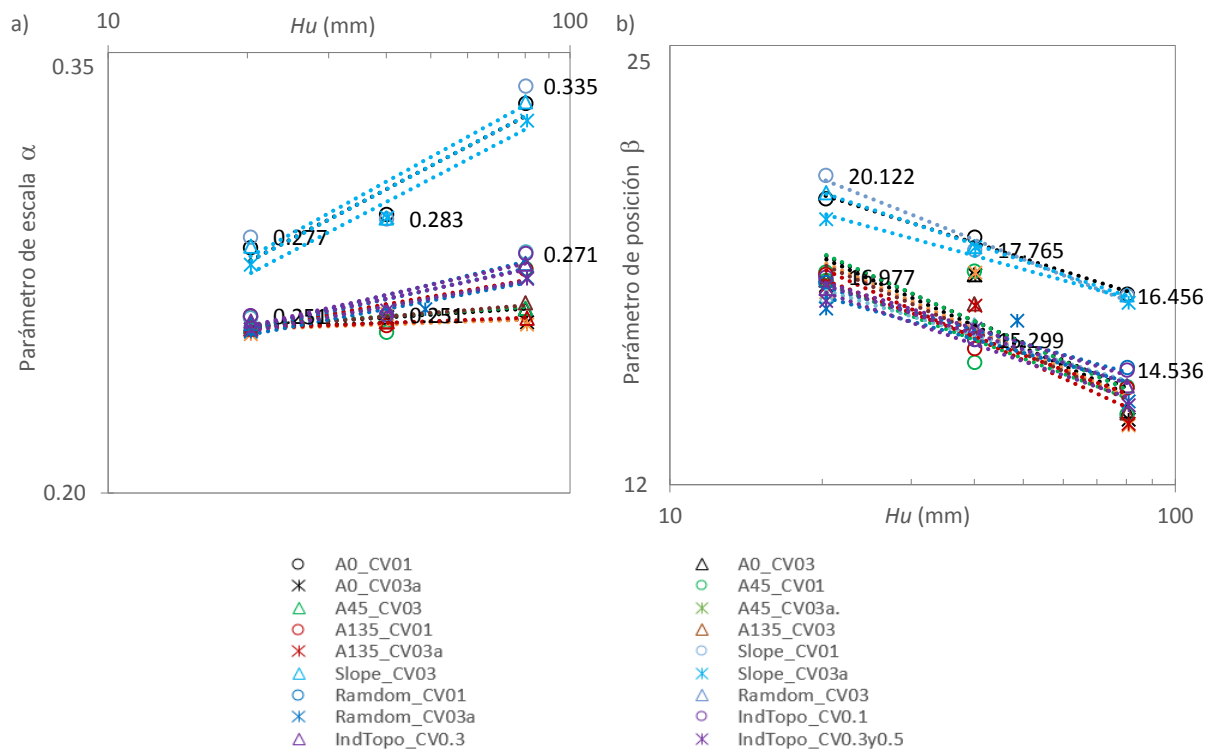


Figura 44. Ajuste de los parámetros de la función Gumbel en escenarios de variación de la organización de Hu

Así mismo, se analizó el comportamiento de los parámetros de la función Gumbel tomando como escala el parámetro K_s (Figura 45 y Tabla 29). En este caso se identifican dos grupos de pendientes: 1) los que siguen la configuración altitudinal de la cuenca, conformados por los escenarios Slope, Ind.Topo y además el Random, y 2) el grupo en el que se anisotropía conformado por los escenarios A0, A45 y A135. De manera que, en este caso el escalamiento se manifiesta más fuertemente en el primer grupo que en el segundo para el caso del parámetro de escala α en la función Gumbel.

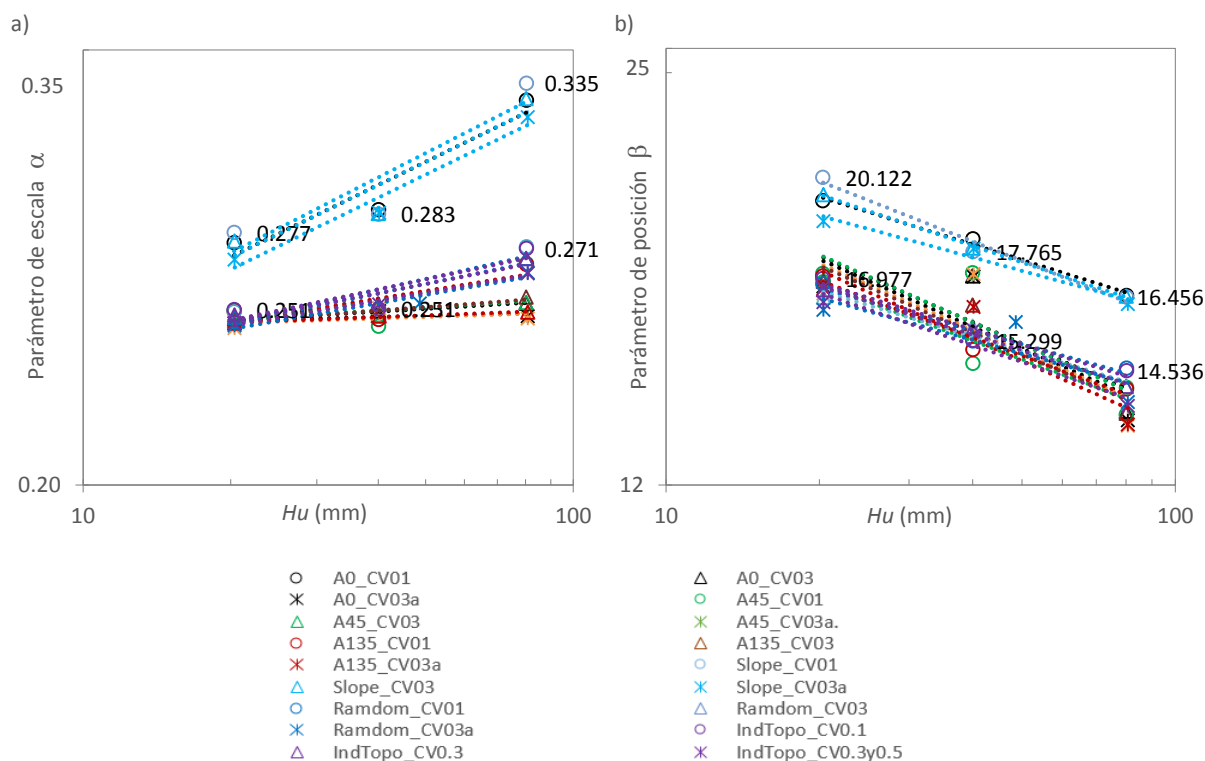


Figura 45. Ajuste de los parámetros de la función Gumbel en escenarios de variación de la organización de K_s

A partir de los valores obtenidos de R^2 (Tabla 29) se observa que cuando disminuye el coeficiente de variación CV , se alcanza mejor ajuste en la linealidad en la escala log-log. Es decir, cuando K_s presenta alta continuidad en su distribución espacial ($CV0.3a$), mayor es el ajuste de los parámetros α y β de la función Gumbel. Esto explica la razón por la que en los escenarios de anisotropía inducida ($A0$, $A45$ y $A135$) se presentan escalamientos más débiles, en comparación con los escenarios que siguen la configuración natural de las elevaciones en la cuenca ($Slope$ e $Ind.Topo$), y así mismo ocurre para el escenario de distribución aleatoria de K_s ($Random$).

Por otra parte, se analizó el efecto de la variación espacial de la lluvia sobre los parámetros de la función Gumbel, mediante la simulación de la distribución espacial homogénea de la precipitación de los escenarios de variación espacial de la organización de los parámetros H_u y K_s . Esto se logró asignando la precipitación media areal para toda la cuenca. Posteriormente, se obtuvieron parámetros de la función Gumbel, los cuales se presentan en la Tabla 28. Así mismo se graficó el comportamiento de los parámetros α y β en las escalas H_u y K_s (Figuras 45 y 46; Tabla 30) y no se observaron diferencias ostensibles en comparación con los escenarios en donde se involucró la variación espacial y temporal de la lluvia, según los registros de las estaciones pluviográficas seleccionadas para este estudio.

Tabla 30. Valores parámetros función Gumbel en escenarios de variación de la organización de Hu y Ks, sin variación espacial de la lluvia

Escenario	CV	Nomenclatura	Cover	Hu	Ks	α	R ²	β	R ²
A0	0.1	A0_CV01	Bosque	80.298	70.600	0.328	0.916	16.498	0.989
			Cultivo	40.095	33.597	0.285		18.151	
			Pasto	20.331	15.962	0.273		19.348	
	0.3	A0_CV03	Bosque	80.201	70.785	0.252726	0.999	13.5747	0.729
			Cultivo	39.996	33.639	0.250061		17.0489	
			Pasto	20.377	15.949	0.247183		16.9037	
	0.3a	A0_CV03a	Bosque	80.772	71.030	0.248426	0.330	13.3772	0.782
			Cultivo	40.208	33.480	0.250074		17.0279	
			Pasto	20.374	16.017	0.246143		16.7479	
A45	0.1	A45_CV01	Bosque	80.297	70.600	0.265947	0.521	14.1365	0.897
			Cultivo	40.095	33.597	0.245253		14.724	
			Pasto	20.331	15.961	0.250361		17.1213	
	0.3	A45_CV03	Bosque	80.201	70.785	0.252929	0.951	13.5038	0.708
			Cultivo	39.996	33.639	0.251106		17.1428	
			Pasto	20.377	15.949	0.247124		16.8851	
	0.3a	A45_CV03a.	Bosque	80.772	80.772	0.247681	0.219	13.2534	0.648
			Cultivo	40.208	40.208	0.251041		17.1036	
			Pasto	20.374	20.374	0.244686		16.5492	
A135	0.1	A135_CV01	Bosque	80.297	70.600	0.26563	0.628	14.1034	0.968
			Cultivo	40.095	33.597	0.247436		15.0684	
			Pasto	20.331	15.962	0.250077		17.0507	
	0.3	A135_CV03	Bosque	80.201	70.785	0.254649	0.858	13.5319	0.886
			Cultivo	39.996	33.639	0.248624		16.2338	
			Pasto	20.377	15.949	0.247665		16.8947	
	0.3a	A135_CV03a	Bosque	80.772	71.030	0.249761	0.966	13.2821	0.855
			Cultivo	40.208	33.480	0.248573		16.1866	
			Pasto	20.374	16.017	0.246327		16.6989	
Slope	0.1	Slope_CV01	Bosque	80.298	70.600	0.335389	0.844	16.456	0.980
			Cultivo	40.095	33.597	0.283288		17.7651	
			Pasto	20.331	15.962	0.27677		20.1224	
	0.3	Slope_CV03	Bosque	80.201	70.785	0.328738	0.895	16.481	0.998
			Cultivo	39.996	33.639	0.283619		17.8657	
			Pasto	20.377	15.949	0.273683		19.5466	
	0.3a	Slope_CV03a	Bosque	80.772	71.030	0.321054	0.964	16.2632	0.966
			Cultivo	40.208	33.480	0.283751		17.8521	
			Pasto	20.374	16.017	0.267279		18.6959	
Random	0.1	Random_CV01	Bosque	80.298	70.600	0.271722	0.786	14.5997	0.959
			Cultivo	40.095	33.597	0.250707		15.2884	
			Pasto	20.331	15.962	0.249853		16.8194	
	0.3	Random_CV03	Bosque	80.201	70.785	0.267712	0.914	14.1544	0.964
			Cultivo	39.997	33.639	0.25235		15.6706	
			Pasto	20.377	15.949	0.248039		16.4539	
	0.3a	Random_CV03a	Bosque	80.772	71.030	0.262906	0.941	13.7951	0.724
			Cultivo	48.647	33.480	0.25262		15.7785	
			Pasto	20.374	16.017	0.245477		16.104	
IndTopo	0.1	IndTopo_CV0.1	Bosque	80.298	70.600	0.271132	0.763	14.5361	0.960
			Cultivo	40.095	40.095	0.250763		15.299	
			Pasto	20.331	15.962	0.250565		16.9765	
	0.3	IndTopo_CV0.3	Bosque	80.201	70.785	0.267516	0.892	14.1599	0.991
			Cultivo	39.996	33.639	0.252278		15.5852	
			Pasto	20.377	15.949	0.248836		16.6601	
	0.3a	IndTopo_CV0.3y0.5	Bosque	80.772	71.030	0.262581	0.981	13.7012	0.937
			Cultivo	40.208	33.543	0.252211		15.569	
			Pasto	20.374	16.017	0.246269		16.3175	

Por lo tanto, con base en los resultados obtenidos en la cuenca del Río Combeima, es posible afirmar que la variación espacial de la lluvia no ejerce un efecto significativo en el escalamiento simple amplio de los parámetros de la función Gumbel, dentro del proceso de estimar crecidas en escenarios de cambios de uso del suelo (Figuras 44 a 47).

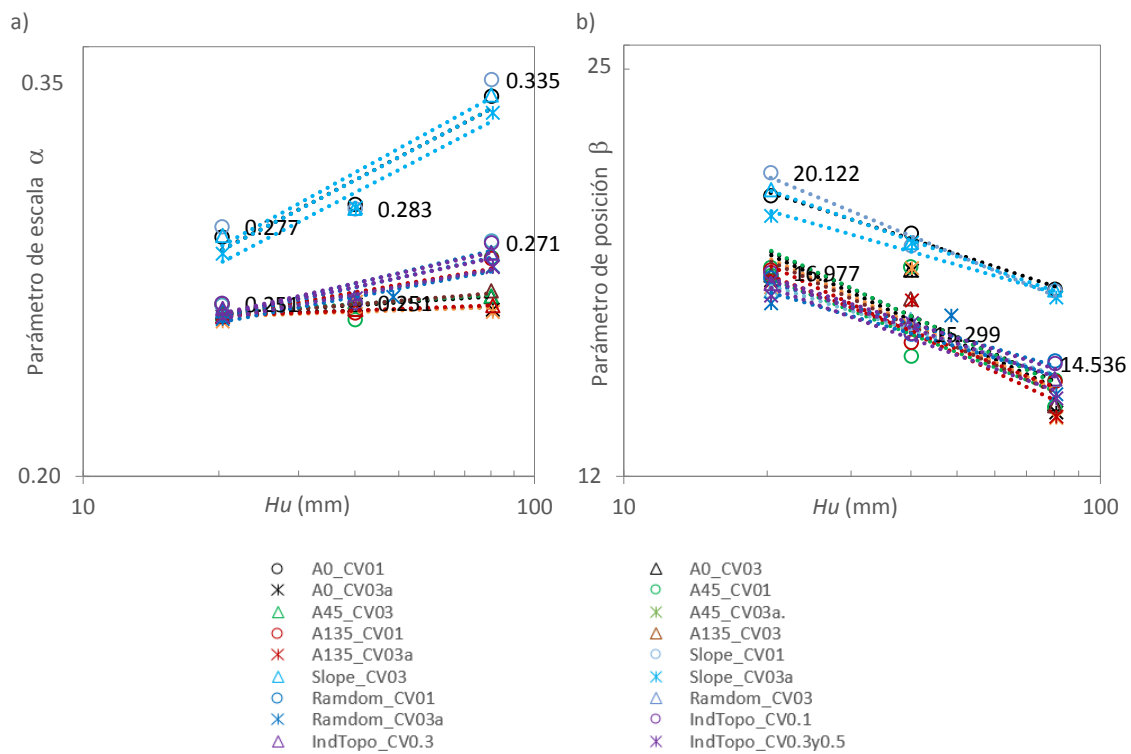


Figura 46. Ajuste de los parámetros de la función Gumbel en escenarios de variación de la organización de H_u , sin variación espacial de la lluvia

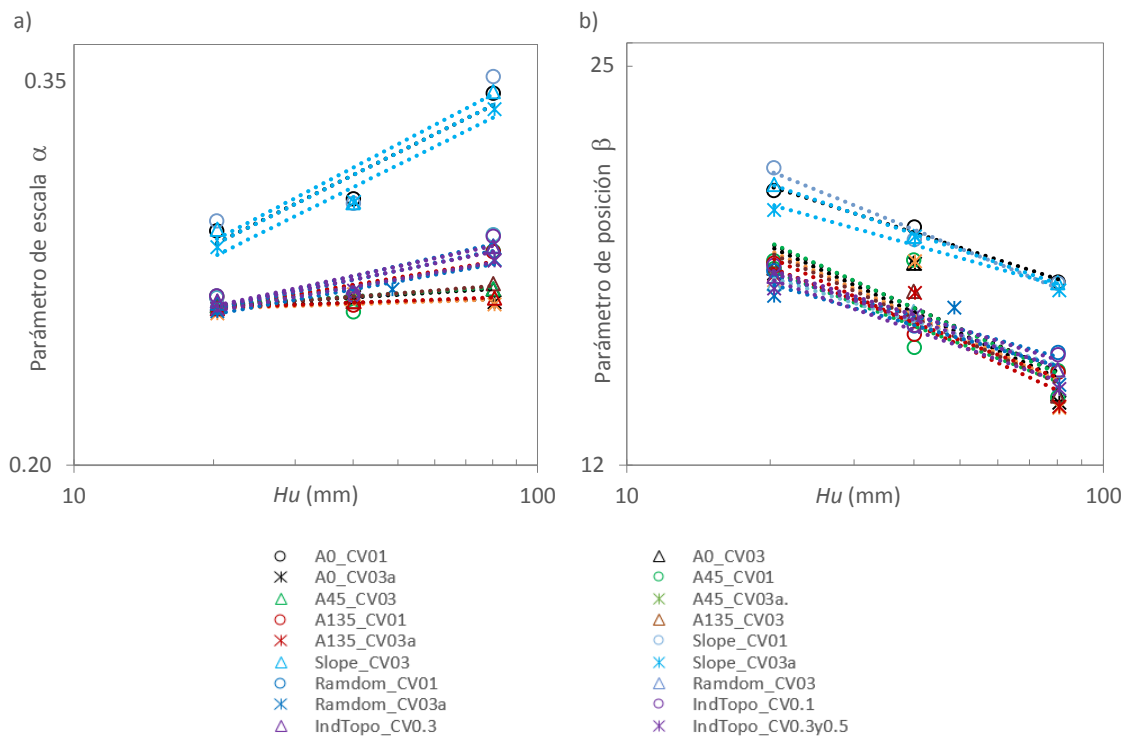


Figura 47. Ajuste de los parámetros de la función Gumbel en escenarios de variación de la organización de K_s , sin variación espacial de la lluvia

4.4.5. Evaluación del efecto de la organización de H_u y K_s sobre los parámetros de la función GEV en la cuenca hipotética

En el caso de la función GEV se probó el efecto de la variación de la estructura de organización de las propiedades hidráulicas del suelo H_u y K_s , sobre los parámetros de escala α , posición β y forma κ . Por lo tanto, se calcularon sus valores los cuales se presentan en la Tabla 31 y se representan gráficamente en la Figura 48 para el caso de la escala H_u y Figura 49 para K_s .

Tabla 31. Valores parámetros función GEV en escenarios de variación de la organización de H_u y K_s

Esc.	CV	Nomenclatura	Cover	H_u	K_s	α	R^2	β	R^2	κ	R^2
A0	0.1	A0_CV01	Bosque	80.298	70.600	3.177	0.868	0.234	0.598	8.769	0.904
			Cultivo	40.095	33.597	3.622		0.354		10.815	
			Pasto	20.331	15.962	3.710		0.311		11.441	
	0.3	A0_CV03	Bosque	80.201	70.785	3.489	0.967	0.293	0.844	9.555	0.849
			Cultivo	39.996	33.639	3.665		0.283		11.242	
			Pasto	20.377	15.949	3.756		0.262		11.508	
	0.3	A0_CV03a	Bosque	80.772	71.030	3.552	0.999	0.308	0.865	9.744	0.851
			Cultivo	40.208	33.480	3.665		0.286		11.237	
			Pasto	20.374	16.017	3.794		0.242		11.480	
A45	0.1	A45_CV01	Bosque	80.297	70.600	3.142	0.713	0.242	0.352	8.915	0.875
			Cultivo	40.095	33.597	3.736		0.387		10.993	
			Pasto	20.331	15.961	3.701		0.304		11.463	
	0.3	A45_CV03	Bosque	80.201	70.785	3.493	0.989	0.296	0.485	9.510	0.842
			Cultivo	39.996	33.639	3.653		0.299		11.251	
			Pasto	20.377	15.949	3.764		0.260		11.502	
	0.3	A45_CV03a	Bosque	80.772	80.772	3.548	0.986	0.307	0.648	9.743	0.852
			Cultivo	40.208	40.208	3.656		0.300		11.239	
			Pasto	20.374	20.374	3.821		0.230		11.485	
A135	0.1	A135_CV01	Bosque	80.297	70.600	3.141	0.739	0.235	0.383	8.852	0.872
			Cultivo	40.095	33.597	3.725		0.384		10.998	
			Pasto	20.331	15.962	3.710		0.303		11.471	
	0.3	A135_CV03	Bosque	80.201	70.785	3.405	0.862	0.289	0.129	9.407	0.866
			Cultivo	39.996	33.639	3.699		0.312		11.145	
			Pasto	20.377	15.949	3.751		0.261		11.485	
	0.3	A135_CV03a	Bosque	80.772	71.030	3.510	0.967	0.297	0.378	9.633	0.869
			Cultivo	40.208	33.480	3.701		0.315		11.137	
			Pasto	20.374	16.017	3.800		0.224		11.442	
Slope	0.1	Slope_CV01	Bosque	80.298	70.600	3.887	0.865	0.318	0.602	11.451	0.907
			Cultivo	40.095	33.597	3.623		0.351		10.793	
			Pasto	20.331	15.962	3.707		0.309		11.435	
	0.3	Slope_CV03	Bosque	80.201	70.785	3.165	0.890	0.237	0.497	8.901	0.916
			Cultivo	39.996	33.639	3.605		0.338		10.786	
			Pasto	20.377	15.949	3.758		0.301		11.412	
	0.3	Slope_CV03a	Bosque	80.772	71.030	3.208	0.965	0.249	0.018	9.054	0.928
			Cultivo	40.208	33.480	3.603		0.336		10.786	
			Pasto	20.374	16.017	3.823		0.245		11.358	
Ramdom	0.1	Ramdom_CV01	Bosque	80.298	70.600	3.177	0.857	0.234	0.615	8.769	0.904
			Cultivo	40.095	33.597	3.623		0.353		10.803	
			Pasto	20.331	15.962	3.710		0.311		11.442	
	0.3	Ramdom_CV03	Bosque	80.201	70.785	3.166	0.869	0.240	0.605	8.917	0.916
			Cultivo	39.997	33.639	3.638		0.350		10.804	
			Pasto	20.377	15.949	3.756		0.301		11.439	
	0.3	Ramdom_CV03a	Bosque	80.772	71.030	3.245	0.987	0.255	0.002	9.102	0.958
			Cultivo	48.647	33.480	3.636		0.348		10.794	
			Pasto	20.374	16.017	3.844		0.248		11.433	
IndTopo	0.1	IndTopo_CV0.1	Bosque	80.298	70.600	3.124	0.855	0.225	0.642	8.753	0.907
			Cultivo	40.095	40.095	3.627		0.352		10.799	
			Pasto	20.331	15.962	3.715		0.309		11.427	

Esc.	CV	Nomenclatura	Cover	Hu	Ks	α	R ²	β	R ²	κ	R ²
			Bosque	80.201	70.785	3.176		0.241		8.940	
	0.3	IndTopo_CV0.3	Cultivo	39.993	33.639	3.625	0.910	0.345	0.615	10.800	0.920
			Pasto	20.377	15.949	3.715		0.309		11.427	
			Bosque	80.772	71.030	3.238		0.256		9.116	
	0.3	IndTopo_CV0.3y0.5	Cultivo	40.208	33.543	3.509	0.972	0.316	0.058	10.530	0.930
			Pasto	20.374	16.017	3.846		0.256		11.418	

Con base en los resultados presentados en la Figura 47a se puede observar que el parámetro α presenta dos grupos de pendientes: 1) las que corresponden a los escenarios en donde se indujo anisotropía en la organización de Hu (A0, A45 y A135) y 2) el grupo que sigue las características del terreno de la cuenca y el escenario aleatorio (Slope, Ind.Topo, Random). En este caso, el escalamiento del parámetro α en función de Hu se manifiesta de forma más fuerte para el caso de los escenarios del grupo 1, los cuales siguen las condiciones del terreno en el sistema natural, dado que su pendiente es mayor que en el caso del grupo 2, en donde se indujo anisotropía en la organización espacial de Hu .

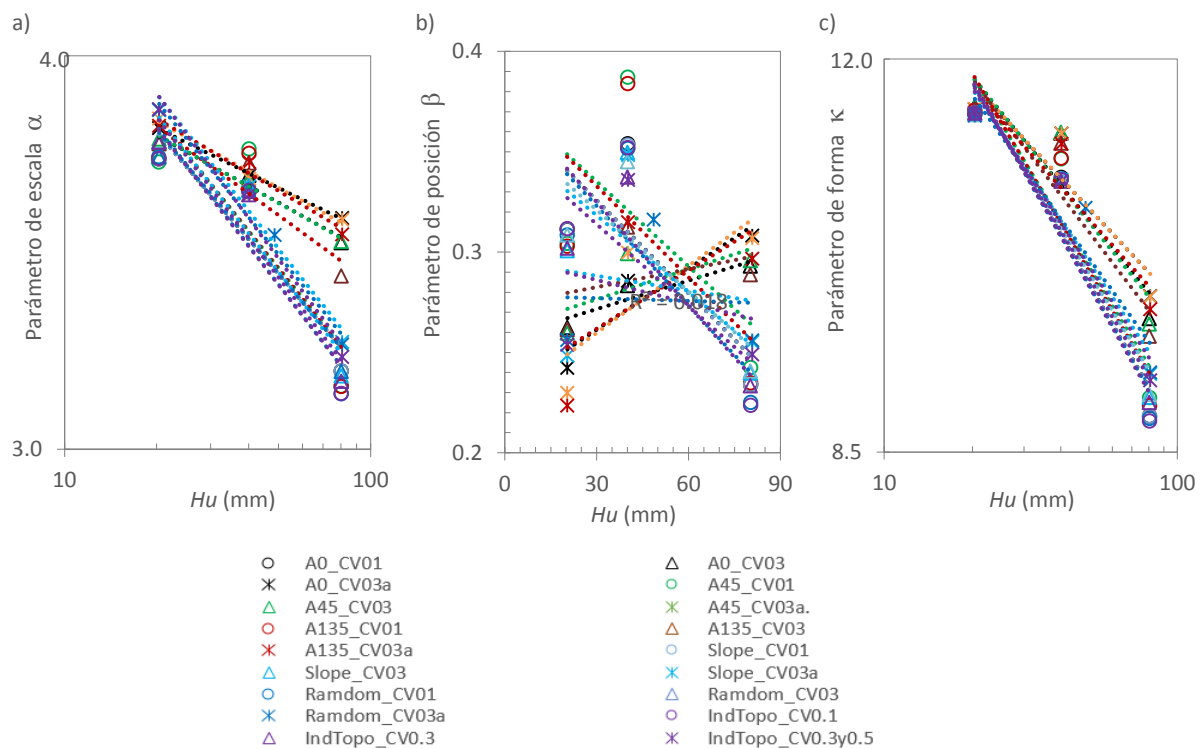


Figura 48. Ajuste de los parámetros de la función GEV en escenarios de variación de la organización de Hu

Este mismo comportamiento se repite para el caso del parámetro de forma κ (Figura 48c). Sin embargo, las diferencias de pendiente entre grupos son menores que en el caso del parámetro de escala α .

Por otra parte, el parámetro de posición β presenta pobre ajuste lineal escalar (Tabla 32 y Figura 48b). Sin embargo, permite identificar los mismos grupos de pendientes que en el caso de los parámetros de escala α y forma κ . Para los parámetros α , β , κ se identifica un mejor ajuste cuando se trata de una baja variación de la heterogeneidad espacial de Hu (CV0.1), mientras que para heterogeneidades más altas el valor de R^2 se hace menor. Por lo tanto, esto podría indicar que el escalamiento simple amplio es más fuerte en configuraciones estructurales de la organización de Hu más cercanas a las condiciones del sistema natural.

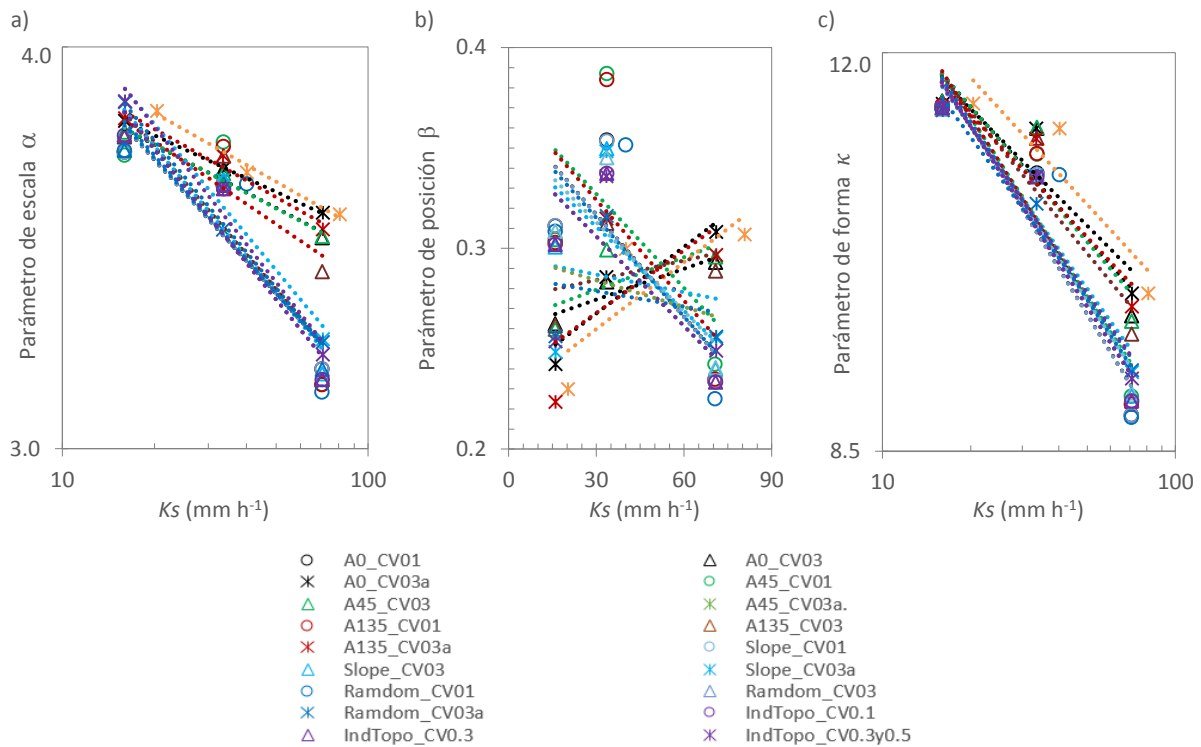


Figura 49. Ajuste de los parámetros de la función GEV en escenarios de variación de la organización de Ks

De la misma forma, se analizó la influencia de la organización espacial de Ks sobre la escalabilidad de los parámetros de la función GEV (Tabla 32 y Figura 49). De manera que no se encontraron diferencias significativas respecto de la escala Hu . En consecuencia y con base en los resultados obtenidos, el escalamiento simple amplio se manifiesta en los diferentes escenarios de organización espacial de los parámetros Hu y Ks , de manera que probablemente el escalado de los parámetros de la función GEV, se pueda presentar en diferentes configuraciones organizacionales o de ubicación de las propiedades hidráulicas del suelo en la cuenca hipotética definida para estas pruebas.

Por otra parte, se probó el efecto de la variación espacial de la lluvia, mediante la simulación de la distribución homogénea de la precipitación en el área de la cuenca en todos los escenarios de distribución espacial de Hu y Ks . Los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 32 y Figuras 50 y 51.

Tabla 32. Valores parámetros función GEV en escenarios de variación de la organización de H_u y K_s , sin variación espacial de la lluvia

Esc.	CV	Nomenclatura	Cover	H_u	K_s	α	R^2	β	R^2	κ	R^2
A0	0.1	A0_CV01	Bosque	80.298	70.600	3.176	0.911	0.241	0.541	8.940	0.915
			Cultivo	40.095	33.597	3.625		0.345		10.800	
			Pasto	20.331	15.962	3.766		0.303		11.428	
	0.3	A0_CV03	Bosque	80.201	70.785	4.015	0.985	0.299	0.568	10.955	0.817
			Cultivo	39.996	33.639	4.024		0.299		11.958	
			Pasto	20.377	15.949	4.038		0.201		12.050	
	0.3a	A0_CV03a	Bosque	80.772	71.030	4.050	0.409	0.313	0.958	11.101	0.842
			Cultivo	40.208	33.480	4.020		0.298		11.956	
			Pasto	20.374	16.017	4.107		0.296		12.075	
A45	0.1	A45_CV01	Bosque	80.297	70.600	3.824	0.352	0.280	0.823	10.531	0.918
			Cultivo	40.095	33.597	4.164		0.309		11.624	
			Pasto	20.331	15.961	4.022		0.305		11.982	
	0.3	A45_CV03	Bosque	80.201	70.785	4.017	0.624	0.296	0.564	10.918	0.852
			Cultivo	39.996	33.639	4.004		0.296		11.930	
			Pasto	20.377	15.949	4.095		0.312		12.089	
	0.3a	A45_CV03a.	Bosque	80.772	80.772	4.056	0.354	0.314	0.991	11.097	0.868
			Cultivo	40.208	40.208	4.007		0.295		11.916	
			Pasto	20.374	20.374	4.132		0.282		12.073	
A135	0.1	A135_CV01	Bosque	80.297	70.600	3.831	0.528	0.284	0.857	10.543	0.918
			Cultivo	40.095	33.597	4.106		0.309		11.624	
			Pasto	20.331	15.962	4.036		0.308		11.977	
	0.3	A135_CV03	Bosque	80.201	70.785	3.986	0.888	0.292	0.923	10.843	0.885
			Cultivo	39.996	33.639	4.068		0.300		11.834	
			Pasto	20.377	15.949	4.087		0.311		12.061	
	0.3a	A135_CV03a	Bosque	80.772	71.030	4.042	0.054	0.309	0.645	11.016	0.921
			Cultivo	40.208	33.480	4.071		0.300		11.827	
			Pasto	20.374	16.017	4.033		0.206		12.095	
Slope	0.1	Slope_CV01	Bosque	80.298	70.600	3.176	0.865	0.234	0.602	8.769	0.907
			Cultivo	40.095	33.597	3.623		0.353		10.803	
			Pasto	20.331	15.962	3.710		0.311		11.442	
	0.3	Slope_CV03	Bosque	80.201	70.785	3.166	0.890	0.240	0.497	8.917	0.916
			Cultivo	39.996	33.639	3.638		0.350		10.804	
			Pasto	20.377	15.949	3.756		0.301		11.439	
	0.3a	Slope_CV03a	Bosque	80.772	71.030	3.245	0.965	0.255	0.018	9.102	0.928
			Cultivo	40.208	33.480	3.636		0.348		10.794	
			Pasto	20.374	16.017	3.844		0.248		11.433	
Random	0.1	Random_CV01	Bosque	80.298	70.600	3.717	0.786	0.315	0.373	10.477	0.945
			Cultivo	40.095	33.597	4.033		0.296		11.496	
			Pasto	20.331	15.962	4.046		0.307		11.932	
	0.3	Random_CV03	Bosque	80.201	70.785	3.774	0.924	0.342	0.564	10.551	0.954
			Cultivo	39.997	33.639	4.007		0.288		11.501	
			Pasto	20.377	15.949	4.086		0.309		11.937	
	0.3a	Random_CV03a	Bosque	80.772	71.030	3.830	0.932	0.341	0.921	10.644	0.861
			Cultivo	48.647	33.480	4.004		0.289		11.517	
			Pasto	20.374	16.017	4.125		0.275		11.905	
IndTopo	0.1	IndTopo_CV0.1	Bosque	80.298	70.600	3.715	0.774	0.293	0.895	10.439	0.940
			Cultivo	40.095	40.095	4.026		0.298		11.502	
			Pasto	20.331	15.962	4.034		0.306		11.934	
	0.3	IndTopo_CV0.3	Bosque	80.201	70.785	3.777	0.892	0.331	0.555	10.544	0.957
			Cultivo	39.993	33.639	4.010		0.291		11.497	
			Pasto	20.377	15.949	4.067		0.307		11.949	
	0.3a	IndTopo_CV0.3y0.5	Bosque	80.772	71.030	3.832	0.971	0.335	0.998	10.620	0.961
			Cultivo	40.208	33.543	4.011		0.290		11.487	
			Pasto	20.374	16.017	4.108		0.272		11.915	

Con base en los resultados presentados en la Figura 48, en el parámetro de escala se identifican tres grupos de pendientes 1) los que corresponden a los escenarios de organización espacial de H_u con anisotropía inducida (A0, A45, A135); 2) el que corresponde al Índice Topográfico (Ind.Topo) y el aleatorio (Random); 3) el que sigue la pendiente del

terreno de la cuenca (Slope). En este caso se diferencian de forma más marcada los tres grupos en comparación con el escenario en donde se involucró la variación espacial de la precipitación (Figura 48). Este mismo comportamiento se presenta de forma similar en el caso del parámetro de forma. Sin embargo, es importante resaltar que la pendiente que describe la linealidad del parámetro de escala es similar para el caso de los grupos 2 y 3, los cuales corresponden a los que siguen las características del terreno de la cuenca (Ind.Topo y Slope). Así mismo, al observar el ajuste alcanzado en cada escenario (Tabla 32), R^2 se hace mayor para valores bajos del coeficiente de variación, lo cual se relaciona con una alta continuidad en la organización espacial de Hu en el área de la cuenca. Esto explica el comportamiento de la pendiente del escenario Random y puede indicar que la escalabilidad de los parámetros α y κ es más fuerte en los escenarios de organización, los cuales se aproximan más a las condiciones del sistema natural.

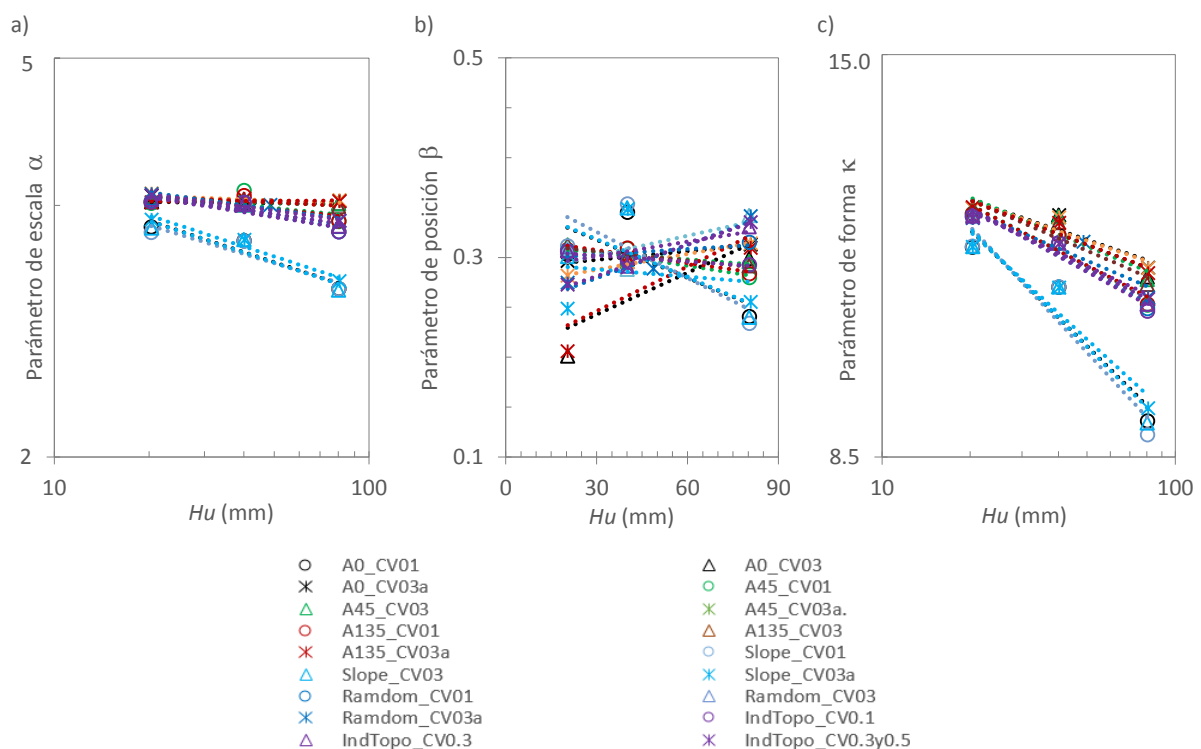


Figura 50. Ajuste de los parámetros de la función GEV en escenarios de variación de la organización de Hu , sin variación espacial de la lluvia

El caso del comportamiento de los parámetros de la función GEV con la escala Ks es similar que para Hu (Figura 49). Sin embargo, la observación más importante en este análisis tiene relación con la sensibilidad de los parámetros de la función GEV, ante la variación espacial de la precipitación. Por lo tanto, aunque el escalamiento simple amplio se manifiesta en los escenarios de variación espacial de la organización desarrollados en este estudio, las características de la lluvia influyen en la pendiente del escalamiento, de manera que dicha

influencia puede hacer que la pendiente de la linealidad de los parámetros respecto de las escalas Hu y Ks , sea más fuerte o débil, según sea el caso.

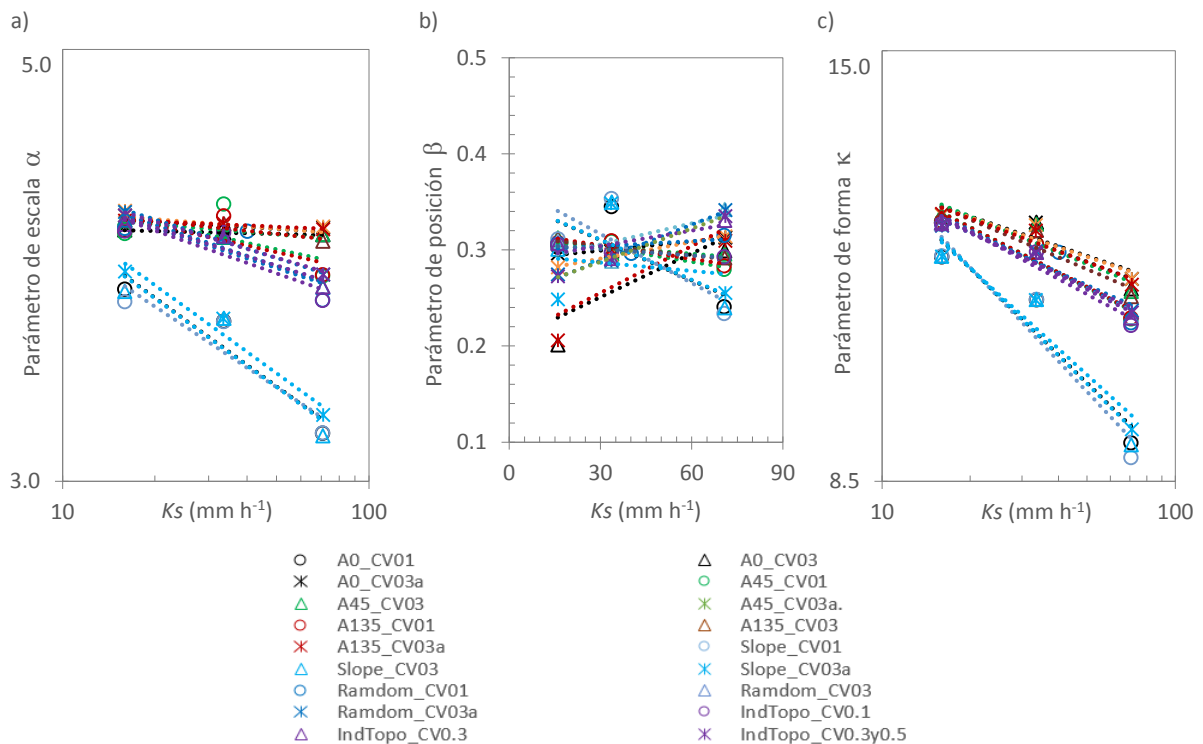


Figura 51. Ajuste de los parámetros de la función GEV en escenarios de variación de la organización de Ks , sin variación espacial de la lluvia

En general, para el caso de la función Gumbel la ubicación de los valores correspondientes a las propiedades hidráulicas del suelo Hu y Ks , influye en la fuerza o debilidad del escalamiento simple amplio, como se observó en los numerales 4.4.4 y 4.4.5. No obstante, cuando se trata de los escenarios con anisotropía inducida en Hu y Ks se presentó comportamiento escalable débil, según la baja pendiente observada. A su vez, los escenarios en donde se siguió la pendiente de la cuenca y se realizó la organización con base en los valores del Índice Topográfico, se presentó una pendiente mayor, lo cual indica que la fuerza del escalado es mejor cuando se sigue una organización más aproximada a las condiciones del sistema natural. No obstante, este análisis aplica para el caso del parámetro de escala α , dado que en el caso del parámetro de forma β no se presentan diferencias ostensibles entre escenarios de organización.

Por otra parte, se encontró que la variación espacial de la lluvia no ejerce influencia significativa sobre el escalado simple amplio de las crecidas a partir de las propiedades hidráulicas del suelo (Figuras 50 y 51). Esto fue posible mediante la simulación de escenarios de variación de organización de Hu y Ks con la variación espacial y temporal de la

precipitación reportada en la zona de estudio y definiendo lluvia uniforme en la cuenca, la cual corresponde a la lluvia media areal de la cuenca.

En el caso de la función GEV también se distinguen dos grupos de pendientes: 1) Random, Slope y Ind.Topo ; 2) A0. A45 y A135. Por lo tanto, para Hu y Ks se identifican pendientes más fuertes en el ajuste lineal del grupo 1 y menores en el grupo 2. Así mismo, se observa que dicho ajuste es mejor cuando se aumenta la continuidad espacial de Hu , lo cual se indujo reduciendo el coeficiente de variación en los diferentes escenarios de simulación. Por lo tanto, se puede afirmar que la ley de potencia se manifiesta de forma más fuerte en los parámetros de la función GEV, cuando se trata de estructuras organizacionales más cercanas a las condiciones naturales de la cuenca.

En las pruebas realizadas para evaluar el efecto de la variación espacial de la lluvia en el escalado de los parámetros de la función GEV se encontró influencia en las características de la lluvia sobre la pendiente del ajuste de los parámetros respecto de las escalas Hu y Ks . En este caso el escalamiento se hace más fuerte cuando se presenta la variabilidad espacial de la lluvia (Figuras 50 y 51). Sin embargo, se requieren más estudios para determinar la influencia de la variabilidad espacial y temporal de la lluvia sobre el comportamiento escalable de los parámetros de la función GEV.

4.5. Escalamiento volúmenes anuales de escorrentía a partir de las propiedades hidráulicas del suelo

Tal como se presentó en el numeral 4.3., es posible estimar crecidas mediante el escalamiento simple amplio considerando como escalas las propiedades hidráulicas del suelo Hu , y Ks (Peña et al., 2015b, a). En este apartado se ha comprobado el escalamiento simple amplio de volúmenes anuales en la cuenca del Río Combeima, a partir de las escalas Hu , Ks y Kss , mediante su identificación en el ajuste lineal log-log de los momentos ordinarios de orden r , tal como se presenta en las Figuras 52, 53 y 54 para Hu , Ks y Kss , respectivamente.

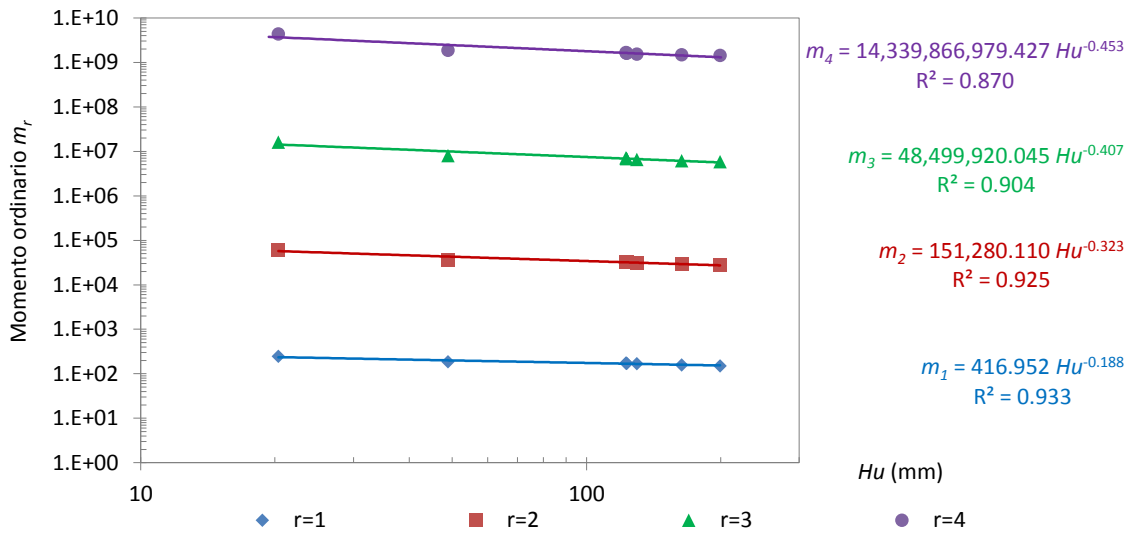


Figura 52. Comprobación del escalamiento simple amplio de Hu , en el régimen de volúmenes anuales de escorrentía

Dado que para los volúmenes anuales se manifiesta su invarianza en las escalas Hu , Ks y Kss , esta relación puede ser expresada como indican las ecuaciones 74, 75 y 76, respectivamente.

$$V_{Hu} \stackrel{\text{def}}{=} Hu^\alpha V_s \quad (\text{Ec. 74})$$

$$V_{Ks} \stackrel{\text{def}}{=} Ks^\alpha V_s \quad (\text{Ec. 75})$$

$$V_{Kss} \stackrel{\text{def}}{=} Kss^\alpha V_s \quad (\text{Ec. 76})$$

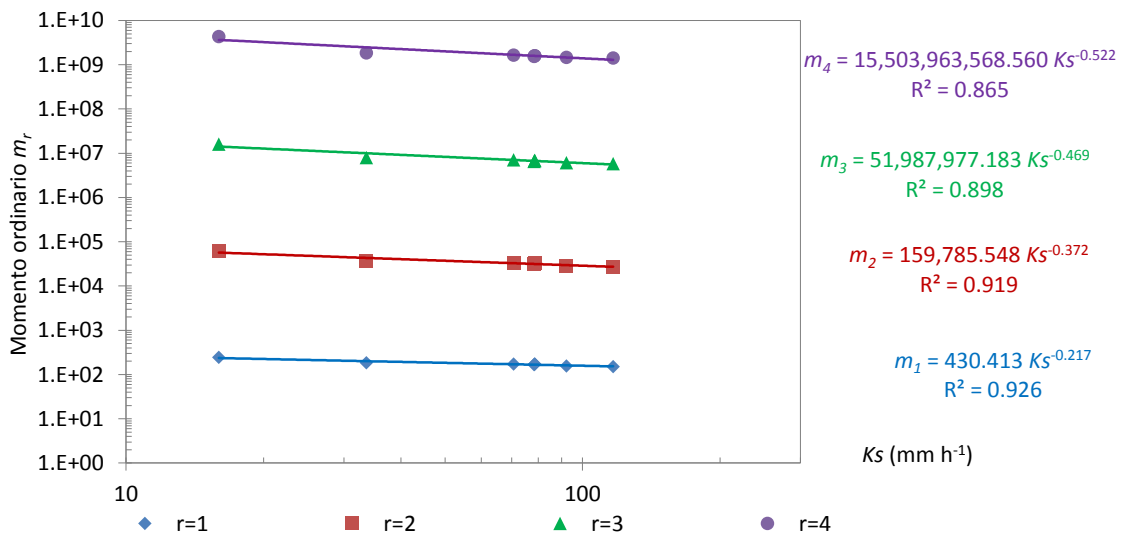


Figura 53. Comprobación del escalamiento simple amplio de Ks , en régimen de volúmenes anuales de escorrentía

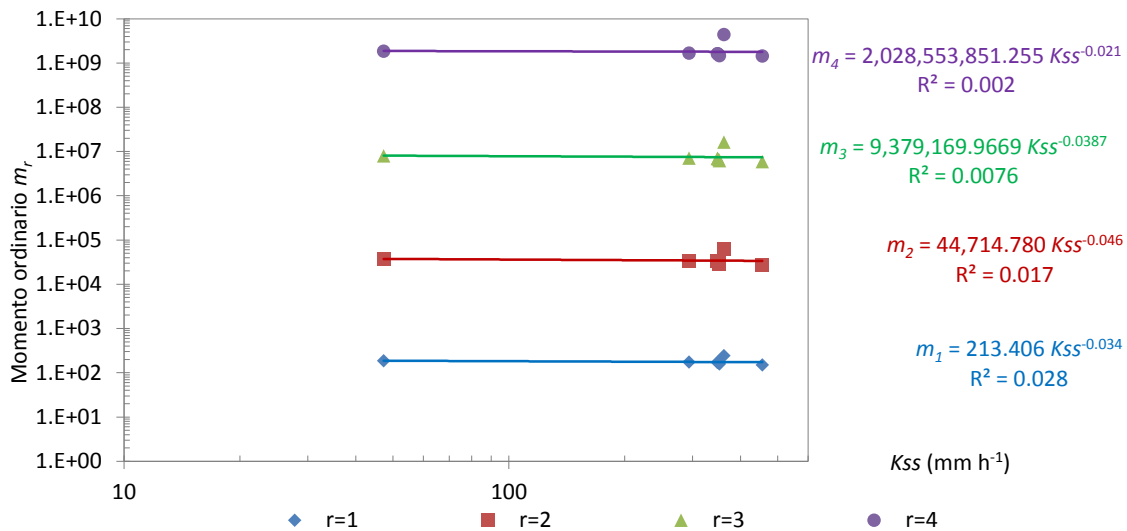


Figura 54. Comprobación del escalamiento simple amplio de K_{ss} , en el régimen de volúmenes anuales de escorrentía

Así mismo, fue posible hallar los exponentes de escala en las escalas Hu , Ks y K_{ss} (Tabla 33). No obstante, se observa que el ajuste lineal de los exponentes de escala para el parámetro K_{ss} es muy bajo, indicando la debilidad del escalamiento simple amplio. Este comportamiento puede ser ratificado al observar la baja pendiente que describe el ajuste de los momentos ordinarios presentados en la Figura 55. Por lo tanto, podría afirmarse que para el caso de la cuenca del Río Combeima, el escalamiento de volúmenes anuales a partir del parámetro K_{ss} es muy débil, y por tanto, su aplicación podría inducir una alta incertidumbre en las estimaciones hidrológicas.

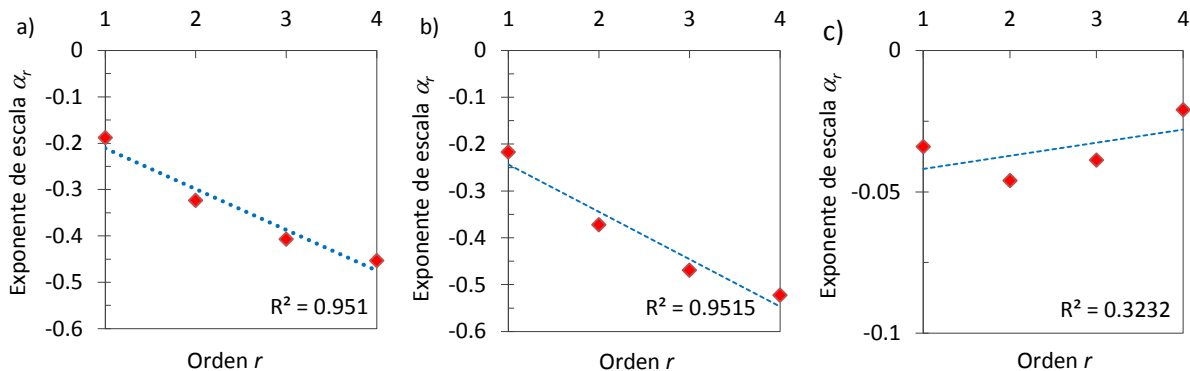


Figura 55. Exponentes de escala α y orden r para diferentes a) Hu ; b) Ks ; c) K_{ss} -Régimen de volúmenes anuales de escorrentía

Tabla 33. Valores exponentes de escala α en el régimen de volúmenes anuales de escorrentía

Orden r	Exponente de escala α estimado		
	Hu	Ks	K_{ss}
1	-0.188	-0.217	-0.034
2	-0.323	-0.372	-0.046
3	-0.407	-0.469	-0.0387
4	-0.453	-0.522	-0.021
R^2	0.9813	0.9783	0.9744

4.5.1. Comportamiento de los parámetros de la función LogNormal

Para el análisis de frecuencias de volúmenes anuales de escorrentía en escenarios de cambios de uso del suelo para la cuenca del Río Combeima se aplicó la función LogNormal (Figura 56 y Tabla 34). En este caso, los mayores volúmenes se relacionan con usos como los pastos, mientras que magnitudes menores corresponden a cultivos y seguidamente se encuentran los bosques. Así mismo, se observa que para los usos del suelo del escenario correspondiente al escenario de simulación 1991, se presentan volúmenes de escorrentía bajos, mientras que en el escenario 2000 se incrementa un 1.38 %. De manera que desde la simulación hidrológica podría confirmarse que la transición de tierras de bosques a pastos, produce un incremento en el volumen total de escorrentía durante las tormentas, lo cual conduce al aumento de la velocidad de flujo, confirmando los hallazgos de Tian et al (2009) y Douglas et al (2000).

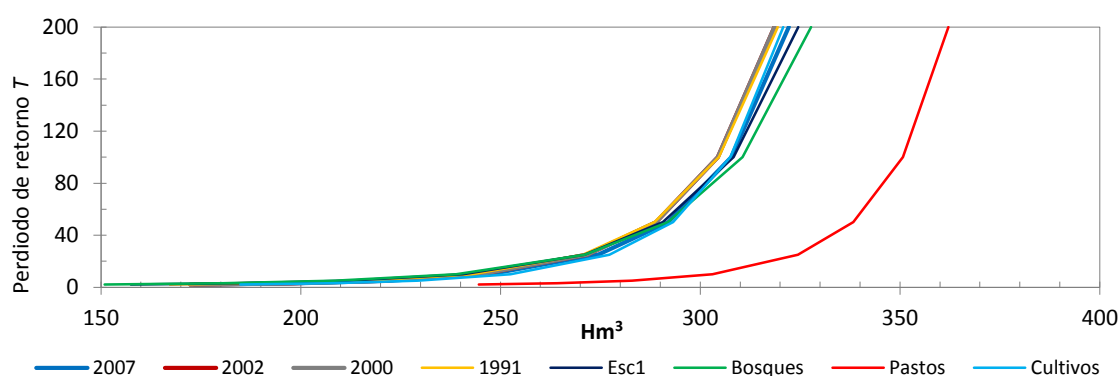


Figura 56. Frecuencia de los caudales máximos en escenarios de cambios de uso del suelo - Distribución LogNormal

Tabla 34. Frecuencia de volúmenes anuales (Hm^3) Distribución LogNormal

Escenario	Hu mm	Ks mmh^{-1}	Kss mmh^{-1}	Periodo de retorno (años)				
				100	50	25	10	5
1991	122.75	70.60	144.05	350.11	318.88	287.41	244.71	210.43
2000	123.11	78.53	170.00	345.34	316.43	287.11	246.98	214.45
2002	123.14	78.60	173.10	345.30	316.40	287.10	246.92	214.40
2007	129.70	78.38	171.20	349.84	320.25	290.28	249.31	216.15
Esc 1	163.44	92.12	171.81	362.69	328.28	291.17	241.80	203.13
Bosques	199.47	116.68	222.46	376.73	334.74	293.52	239.48	197.87
Cultivos	48.88	33.63	47.30	340.80	315.79	290.13	254.45	224.98
Pastos	20.37	15.97	22.11	369.70	351.52	332.35	304.72	280.89

Por otra parte, se obtuvieron los parámetros de la función LogNormal en escenarios de cambios de uso del suelo, de manera que se puede identificar la manifestación de la ley de potencia para el parámetro de escala α (Figura 56). Sin embargo, el mejor ajuste se logra en relación con el contenido de agua en zona de raíces Hu , seguido de Ks , mientras que Kss presenta un ajuste pobre del parámetro α (Figura 57 a, b c). Esto indica que el escalamiento

del parámetro de escala de la función LogNormal, junto con K_{ss} podría inducir una alta incertidumbre en el proceso de estimación de volúmenes medios anuales.

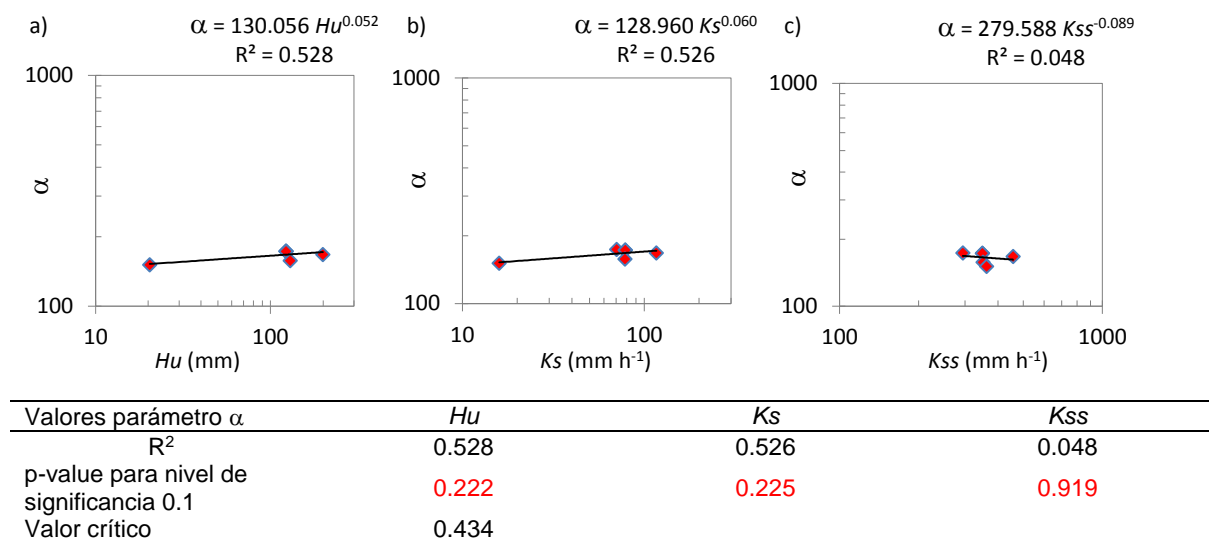
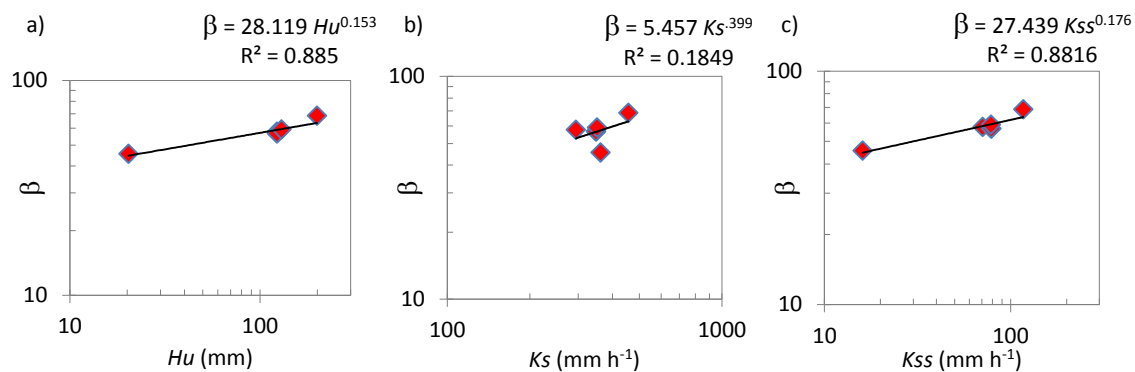


Figura 57. Ajuste lineal del parámetro α para diferentes a) Hu ; b) Ks ; c) K_{ss} - Régimen de volúmenes anuales

Así mismo, en la Figura 58 se presenta el comportamiento del parámetro β , en donde el mejor ajuste se logra con relación a la escala Hu . Por lo tanto, con base en los resultados obtenidos y el comportamiento observado de los parámetros α y β en relación con las escalas Hu , Ks , y K_{ss} se identificar que para el proceso de escalado de los parámetros de la función LogNormal, la más fuerte manifestación de la ley de potencia se presenta en relación con la escala Hu , en donde los parámetros de escala α y posición β presentan valores de R^2 de 0.528 y 0.885 respectivamente. Lo cual contrasta con los valores del ajuste de α y β para las escalas Ks y K_{ss} (Figuras 57 y 58).



Valores parámetro β	Hu	Ks	Kss
R^2	0.885	0.185	0.882
p-value para nivel de significancia 0.1	0.008	0.691	0.009
Valor crítico	0.434		

Figura 58. Ajuste lineal del parámetro β para diferentes a) Hu ; b) Ks ; c) Kss - Régimen de volúmenes anuales

Los resultados obtenidos demuestran que los parámetros de la función LogNormal presentan comportamiento escalable con las propiedades hidráulicas del suelo Hu , Ks y Kss , ya que se encontró linealidad en la escala logarítmica de los parámetros de escala α y posición β , con las escalas Hu , Ks y Kss , lo cual puede ser representado como indican las ecuaciones 77 y 78, en donde la variable S representa las escalas Hu , Ks y Kss .

$$\alpha_S = \alpha_0 S^a \quad (Ec. 77)$$

$$\beta_S = \alpha_0 S^{-b} \quad (Ec. 78)$$

De manera que el cuantil $x_{p,S}$ puede ser obtenido mediante la Ecuación 79, donde $z_{1-\alpha}$, corresponde al valor de una distribución normal estándar a la derecha con una probabilidad $1 - \alpha$.

$$x_{p,S} = \alpha - (X_S) \exp \left[\frac{\mu}{\beta} (e^{-\beta S_0} - e^{-\beta S}) \right] \left\{ -\frac{\sigma^2}{2} (S - S_0) + z_{1-\alpha} \left[\sqrt{\sigma(S - S_0) - Var(\ln X_S)} - \sqrt{Var \ln X_S} \right] \right\}, \quad \forall S \geq S_0 \quad (Ec. 79)$$

Por lo tanto, para expresar la invarianza en las diferentes escalas para el cuantil $x_{p,\lambda S}$, se presenta la Ecuación 80.

$$x_{p,\lambda S} = \alpha - (\lambda S)^{-n} \exp \left[\frac{X_S}{\beta} (e^{-\beta \lambda S_0} - e^{-\beta \lambda S}) \right] \left\{ -\frac{\sigma^2}{2} (\lambda S^{-n} - \lambda S_0^{-n}) + z_{1-\alpha} \left[\sqrt{\sigma(\lambda S - \lambda S_0) - Var(\ln X_S)} - \sqrt{Var \ln X_S} \right] \right\}, \quad \forall \lambda S \geq \lambda S_0 \quad (Ec. 80)$$

o abreviadamente podría expresarse como: $x_{\lambda S}^p = \lambda^{-n} x_S^p$.

Por otra parte, el primer y segundo momento central se expresan como aparece en las ecuaciones 81 y 82, respectivamente.

$$\bar{X}_S = E[X_S] = E[X_{S_0}] \exp \left[\frac{\bar{X}_S}{\beta} (e^{-\beta S_0} - e^{-\beta S}) \right] \quad \forall S \geq 0 \quad (Ec. 81)$$

$$\sigma_{X_S} = \{E[X_S]^2 [\exp(\beta) - 1]\} \quad (Ec. 82)$$

Así mismo, la invarianza en escala se presentan en la media y la varianza, lo cual se expresa como indican las ecuaciones 83 y 84.

$$E[X_S] = \lambda^{-n} E[X_{\lambda S}] \quad (Ec. 83)$$

$$\sigma_{X_{\lambda S}}^2 = \lambda^{-2n} \sigma_{X_S} \quad (Ec. 84)$$

4.5.2. Análisis de resultados del escalamiento en régimen de volúmenes anuales

En el Río Combeima se probó la estimación de volúmenes anuales mediante el escalamiento simple amplio y se encontró que las mejores estimaciones pueden ser obtenidas considerando como escala los parámetros Hu y Ks . Además, dicho escalamiento es más fuerte para el caso de los volúmenes anuales que en el caso del régimen de crecidas. Así mismo, se encontró un débil escalamiento de volúmenes anuales con la escala Kss , lo cual se identifica por la suave pendiente que describe la ley de potencia en la linealidad de los momentos de orden r (Figuras 57 y 58c). Por lo tanto, las estimaciones de volúmenes realizadas con la escala Kss podrían inducir una alta incertidumbre en la simulación hidrológica.

Por otra parte, los parámetros de la función LogNormal probaron ser igualmente escalables, no obstante, el mejor comportamiento se encontró en la relación de los parámetros con la escala Hu , de manera que debido a la débil relación potencial con las escalas Ks y Kss no es conveniente su utilización, en el proceso de realizar predicciones.

4.6. Evaluación del escalamiento en la resolución temporal horaria

En esta tesis se realizaron pruebas para identificar el comportamiento escalable de las propiedades hidráulicas del suelo en diferentes escalas: anual, diaria y en este caso a la escala horaria. Para lograrlo, en la literatura se reportan técnicas para la desagregación de las series de precipitación diaria a la resolución horaria mediante la aplicación de modelos de

cascada (Entekhabi et al., 1989; Hernández et al., 2008; Gaume et al., 2007; Rupp et al., 2012).

En este caso al no disponer de información minotal en las estaciones consideradas para la modelación de la cuenca del Río Combeima, se dispuso de la información de las estaciones pluviométricas indicadas en la Tabla 35, las cuales están a cargo de la Universidad de Ibagué y cuentan con registros cada cinco minutos, las cuales se ubican dentro de la cuenca del Río Combeima y el área considerada para las simulaciones en esta tesis.

Tabla 35. Estaciones de pluviométricas de referencia para la desagregación de las precipitaciones

Estación	Tipo	Cuenca	Elevación m.s.n.m.	Latitud N	Longitud W	Coordenadas Maganasirga			Inicio Registro
						Y	X	Z	
Pastales	PG	La Plata	1629	4° 30' 4.03"	75° 17' 57.1"	989287.989	864779.975	2438	8-Nov-13
El Vivero	PG	Las Perlas	1896	4° 33' 14.5"	75° 19' 22.3"	995144.657	862163.061	2412	8-Nov-13
El Rancho	PG	Combeima	2600	4° 36' 57.37"	75° 20' 15.91"	999767.026	860523.799	2600	8-Nov-13

Con base en la información registrada en las estaciones presentadas en la Tabla 35, durante el periodo 2013-2015, se identificaron los eventos de mayor magnitud en las lluvias de manera que dicha información fue útil para comprobar el grado de aproximación del proceso de discretización de la precipitación de la escala diaria a la horaria, mediante la comparación con los momentos de orden r entre la serie observada y la obtenida con el modelo de cascada, el cual conserva la precipitación total e involucra una distribución LogNormal (Figura 59).

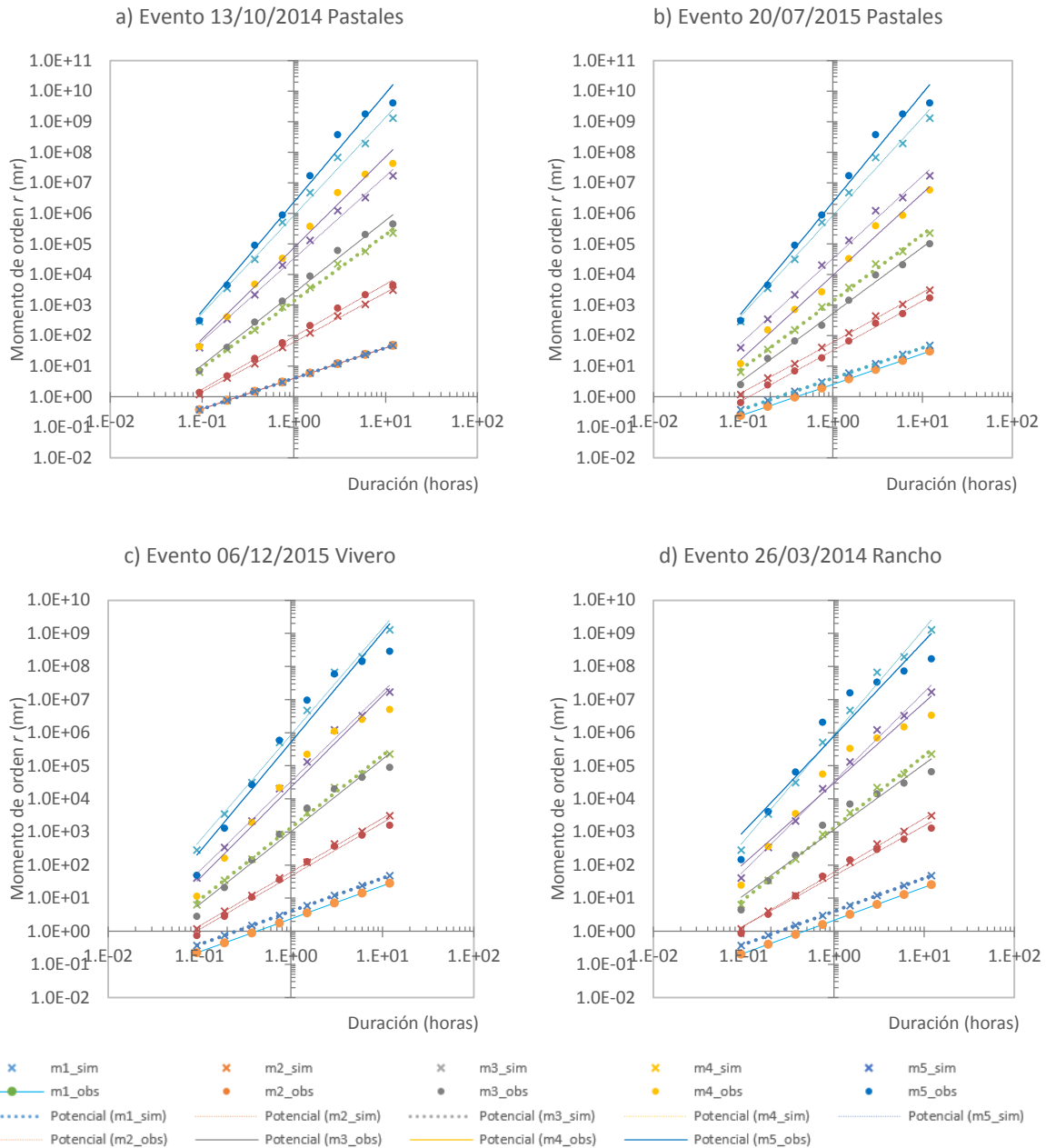


Figura 59. Comparación de los momentos de orden r de la serie empírica con respecto a la serie desagregada con el modelo de cascada

Los resultados obtenidos (Figura 59) muestran un alto grado de ajuste de los momentos de orden r de las series empíricas respecto de la desagregación con el modelo de cascada. La mejor aproximación se logra en el momento de orden 1, dado que se conservó la precipitación total que las diferencias entre los valores simulados y los observados se presentan en la Tabla 36. Así mismo, se encontró que la mejor descripción de la precipitación se logra en las estaciones ubicadas en el rango de 1629-1896 m.s.n.m.

Estos resultados no demuestran una descripción perfecta de la lluvia dentro de la zona de estudio para todos los momentos de orden r , sin embargo, son útiles para comprobar la identificación del escalamiento de crecidas a partir de las propiedades hidráulicas del suelo en la resolución temporal horaria.

Tabla 36. Diferencia entre los momentos de orden r de las series de lluvia empírica y simuladas

Estación	Evento	Momento de orden r	Diferencia (%)
Pastales	(13/10/2014)	m_1	0.0
		m_2	-32.6.3
		m_3	-48.9
		m_4	-59.90
		m_5	-68.2
Pastales	(20/07/2015)	m_1	0.0
		m_2	1.0
		m_3	1.7
		m_4	2.2
		m_5	2.8
Vivero	(06/12/2015)	m_1	0.0
		m_2	0.3
		m_3	0.4
		m_4	0.5
		m_5	0.6
Rancho	(26/03/2014)	m_1	0.0
		m_2	-12.1
		m_3	-18.4
		m_4	-23.9
		m_5	-28.9

Luego de realizar las pruebas con el modelo de cascada para desagregar la precipitación de la resolución diaria a la horaria con una distribución de LogNormal, se realizó la desagregación de la lluvia con base en la serie de precipitación media utilizada en la modelación de la cuenca del Río Combeima en los escenarios de cambios de uso del suelo correspondiente a los años 1991, 2000, 2002, 2007.

Como parte del proceso, se realizaron simulaciones de resolución horaria en los escenarios de coberturas homogéneas: bosques, cultivos y pastos. Los resultados obtenidos indican que a la resolución horaria, el escalado de los caudales a partir de la variación de las propiedades hidráulicas del suelo se mantienen, lo cual se evidencia en la linealidad de los exponentes de escala de los momentos de orden r (Figura 60) y sus exponentes de escala (Figura 61).

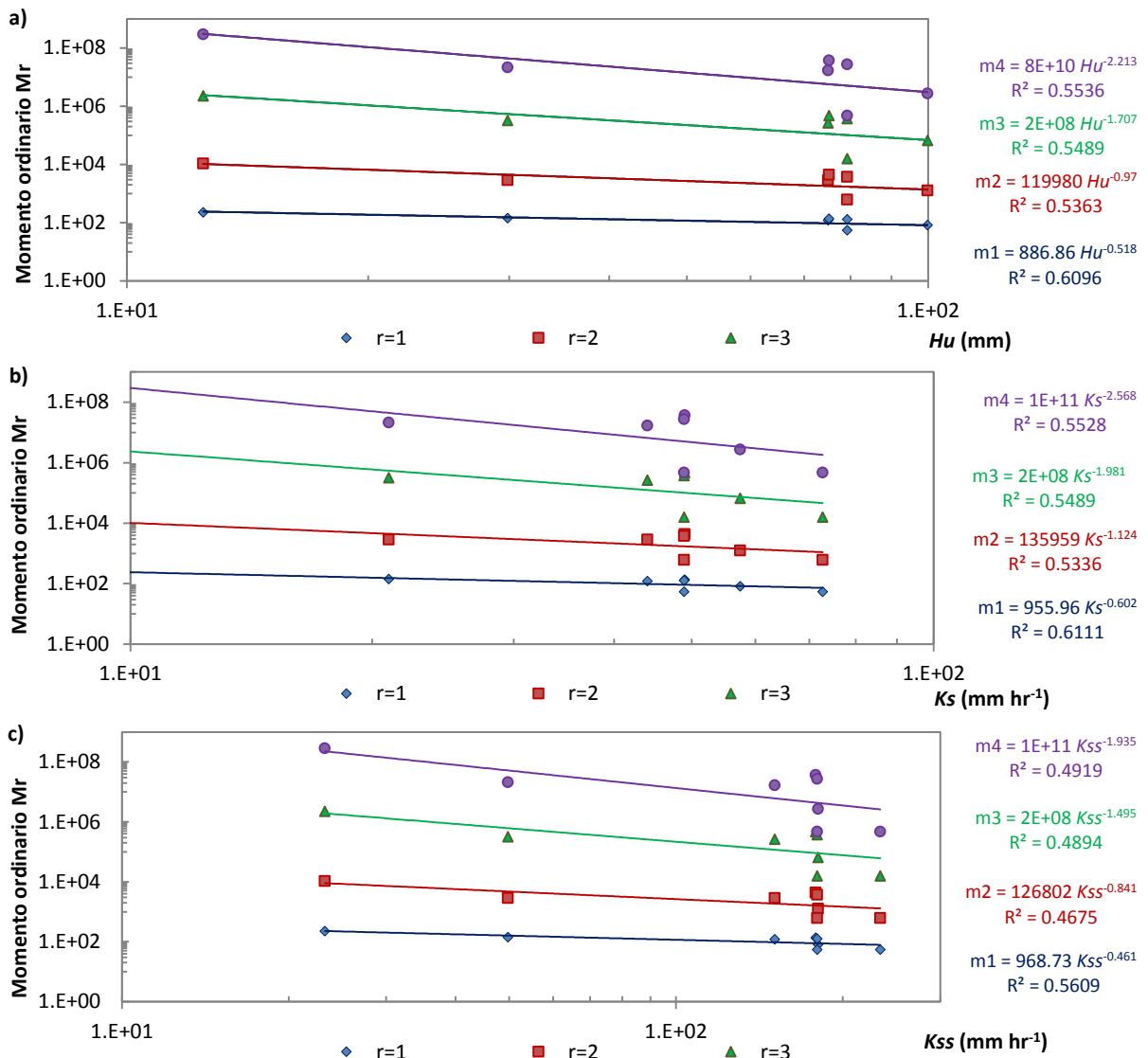


Figura 60. Comprobación de escalamiento simple amplio de H_u , en el régimen de crecidas para la resolución temporal horaria

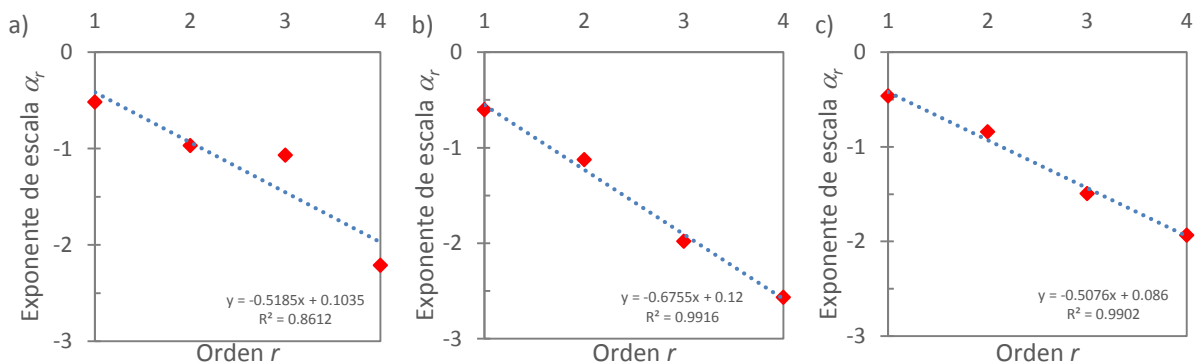


Figura 61. Exponentes de escala de los momentos de orden r . a) Exponentes de escala para H_u ; b) Exponentes de escala para K_s ; c) Exponentes de escala para K_{ss}

Por otra parte, para probar el escalamiento en la resolución temporal horaria, se realizó una desagregación de la precipitación de la escala diaria a la horaria con un modelo de cascada definiendo una distribución Gamma, y conservando la precipitación total tal como indica Gaume et al. (2007). Con base en esta información se realizaron simulaciones de cambios de uso del suelo en la cuenca hipotética considerando los patrones de distribución espacial de Hu y Ks con un coeficiente de variación $CV=0.3$ los bosques, cultivos y pastos como usos del suelo. Los resultados obtenidos se presentan en las Figuras 62 y 63.

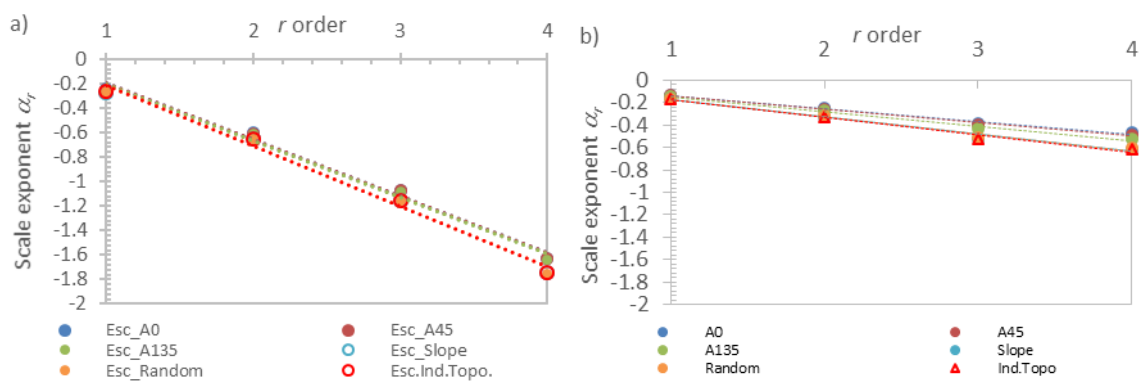


Figura 62. Exponente de escala α_r como función de los momentos de orden r para todos los patrones de distribución espacial y escenarios de uso del suelo para Hu con $CV0.3$. a) escala horaria; b) escala diaria

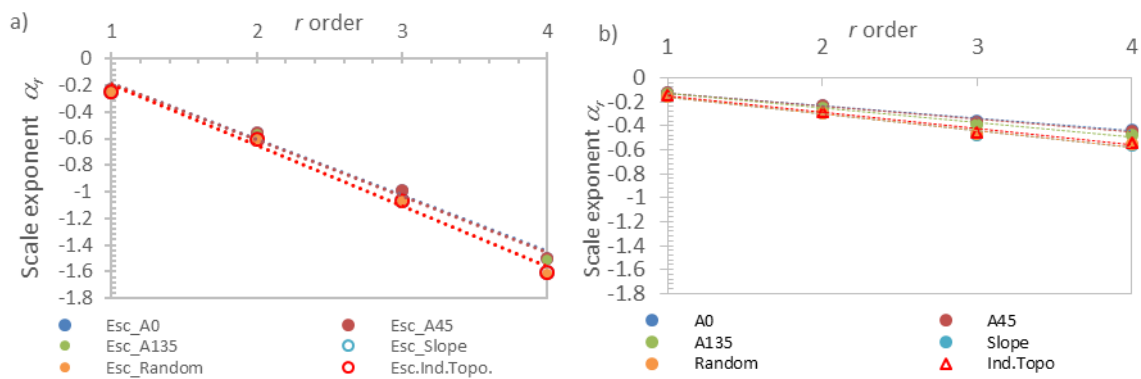


Figura 63. Exponente de escala α_r como función de los momentos de orden r para todos los patrones de distribución espacial y escenarios de uso del suelo para Ks con $CV0.3$. a) escala horaria; b) escala diaria

Con base en los resultados obtenidos (Figuras 62 y 63), se identifica la manifestación del Escalamiento Simple Amplio a la escala horaria, a partir de las simulaciones realizadas con las precipitaciones desagregadas a la resolución horaria con el modelo de cascada. En consecuencia, es probable identificar comportamiento escalable en la resolución horaria para otros casos de estudio. De manera que esto supone que más estudios tendrán que ser desarrollados para comprobar los hallazgos de esta tesis.

4.7. Análisis no estacionario de los cambios de uso del suelo

La diferencia entre los análisis de frecuencia estacionarios y no estacionarios se basa en que el análisis estacionario supone que los valores observados de una variable en estudio (en este caso el caudal) son independientes e idénticamente distribuidos y con distribución estacionaria $f_Y(y; \theta)$, en donde θ es el vector de parámetros. En el caso del análisis no estacionario, las observaciones son independientes pero no necesariamente idénticamente distribuidas, y presentan una distribución no estacionaria $f_Y = (y; \theta(X))$ cuyos parámetros θ (X) no son constantes, sino que cambian en función de X que es un vector denominado covariable (Serinaldi & Kilsby, 2015).

Dado que la variable X (caudal) puede cambiar en función del tiempo t , se considerará la distribución de Gumbel (EV1) en su forma estacionaria (Ec. 85):

$$F_X(x; \alpha, \beta) = \exp\left(-\exp\left(-\frac{x - \beta}{\alpha}\right)\right) \quad (\text{Ec. 85})$$

Donde $-\infty < x < \infty$, β es el parámetro de ubicación y α es el de escala. En este caso el modelo el modelo está ajustado para predecir la probabilidad asociada a la magnitud del evento hidrológico, permitiendo la estimación de la probabilidad de excedencia, lo que corresponde a la extrapolación de la probabilidad en un rango más amplio que los valores y frecuencias observadas. De manera que, en el modelo no estacionario la dependencia de los parámetros sobre la variable t , y otras covariables, implica la extrapolación adicional de la relación entre parámetros y covariables. Por lo tanto, al considerar que los parámetros tienen un comportamiento lineal en función del tiempo, según Salas y Obeysekera (2014), la distribución Gumbel no estacionaria puede representarse como indica la Ecuación 86:

$$F_X(x; \alpha, \beta) = \exp\left(-\exp\left(-\frac{x - \beta_0 + \beta_1 t}{\alpha_0 + \alpha_1 t}\right)\right) \quad (\text{Ec. 86})$$

En donde el vector de parámetros se representa como en (Ec. 87):

$$\beta(t) = \beta_0 + \beta_1 t, \alpha(t) = \alpha_0 + \alpha_1 t \quad (\text{Ec. 87})$$

Así mismo, para el caso de la distribución GEV su expresión no estacionaria podría plantearse como:

$$F(x; \alpha, \beta) = \exp\left[-\left(1 - \frac{(k_0 + k_1 t)(x - \beta_0 + \beta_1 t)}{\alpha_0 + \alpha_1 t}\right)^{\frac{1}{k_0 + k_1 t}}\right] \quad (\text{Ec. 88})$$

Así mismo, para el caso de la distribución Gamma con $x > 0$; $\alpha, \beta > 0$ su expresión estacionaria se representa como indica la Ecuación 86 y su forma no estacionaria podría plantearse como en la Ecuación 89:

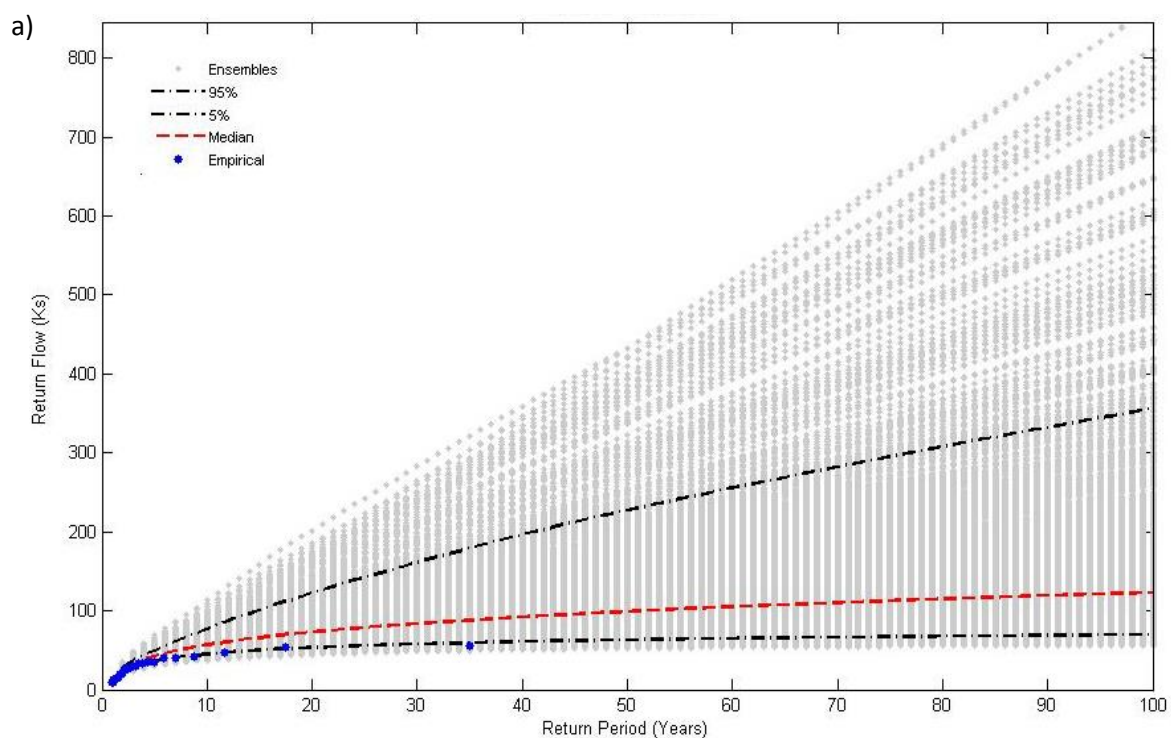
$$f(x; \alpha, \beta) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}} \quad (\text{Ec. 89})$$

$$f(x; \alpha, \beta) = \frac{1}{[\beta_0 + \beta_1 t]^{\alpha_0 + \alpha_1 t} \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1 + \alpha_1 t} e^{-\frac{x}{\beta_0 + \beta_1 t}} \quad (\text{Ec. 90})$$

En esta parte, se realiza el análisis de frecuencia de caudales de crecidas estacionario y no estacionario con el propósito de identificar la potencial relación entre los cambios del uso del suelo y la no estacionariedad en el régimen de crecidas. En este caso, el análisis se realizó en la cuenca del Río Combeima. Para tal fin, se definió como covariable el contenido de agua en el suelo o Almacenamiento Estático (Hu), y de la misma manera, se realizó el análisis considerando como covariable la conductividad hidráulica vertical (Ks).

4.7.1. Análisis estacionario

Para el análisis de frecuencias estacionario de caudales máximos en el Río Combeima se aplicó la distribución GEV, la distribución Gumbel y la distribución Gamma. En este caso se asume que los parámetros de las funciones de distribución de frecuencia no varían en función del tiempo.



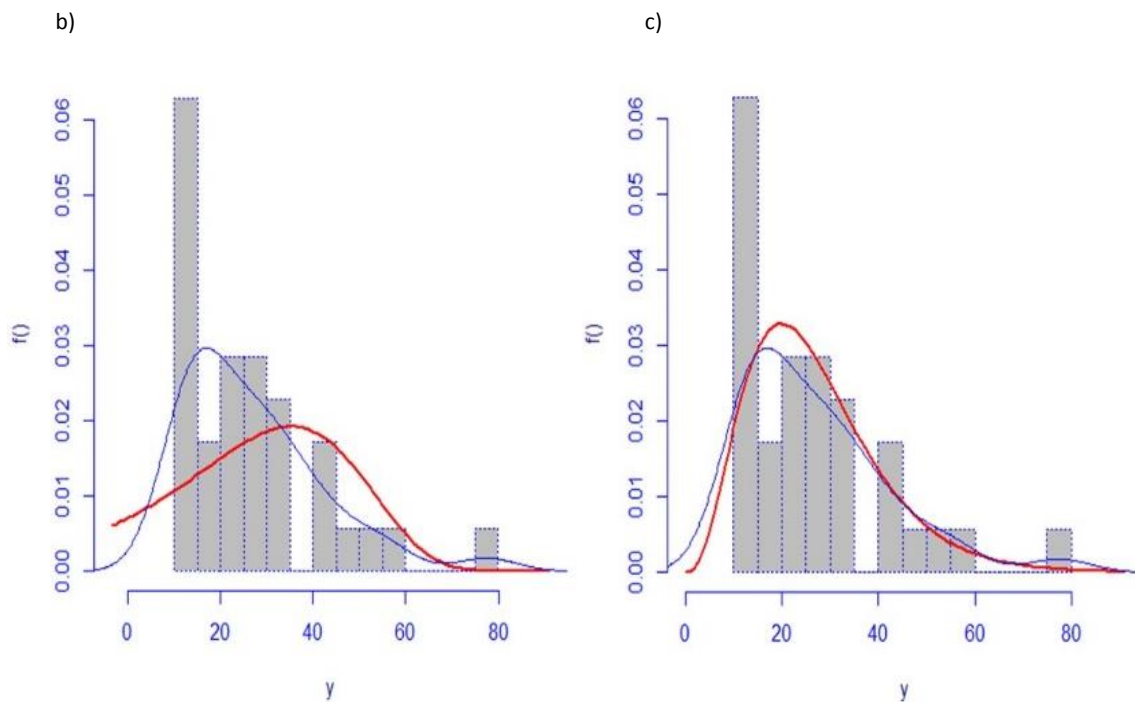


Figura 64. Análisis estacionario distribuciones: a) GEV, b) Gumbel y c) Gamma

Según los ajustes obtenidos (Figura 64 y Tabla 37) entre la distribución empírica (azul) y la teórica (rojo), las distribuciones GEV y Gamma presentan los mejores ajustes para el análisis de frecuencias estacionario de la serie de caudales máximos del Río Combeima en el periodo 1971 - 2009.

Tabla 37. Índice AIC para las funciones de distribución de probabilidad aplicadas\

Función	AIC	Número de Observaciones	Grados de Libertada
Gumbel	310.9964	35	2
GEV	277.4613		
Gamma	280.2045		

4.7.2. Análisis no estacionario con parámetros lineales

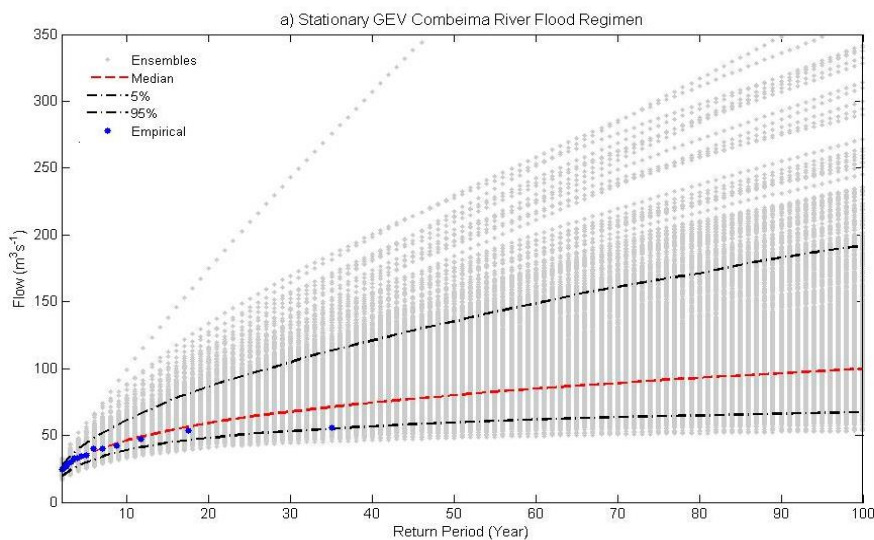
En esta parte se utilizó el modelo Non-stationary Extreme Value Análisis -NEVA- (Cheng et al., 2014), que permite realizar el análisis estacionario y no estacionarios de las series de valores máximos con la distribución GEV, bajo la consideración de que los parámetros de la función de distribución de probabilidad varían linealmente. Por lo tanto, asumir la linealidad de los parámetros, implica que el análisis sólo es válido dentro del periodo observado, lo cual introduce una fuente adicional de incertidumbre debido a la potencial influencia de las

relaciones entre las variables del modelo y las covariables, tal como lo indica Serinaldi & Kilsby (2015).

En este caso, se definieron como covariables las propiedades hidráulicas del suelo Hu y Ks , las cuales varían en función del tiempo. Dichos valores fueron obtenidos a partir de los mapas de cambios de uso del suelo correspondientes a los años 1991, 2000, 2002 y 2007, tal como se presentó en el numeral 3.2.1. Para cada análisis se realizaron 3000 simulaciones mediante cadenas de Markov, para obtener los parámetros de la función de distribución GEV no estacionaria.

De acuerdo con los resultados obtenidos (Figura 65a) en el análisis estacionario se puede observar que la mediana de los caudales simulados es mayor que los cuantiles observados y este efecto se incrementa con el periodo de retorno. Por lo tanto, esta tendencia indica la sobre-estimación de las predicciones de caudales para periodos de retorno superiores al rango de las observaciones. Dichos resultados coinciden con los reportados por Cheng et al (2014) para el análisis de la temperatura y variables de cambio climático.

Así mismo, en el análisis no estacionario en el que se consideró como covariable el parámetro Ks , la mediana los caudales simulados es mayor que magnitud de la serie empírica. Por lo tanto, la sobre-estimación de los caudales es incluso mayor que en el análisis estacionario (Figura 65c). Sin embargo, el análisis no estacionario en el que se definió como covariable el parámetro Hu , presenta una mayor aproximación de la mediana de los caudales simulados, respecto de los caudales observados en el Río Combeima (Figura 65b).



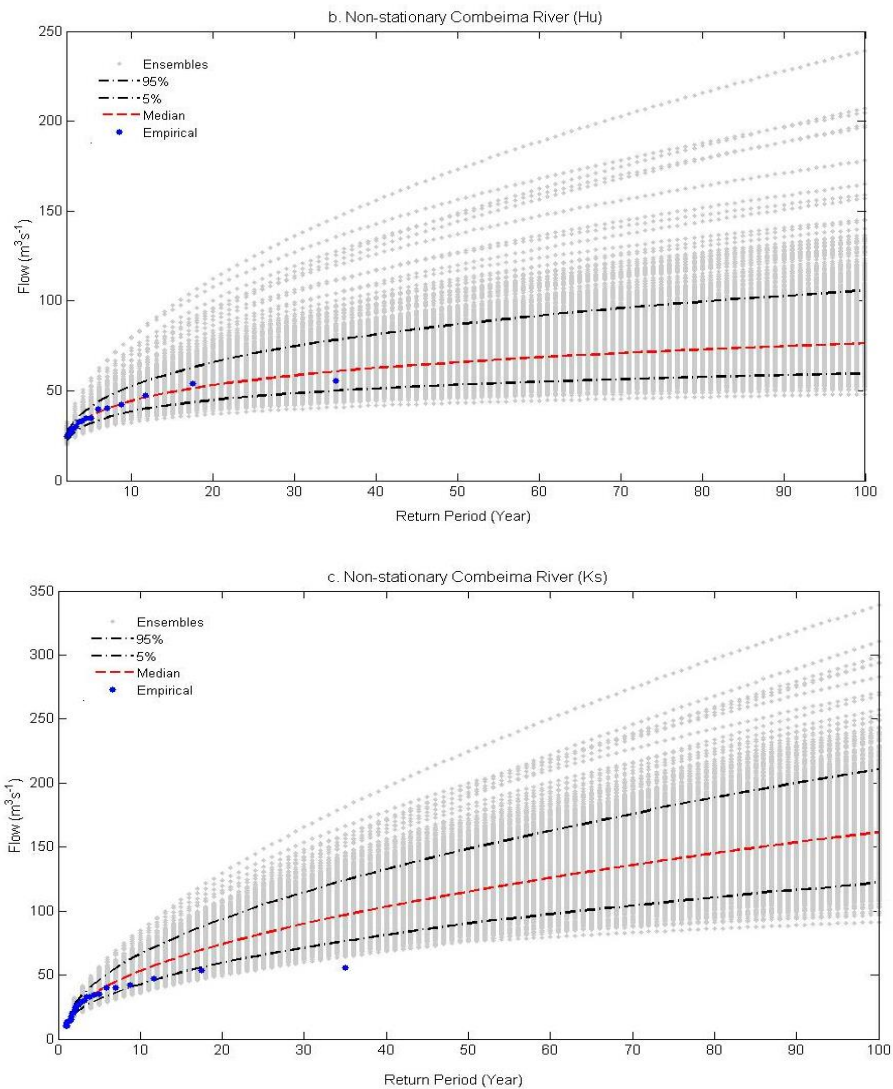


Figura 65. Análisis de frecuencia de caudales Río Combeima distribución GEV. a) Análisis estacionario; b) Análisis No-estacionario con covariable H_u ; c) Análisis No-estacionario con covariable K_s

Posteriormente, se realizó el análisis no estacionario considerando la variación lineal de los parámetros de la función GEV, y se definieron como covariables los parámetros H_u y K_s simultáneamente. Los resultados obtenidos indican que la predicción tiene una mayor aproximación a los caudales observados, y en consecuencia, una menor incertidumbre en la estimación de cuantiles para periodos de retorno superiores al observado en la serie empírica (Figura 66).

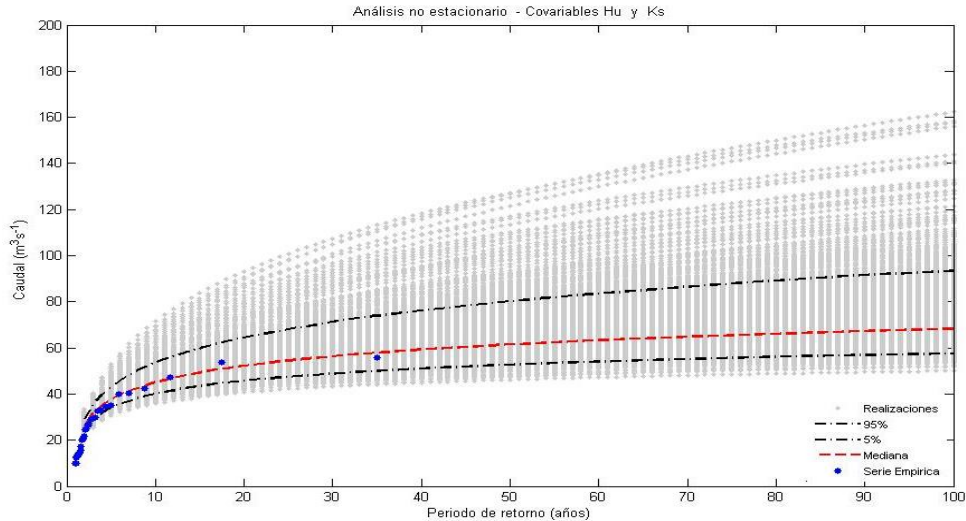


Figura 66. Análisis no estacionario distribución GEV con parámetros lineales y covariables H_u y K_s

En general, se observa que el análisis estacionario tiende a subestimar los cuantiles de las crecidas, respecto del análisis estacionario, tal como reporta Šraj et al. (2016). Por lo tanto, se puede identificar el efecto de la no estacionariedad en las series hidrométricas y la importancia de la implementación del análisis no estacionario dentro del proceso de estimación de los cuantiles de las crecidas.

4.7.3. Análisis no estacionario con parámetros no lineales

Para el análisis no estacionario con parámetros no lineales en la cuenca del Río Combeima se aplicó la función Gamma, mediante la utilización del modelo Generalized Additive Models for Location, Scale and Shape -GAMLSS- (Stasinopoulos & Rigby, 2007). Éste es un modelo semiparamétrico y permite hacer simulación de los parámetros de funciones de distribución, como función de variables explicativas y permite el uso de funciones de suavizado (*cubic splines*) (López, 2013), lo cual facilita el análisis de resultados, ya que es posible representar de forma gráfica los cambios de pendiente en el análisis de tendencias y no estacionariedad.

En este caso se definió como covariable la propiedad hidráulica del suelo H_u , de manera que inicialmente se realizó el análisis no estacionario con parámetros lineales y se encontró tendencia lineal con pendiente negativa en la mediana de los caudales, lo cual coincide con el análisis de tendencias realizado con el test Mann-Kendall. Así mismo, al realizar el análisis no estacionario con parámetros no lineales, se observan cambios en la tendencia de la mediana en función del tiempo (Figura 67).

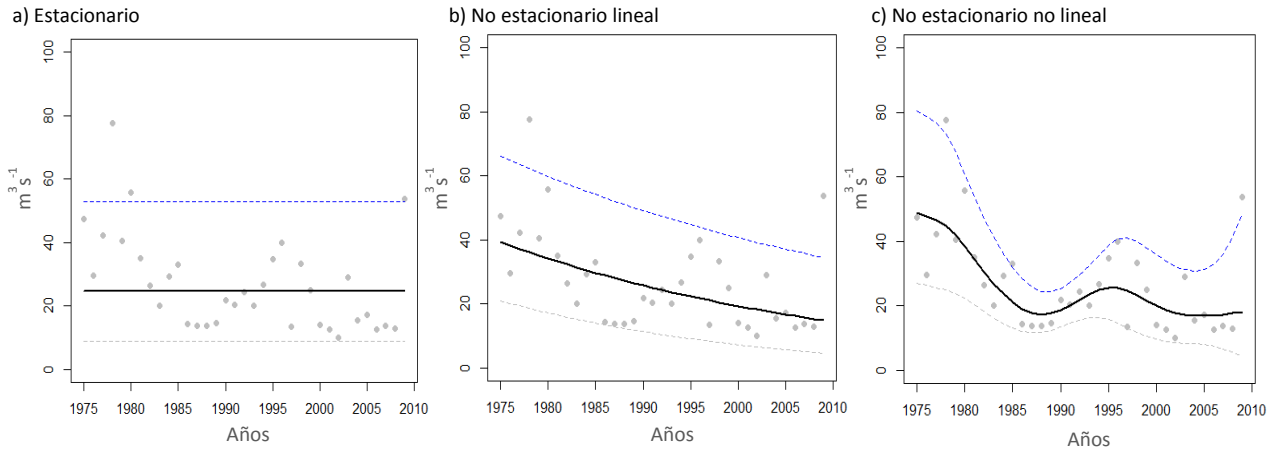


Figura 67. Distribución Gamma a) Estacionario; b) No estacionario lineal; c) No estacionario – No lineal

La Figura 68 presenta los residuales de los cuantiles, en donde se puede observar la variación de la tendencia para los modelos no estacionarios con parámetros lineales y no lineales. Por lo tanto, estas tendencias definen el comportamiento de los parámetros de la función de distribución de probabilidad sobre o sub-estimando la predicción de los caudales máximos en el análisis de frecuencias (Figura 69).

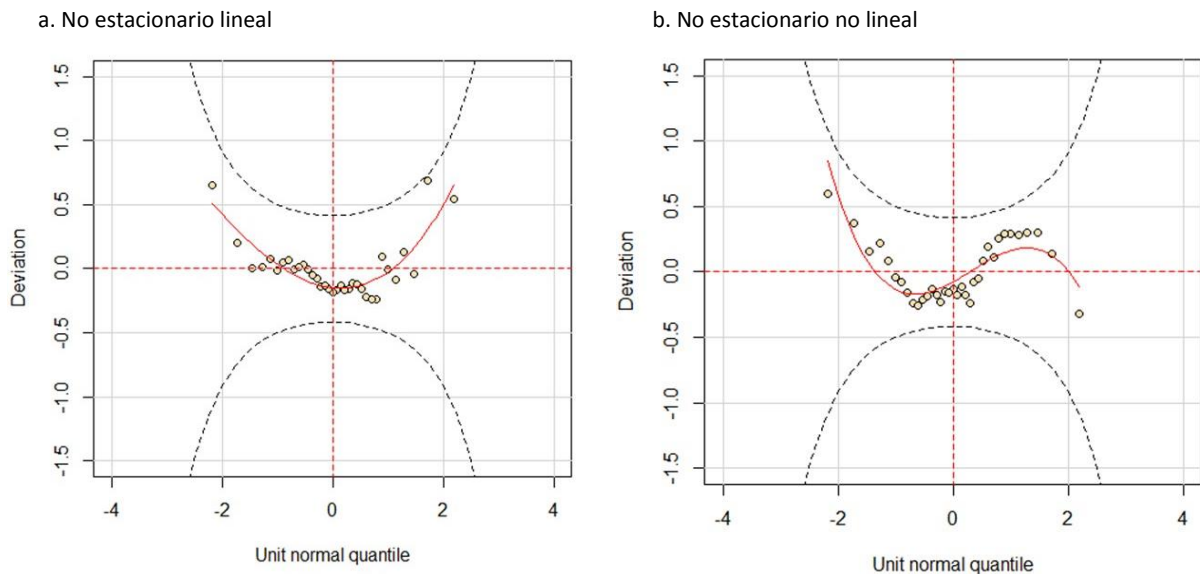


Figura 68. Residuales de los cuantiles. a) Modelo no estacionario lineal; b) modelo no estacionario no lineal

Los resultados obtenidos demuestran la importancia de considerar la no linealidad de los parámetros de la función de distribución de probabilidad (PDF), ya que es posible involucrar los cambios de tendencia en las series de caudales y en este caso, permite identificar la relación entre los parámetros de la PDF y el comportamiento del parámetro Hu que se relaciona directamente con los cambios en el uso del suelo.

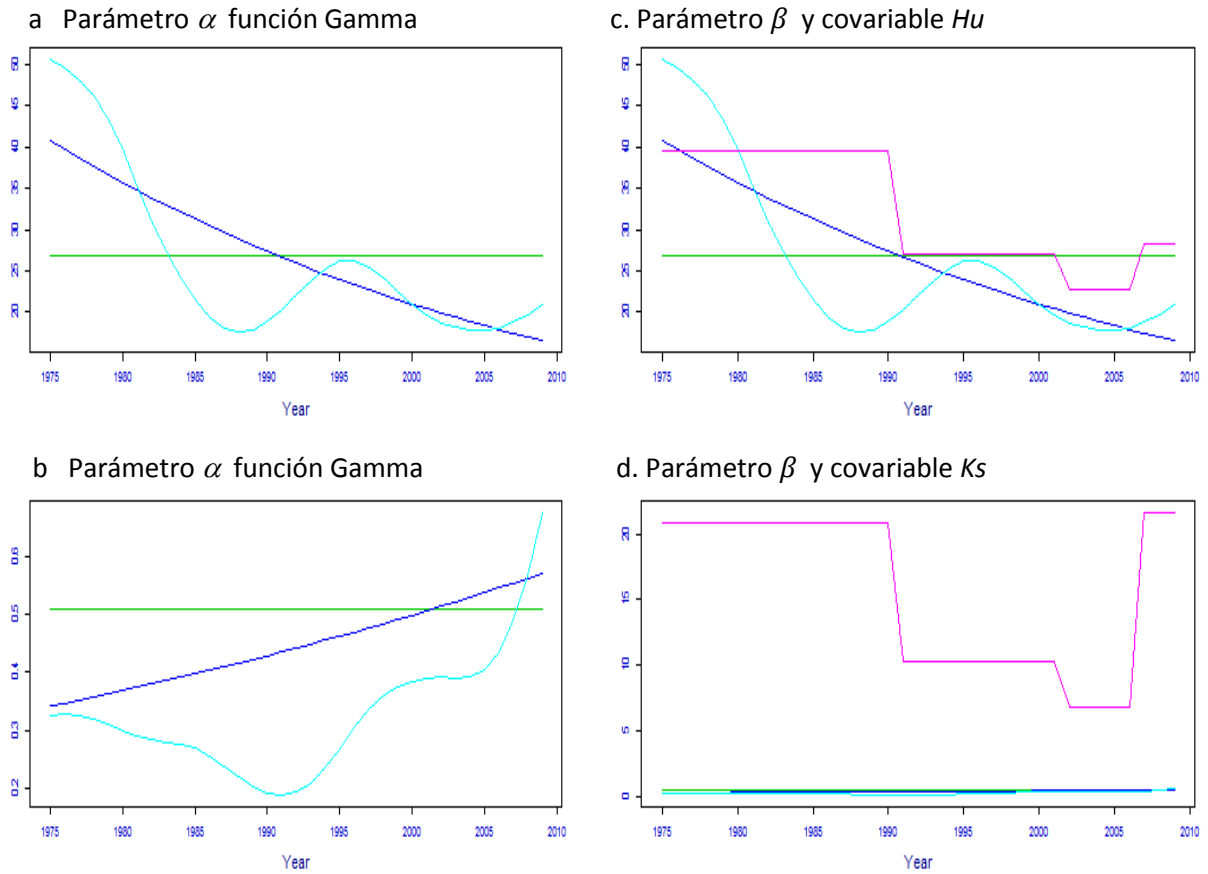


Figura 69. Parámetros de la función Gamma no estacionaria con covariable Hu y parámetros no lineales

En verde, los parámetros de la función Gamma estacionaria. En azul los parámetros de la función Gamma bajo la consideración de linealidad. En cian, los parámetros no lineales de la función Gamma y en Magenta, el comportamiento de la covariable Hu .

5. Conclusiones y trabajo futuro

5.1. Conclusiones

Este estudio se realizó con base en la información disponible en la Corporación Autónoma Regional del Tolima, Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Alcaldía de Ibagué, IDEAM y la NASA, la cual, permitió realizar la modelación hidrológica de la parte media y alta de la cuenca del Río Combeima. Para tal fin se implementó el modelo hidrológico distribuido TETIS (Francés et al., 2007), el cual probó ser adecuado para simular los cambios de usos del suelo a escala de cuenca. Este modelo dispone de herramientas para la calibración y presentación de resultados en forma gráfica y numérica, lo cual facilitó el post-procesamiento de los resultados obtenidos de las simulaciones definidas para esta tesis.

Debido a las restricciones encontradas en la información disponible sobre propiedades hidráulicas del suelo en la cuenca fue necesario trabajar con valores modales de los parámetros (Universitat Politècnica de València, 2011a), basados en la información de los suelos del Tolima para obtener dichos valores mediante el uso de las funciones de pedotransferencia (Saxton & Rawls, 2006).

El trabajo se desarrolla con base en información hidrolclimatológica con resolución de la cuenca del Río Combeima, lo cual resulta interesante considerando que en muchos no es sencillo disponer de información con resolución horaria y minutar. Por lo tanto, una descripción más detallada del proceso lluvia escurrimiento para la evaluación el efecto de cambios de uso del suelo en el régimen de crecidas requiere disponer de datos a escala minutar o por lo menos horaria, de manera que esta tesis deja abierta la posibilidad de una potencial aplicación de la metodología propuesta en casos de estudio con información menos escasa. En consecuencia, en esta tesis se reconoce que la validez de los resultados corresponde a la escala diaria y las condiciones especificadas en la zona de estudio.

El modelo reproduce aceptablemente la repuesta hidrológica de la cuenca del Río Combeima, considerando que la información hidroclimatológica disponible es de escala temporal diaria, la cual puede no ser la mejor para la modelación de crecidas haciendo limitada la representación detallada de los caudales máximos. No obstante, fue posible realizar ejercicios de simulación a escala horaria, encontrando comportamiento escalable de los caudales máximos con respecto del almacenamiento de agua en el suelo en zona de raíces *Hu*. Sin embargo, la escasa información de campo disponible, aspectos de cantidad y calidad de la

información hidrológica utilizada en este estudio, indican la necesidad de optimizar la calibración del modelo en la medida que se cuente con información más detallada y suficiente sobre variables hidrológicas y propiedades hidráulicas del suelo en la cuenca y de esta manera, disponer de datos que permitan confirmar los hallazgos registrados en esta tesis.

Por otra parte, debido a la escasa información disponible en cantidad y resolución temporal se realizaron ejercicios de simulación en una cuenca hipotética, basada en la información de la cuenca del Río Combeima donde fue posible inducir variabilidad espacial de las características hidráulicas del suelo, distribución homogénea y distribuida espacialmente de la precipitación en el área de la cuenca. De manera que fue posible identificar un comportamiento escalable de los caudales máximos con respecto a la variación de Hu escala.

Con base en lo anteriormente expuesto, las principales conclusiones de esta tesis son las siguientes:

Los cambios de uso del suelo son una fuente de no estacionariedad en las series hidrológicas (Strupczewski et al., 2001; Villarini, 2010, 2011). Por lo tanto, durante el análisis de tendencias, detectó un decrecimiento en los caudales medios y máximos de la cuenca del Río Combeima, lo cual podría tener relación con la tendencia decreciente en las precipitaciones y el aumento de la temperatura media de la zona. Lo anterior confirma lo reportado por el IPCC (2007), en donde se presentan estimaciones que indican disminución en los caudales medios y aumentos de la temperatura.

Mediante la simulación hidrológica se encontró que los caudales máximos anuales presentan altas magnitudes cuando se presentan coberturas como pastos, y disminuyen cuando se trata de usos del suelo como bosques y cultivos, tal como ha sido encontrado por Eckhardt et al (2003); Hundecha & Bárdossy (2004); Nelson et al (2006); Stehr et al (2010); y Cunderlik et al (2011), en entornos de reforestación, y según Mao & Cherkauer (2009) en escenario de conversión de bosques a pastizales. De la misma forma se ha aceptado que coberturas como bosques y cultivos presentan disminución de los picos de las crecidas (Gilliam, 1994; Udawatta et al., 2002 ; Zreig et al., 2003; Lovell & Sullivan, 2006; Kumar et al., 2008). Por lo tanto, los cambios de usos del suelo producen cambios en la respuesta hidrológica de las cuencas (Ashagrie et al., 2006; Samaniego & Bárdossy, 2006; Notter et al., 2007; Elfert & Bormann, 2010), de manera que transiciones de pastos a bosques y cultivos representan un gran potencial en el contexto de la reducción del riesgo por crecidas e inundaciones, ya que contribuyen a disminuir los caudales máximos (Figura 64).

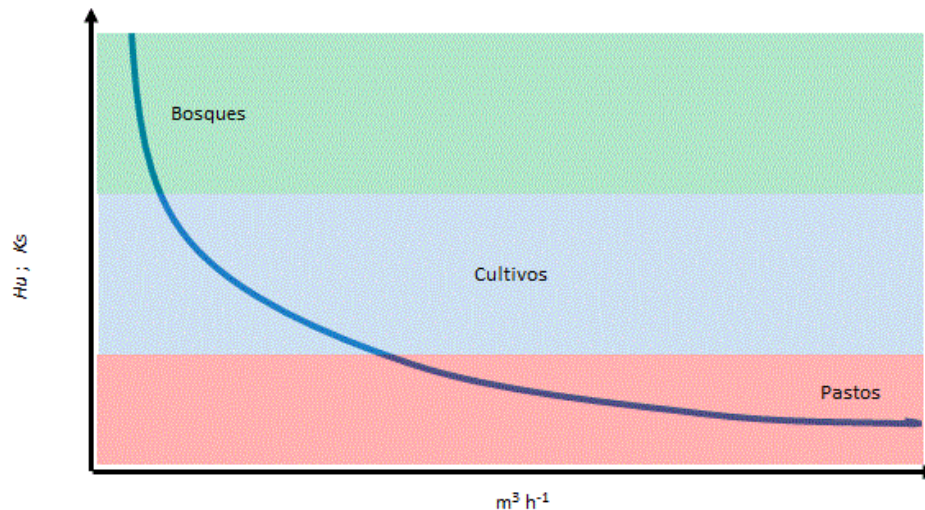


Figura 70. Efecto de la evolución de Hu y Ks sobre la respuesta hidrológica de una cuenca

Se introdujo el escalado simple amplio en la estimación de crecidas a partir de las propiedades hidráulicas del suelo Hu y Ks como escala, mediante la comprobación de la invarianza de los cuantiles de los caudales con las escalas Hu y Ks , lo cual se obtuvo mediante la manifestación del ajuste lineal en la escala log-log de los momentos ordinarios m_r de orden r . Para comprobar dicho escalamiento, se realizaron ejercicios de simulación hidrológica en una cuenca hipotética basada en la información disponible de la cuenca del Río Combeima, en donde fue posible generar escenarios de variación de la estructura de organización y continuidad espacial de los parámetros Hu y Ks en el área de la cuenca, de manera que el comportamiento de los exponentes de escala α_r demuestran que es posible estimar crecidas a partir del escalamiento simple amplio, por lo menos en los escenarios desarrollados en esta tesis. De la misma manera, se probó el efecto de la variabilidad espacial de la lluvia mediante la simulación de la precipitación media areal con distribución uniforme en el área de la cuenca, lo cual demostró que las precipitaciones no influyen significativamente sobre el escalamiento simple amplio de las crecidas a partir de las escalas Hu y Ks en la cuenca del Río Combeima.

En este caso se observó que las propiedades de escala son potencialmente válidas para información hidroclimatológica con resolución diaria. Sin embargo, se realizaron simulaciones desagregando la precipitación de la escala diaria a la horaria usando una distribución temporal Gamma, en donde se conservó la precipitación total. Dicha prueba no corresponde a una desagregación perfecta de la precipitación según su comportamiento en la zona de estudio, pero resulta suficiente para verificar el escalamiento de los caudales máximos respecto de Hu en la resolución horaria.

Para la realización de esta tesis se dispuso de información con resolución diaria y este aspecto se enmarca en la necesidad de realizar estimaciones de potenciales crecidas con

escasa información en cantidad o resolución, por lo menos en Colombia. En este sentido, se involucró un ejercicio de simulación mediante la desagregación de la lluvia de escala diaria a la horaria. Dichas desagregación conserva razonablemente los momentos de la distribución de la lluvia a resolución subdiaria y se identificó el comportamiento escalable de las crecidas con respecto de las propiedades hidráulicas del suelo. Por su puesto, estas estimaciones pueden ser más precisas con información minutal, pero en los casos en los que esta información no está disponible, el escalado podría ofrecer una idea aproximada durante el proceso de planteamiento de potenciales escenarios de planificación de cuencas. En todo caso, esto supone que estimaciones más confiables requieren mayor cantidad y calidad de información.

Se realizaron simulaciones a escala horaria mediante la desagregación de la precipitación con un modelo de cascada en el cual, con distribuciones Gamma y LogNormal para evaluar el potencial escalamiento de caudales, respecto de la variación de las propiedades hidráulicas del suelo a resolución temporal horaria. Así mismo, en la cuenca hipotética se realizaron simulaciones de la lluvia a una escala horaria para los escenarios de variación espacial de H_u y K_s . De manera que los resultados obtenidos desde la simulación hidrológica permiten identificar comportamiento escalable en la resolución horaria. Estos resultados son interesantes, ya que se podría aplicar la metodología por parte de otros investigadores en cuencas mejor instrumentadas y con mayor cantidad de información, de manera que podría encontrarse el escalamiento a la resolución horaria en dichos casos.

Por otra parte, se realizaron simulaciones en donde se evaluó el efecto de la variación espacial de la lluvia sobre el escalamiento de los cuantiles de las crecidas a partir de la variación de las propiedades hidráulicas del suelo. Para lograrlo, simulaciones con distribución homogénea de la precipitación fueron realizadas en diferentes escenarios de distribución espacial de las propiedades hidráulicas del suelo y no se identificó influencia de la variación espacial de la lluvia sobre el escalamiento.

En esta tesis se realizaron pruebas para identificar el comportamiento escalable de las propiedades hidráulicas del suelo en diferentes escalas: anual, diaria y horaria. Por lo tanto, desde el punto de vista de la simulación hidrológica, se identificó la manifestación del Escalamiento Simple Amplio. Sin embargo, dado que estos resultados se basan en simulaciones, es necesario comprobar estos resultados en otros casos de estudio en los que se disponga de mayor información.

Por otra parte, se realizó el análisis de frecuencia de crecidas en la cuenca del Río Combeima mediante la aplicación de las funciones Gumbel y GEV. De manera que fue posible obtener

la frecuencia de caudales para los escenarios de cambios de uso del suelo planteados en esta tesis. Al respecto, se encontró que la distribución GEV describe caudales más aproximados a la serie empírica utilizada para los análisis, ofreciendo estimaciones más aproximadas a las registradas en el sistema real, tal como lo reportan Condon et al (2014) ; Khaliq et al (2006) ; Cunderlik & Burn (2003) ; Madsen et al (1997) ; Leadbetter et al (1983). Por lo tanto, a partir de los resultados del análisis de frecuencias se confirma que coberturas como pastos presentan caudales pico más altos que usos del suelo como cultivos y bosques (Mueller et al., 2009).

Se evaluó el efecto de la organización y continuidad espacial de H_u , K_s y K_{ss} sobre los parámetros de las funciones de distribución Gumbel y GEV. Así mismo, en estos escenarios se probó el efecto de la variación espacial de la lluvia, de manera que se encontró comportamiento escalable de los parámetros de las funciones de distribución de probabilidad con las escalas H_u , K_s y K_{ss} . En este sentido, se encontró que la organización de H_u , K_s y K_{ss} tiene un efecto poco significativo sobre el escalamiento simple amplio de las crecidas en la cuenca hipotética simulada y en el escalamiento de los parámetros de las funciones GEV y Gumbel. Sin embargo, las simulaciones y el análisis de frecuencia indican que, aunque las precipitaciones en relación con los cambios de uso del suelo influyen en la magnitud del caudal pico, especialmente para el caso de usos con valores bajos de H_u y K_s , como es el caso de los pastos. Dicho efecto es poco influyente en coberturas como cultivos y bosques.

Seguidamente, se encontró que los parámetros de la función Gumbel son poco sensibles al efecto de la variabilidad espacial de la lluvia, mientras que en el caso de la función GEV los parámetros presentaron variación en la linealidad de su pendiente respecto de las escalas H_u y K_s . De la misma manera, el escalamiento simple amplio en la función GEV es más fuerte para la escala H_u , de manera que al ser débil este comportamiento para K_s y K_{ss} , las estimaciones realizadas con estas variables inducirían una alta incertidumbre en la descripción de los caudales de las crecidas. Por lo tanto, la estimación de los parámetros de la función GEV representa una herramienta para analizar las propiedades de escala de las crecidas, mediante el comportamiento de la ley de potencia en función de las propiedades hidráulicas del contenido de agua del suelo en zona de raíces H_u .

Por otra parte, también se comprobó el escalamiento simple amplio para volúmenes anuales en la cuenca del Río Combeima, considerando como escala las propiedades hidráulicas del suelo H_u y K_s , y se obtuvo que escalado es más fuerte que en el caso del régimen de crecidas. En este sentido, se encontró que las mejores estimaciones pueden ser obtenidas para las escalas H_u y K_s , ya que con respecto a K_{ss} el escalamiento es muy débil y las estimaciones realizadas con esta escala podrían inducir una incertidumbre alta en las estimaciones.

Para el caso del régimen de volúmenes anuales, se describió el comportamiento los parámetros de la función LogNormal, los cuales describieron comportamiento potencial en la escala logarítmica. No obstante, el mejor comportamiento se encontró en la relación de los parámetros con la escala Hu , de manera que dada la débil relación potencial con las escalas Ks y Kss , no es conveniente su utilización para realizar predicciones. De la misma manera, se encontró que el escalamiento simple amplio, se manifiesta de forma más fuerte en el régimen de volúmenes anuales, respecto del régimen de crecidas. De manera que se encontró menor dispersión en el ajuste de los exponentes de escala y los momentos de orden r .

La introducción de la teoría fractal en la estimación de caudales a partir de la descripción de la variación de las propiedades hidráulicas del suelo como factor indicador de los cambios en el uso del suelo de una cuenca, representa un importante aporte en la ingeniería, la planificación de riesgos por crecidas y recursos hídricos. Esto se debe a que mediante la aplicación de la ley de potencia se realizan rápidas estimaciones, en este caso, sobre el potencial efecto de los cambios de uso del suelo sobre la respuesta hidrológica de las cuencas. Por lo tanto, el escalamiento simple amplio representa una potencial herramienta de planificación ambiental, útil en procesos de planificación de los usos del suelo, tal como propone Abhas et al (2012). No obstante, es necesaria la realización de más estudios en donde se disponga de más información y resolución temporal de escala minutal que permitan comprobar los hallazgos registrados en esta tesis mediante la contrastación en cuencas con mejor cantidad de información.

Debido a que la modelación hidrológica en este tesis se realizó con información de precipitación y caudales diarios, los resultados obtenidos podrían resultar limitados para describir los caudales pico durante un evento de crecida, más aún bajo la consideración de que la cuenca del Río Combeima presenta un tiempo de concentración de 4.3 horas al punto de cierre en la estación Montezuma, como se definió en la tesis. No obstante, ofrecen una aproximación aceptable en la evaluación de los efectos del cambio de uso del suelo, tal como se presenta en la tesis bajo las aclaraciones de limitaciones en resolución y cantidad de información disponible.

Por otra parte, las propiedades de escalado y análisis de frecuencia de crecidas permiten realizar estimaciones sencillas en procesos en los que no se dispone de información o recursos suficientes para realizar modelaciones detalladas. De manera que mediante la relación del uso del suelo y sus propiedades hidráulicas, es posible estimar factores de escala que permitan a su vez obtener probables órdenes de magnitud de caudales máximos, según la variación de los usos del suelo en la cuenca.

Con base en lo expuesto, las relaciones de escala con las propiedades del suelo encontradas en esta tesis son consistentes en diferentes niveles de agregación temporal (horario, diario y anual). Por lo tanto, a pesar de que el enfoque del trabajo está en la escala diaria y los eventos registrados a escalas no consideradas en la tesis, es posible encontrar las propiedades de escalado.

En el análisis de las series de caudales de la cuenca del Río Combeima se encontró no estacionariedad y probablemente está asociada a los cambios de uso del suelo, por efecto de la modificación de las propiedades hidráulicas del suelo. Por lo tanto, se estimaron las frecuencias de los caudales mediante el análisis estacionario y el no estacionario. Para el caso de la función GEV el análisis de frecuencias estacionario y no estacionario con variación lineal de los parámetros de la función de probabilidad demostró la no estacionariedad de la serie de caudales y la sobre-estimación en las predicciones de los cuantiles, cuando se realiza el análisis estacionario.

En este contexto, las mejores predicciones se obtienen definiendo como covariables las propiedades hidráulicas del suelo Hu y Ks . Sin embargo, al realizar el análisis no estacionario con las covariables Hu y Ks de forma separada se encontró que la mejor aproximación se obtiene con el almacenamiento de agua en el suelo Hu . Estos resultados sugieren una probable relación entre los cambios de usos del suelo y las tendencias de los caudales del Río Combeima en el régimen de crecidas.

El análisis no estacionario permite identificar sobre o subestimación en las predicciones de caudales realizadas mediante la aplicación de las funciones de distribución de probabilidad. Por lo tanto, aunque la inclusión de una covariable en el análisis no estacionario implica una fuente de incertidumbre (Serinaldi & Kilsby, 2015), los resultados de esta tesis sugieren que es necesaria la realización del análisis no estacionario dentro del diseño hidrológico, de manera que se conduzca a reducir la exposición al riesgo de centros poblados. En este sentido, se encontró que el análisis estacionario de caudales máximos tiende a subestimar los cuantiles de las crecidas, respecto del análisis no estacionario. Por lo tanto, es necesario importante reconocer el efecto de la no estacionariedad de las series hidroclimatológicas en el proceso de estimación de eventos asociados a diferentes periodos de retorno. De manera que los modelos no estacionarios pueden ofrecer una alternativa para la estimación de caudales y diseño hidrológico.

Para el caso del análisis no estacionario no lineal es posible considerar cambio en la tendencia de la serie de caudales del Río Combeima y así mismo, incorporar dichas variaciones en el comportamiento de los valores de los parámetros de la función de distribución de probabilidad. De manera que este análisis resulta más preciso que el análisis con parámetros lineales, tal

como lo demostraron López & Francés (2013). Sin embargo, un análisis no estacionario detallado implica una mayor cantidad de información histórica sobre cambios de uso del suelo, lo cual no siempre es posible en las diferentes cuencas hidrográficas. Esto indica la necesidad de monitorear los cambios de uso del suelo y variables ambientales para lograr análisis más precisos que contribuyan a obtener diseños hidrológicos más confiables.

Finalmente, en el marco de la Gestión Integrada del Riesgo por inundaciones GIRI (ONU, 2007) se proponen diferentes estrategias para enfrentar las inundaciones. En este sentido, la forma de reducir el nivel de riesgo de una comunidad expuesta, usualmente no proviene de la implementación de medidas estructurales o no estructurales de forma absoluta, sino que se configuran combinaciones que pueden incorporar aspectos sociales e institucionales (World Meteorological Organization, 2009). En este sentido, los resultados encontrados en esta tesis solo contribuyen parcialmente a facilitar la estimación del efecto de la potencial implementación de medidas no estructurales como el cambio de uso del suelo. Por supuesto, la planificación del riesgo supone la exploración e implementación de diferentes técnicas que involucran aspectos estructurales, no estructurales, hidrológicos, económicos, culturales, ambientales y políticos, entre otros.

5.2. Futuras líneas de investigación

Durante la realización de este estudio y en la revisión del estado del arte se encontró que la descripción de la variación de las propiedades hidráulicas del suelo en escenarios de evolución de los cambios de uso y cobertura del suelo es un área de investigación importante para la Hidrología y poco explorada actualmente. De manera que los resultados de esta tesis contradicen algunos supuestos de la modelación hidrológica, al respecto de considerar como estacionarios o constantes en el tiempo los valores de las propiedades las propiedades hidráulicas del suelo, las cuales varían y pueden influir en la respuesta hidrológica de las cuencas hidrográficas. Por lo tanto, se proponen los siguientes trabajos futuros con el propósito de continuar el desarrollo de investigaciones que contribuyan a la comprensión de las relaciones del uso del suelo y el comportamiento de los caudales en las cuencas:

1. Debido al potencial de aplicabilidad de la metodología propuesta en esta tesis, se considera importante desarrollar investigaciones que conduzcan a describir el comportamiento del flujo vertical y horizontal en el suelo mediante mediciones de campo según el tipo de cobertura vegetal y la profundidad de raíces, de manera que sea posible contar con mediciones de conductividad hidráulica saturada vertical y horizontal para diferentes tipos de suelos y coberturas.
2. Plantear funciones no estacionarias para realizar análisis de frecuencia en escenarios de cambios de uso del suelo. De esta forma, podrían realizarse estimaciones más precisas para el diseño de infraestructura y la gestión del riesgo.
3. Determinar una relación entre el crecimiento poblacional y los cambios de uso del suelo, de manera que sea posible evaluar su efecto sobre el régimen de caudales, tanto en entorno de crecidas o recursos hídricos.
4. Evaluar el efecto de los cambios de uso del suelo en las curvas de recesión, duración de caudales para la cuantificación de la oferta en procesos de aprovechamiento hídrico para diferentes usos.
5. Introducir la adaptación del modelo hidroeconómico en el proceso de estimación de costos por daños de las inundaciones, a partir del escalamiento de crecidas con base en la variación de las propiedades hidráulicas del suelo como factor relacionado con los cambios de uso del suelo.
6. Durante la etapa de exploración de esta investigación doctoral, se realizó el análisis de la incertidumbre en la realización de aforos por los métodos de trazador químico y sección-velocidad (García et al., 2016). En este sentido, se propone cuantificar la propagación de la incertidumbre de los aforos dentro de la extrapolación de curvas de gasto y posteriormente dentro de la implementación de un modelo hidrológico.

Referencias

- Abhas, J., Bloch, R., & Lamond, J. (2012). *A Guide to Integrated Urban Flood Risk Management for the 21st Century*. <http://doi.org/10.1596/978-0-8213-8866-2>
- Abrahams, A. D., Parsons, A. J., & Wainwright, J. (1995). Effects of vegetation change on interrill runoff and erosion, Walnut Gulch, southern Arizona. *Geomorphology*, 13(1–4), 37–48. [http://doi.org/10.1016/0169-555X\(95\)00027-3](http://doi.org/10.1016/0169-555X(95)00027-3)
- Agnese, C., Bagarello, V., Baiamonte, G., & Iovino, M. (2011). Comparing Physical Quality of Forest and Pasture Soils in a Sicilian Watershed. *Soil Science Society of America Journal*, 75(5), 1958. <http://doi.org/10.2136/sssaj2011.0044>
- Alaoui, A., Willmann, E., Jasper, K., Felder, G., Herger, F., Magnusson, J., & Weingartner, R. (2014). Modelling the effects of land use and climate changes on hydrology in the Ursern Valley, Switzerland. *Hydrological Processes*, 28(10), 3602–3614. <http://doi.org/10.1002/hyp.9895>
- Allen, R. G. (2000). Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study. *Journal of Hydrology*, 229(1–2), 27–41. [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00194-8](http://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00194-8)
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop requirements*. Irrigation and Drainage Paper No. 56, FAO. Retrieved from <http://www.kimberly.uidaho.edu/water/fao56/fao56.pdf>
- Almeida-Teixeira, M. E., Fantechi, R., Moore, R., & Silva, V. M. (1991). Advances in radar hydrology. In M. E. Almeida, R. Fantechi, R. Moore, & V. M. Silva (Eds.), *Advances in radar hydrology International Workshop held in Lisbon, Portugal* (p. 392). Lisboa, Portugal: European Commission.
- Andréassian, V. (2004). Waters and forests: From historical controversy to scientific debate. *Journal of Hydrology*, (291), 1–27. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.12.015>
- Andrés-Doménech, I., Múnera, J. C., Francés, F., & Marco, J. B. (2010). Coupling urban event-based and catchment continuous modelling for combined sewer overflow river impact assessment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 2057–2072. <http://doi.org/10.5194/hess-14-2057-2010>
- Anderson, S.H., Cassel, D.K. (1986). Statistical and autoregressive analysis of soil physical properties of Portsmouth sandy loam. *Soil Sciences Soc. Am. Journal*. 50, 1096–1104.
- Ashagrie, A. G., de Laat, P. J. M., de Wit, M. J. M., Tu, M., & Uhlenbrook, S. (2006). Detecting the influence of land use changes on floods in the Meuse River Basin – the predictive power of a ninety-year rainfall-runoff relation. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 3(2), 529–559. <http://doi.org/10.5194/hessd-3-529-2006>
- Ayalew, T. B., Krajewski, W. F., & Mantilla, R. (2014). Connecting the power-law scaling structure of peak discharges to spatially variable rainfall and catchment physical properties. *Advances in Water Resources*, 71, 32–43. <http://doi.org/10.1016/j.advwatres.2014.05.009>
- Balica, S. F., Douben, N., & Wright, N. G. (2009). Flood vulnerability indices at varying spatial scales. *Water Science and Technology: A Journal of the International Association on Water Pollution Research*, 60(10), 2571–80. <http://doi.org/10.2166/wst.2009.183>
- Barrios, M., & Francés, F. (2012). Spatial scale effect on the upper soil effective parameters

- of a distributed hydrological model. *Hydrological Processes*, 26(7), 1022–1033. <http://doi.org/10.1002/hyp.8193>
- Barrios, M. I. (2011). *Estudio del Efecto de Escala Espacial de un Modelo Hidrológico Distribuido*. Universitat Politècnica de València. Retrieved from <http://www.ebookxp.org/riunet.upv.es/handle/10251/14180?b=4>
- Bateman, A. (2007). *Hidrologia basica y aplicada*. Barcelona, España: Universidad Politècnica de Catalunya. Retrieved from <http://www.upct.es/~minaeees/hidrologia.pdf>
- Beniston, M. (2012). Impacts of climatic change on water and associated economic activities in the Swiss Alps. *Journal of Hydrology*, 412–413, 291–296. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.06.046>
- Beven K. (1983). Surface water hydrology runoff generation and basin structure. *Rev. Geophys.* 21 (3), 721-730. DOI 10.1029/RG021i003p00721.
- Beven, K., Wood, E., & Sivapalan, M. (1988). On hydrological heterogeneity - catchment morphology and catchment response. *Journal of Hydrology*, 100, 353–375. [http://doi.org/10.1016/0022-1694\(88\)90192-8](http://doi.org/10.1016/0022-1694(88)90192-8)
- Beven, K; Lamb, R; Quinn, P.; Romanowicz, R. and Freer, J. (1995). TOPMODEL. En: Singh, V.P. (Ed.). *Computer Models of Watershed Hydrology*. *Water Resources Publications*. ISBN [0-918334-91-8](https://www.isbn-international.org/product/0-918334-91-8), pp 627-668.
- Beven, K; Lamb, R; Quinn, P.; Romanowicz, R. y Freer, J. (1995). TOPMODEL. En: Singh, V.P. (Ed.). *Computer Models of Watershed Hydrology*. *Water Resources Publications*, ISBN 0-918334-91-8, pp 627-668
- Bhattacharyya, R., Prakash, V., Kundu, S., & Gupta, H. S. (2006). Effect of tillage and crop rotations on pore size distribution and soil hydraulic conductivity in sandy clay loam soil of the Indian Himalayas. *Soil and Tillage Research*, 86(2), 129–140. <http://doi.org/10.1016/j.still.2005.02.018>
- Bird, N. R. A., Bartoli, F., & Dexter, A. R. (1996). Water retention models for fractal soil structures. *European Journal of Soil Science*, 47, 1–6.
- Blöschl G. (2005). Statistical upscaling and downscaling in hydrology. In *Encyclopedia of hydrological sciences*, Anderson MG, McDonnell JJ (eds). John Wiley & Sons: Chichester, Reino Unido; 136-150.
- Blöschl, G., Ardoin, S., Bonell, M., Dorninger, M., Goodrich, D., Guntknecht, D., ... Szolgay, J. (2007). At what scales do climate variability and land cover change impact on flooding and low flows. *Hydrological Processes*, 21, 1241–1247. <http://doi.org/10.1002/hyp.6669>
- Blume, T. (2008). *Hydrological processes in volcanic ash soils: measuring, modelling and understanding runoff generation in an undisturbed catchment*.
- Boni, G., Ferraris, L., Giannoni, F., Roth, G., & Rudari, R. (2007). Flood probability analysis for un-gauged watersheds by means of a simple distributed hydrologic model. *Advances in Water Resources*, 30(10), 2135–2144. <http://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.08.009>
- Borga, M., Anagnostou, E. N., Blöschl, G., & Creutin, J.-D. (2011). Flash flood forecasting, warning and risk management: the HYDRATE project. *Environmental Science & Policy*, 14(7), 834–844. <http://doi.org/10.1016/j.envsci.2011.05.017>
- Bormann, H., Breuer, L., Gräff, T., & Huisman, J. A. (2007). Analysing the effects of soil properties changes associated with land use changes on the simulated water balance: A comparison of three hydrological catchment models for scenario analysis. *Ecological Modelling*, 209(1), 29–40. <http://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2007.07.004>
- Bormann, H., Breuer, L., Gräff, T., Huisman, J. A., & Croke, B. (2009). Assessing the impact of land use change on hydrology by ensemble modelling (LUCHEM) IV: Model sensitivity to data aggregation and spatial (re-)distribution. *Advances in Water Resources*, 32(2), 171–192. <http://doi.org/10.1016/j.advwatres.2008.01.002>

- Bormann, H., & Klaassen, K. (2008). Seasonal and land use dependent variability of soil hydraulic and soil hydrological properties of two Northern German soils. *Geoderma*, 145, 295–302. <http://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.03.017>
- Botero, B. A. (2006). AFINS. Valencia, España: Universidad Politécnica de Valencia. Retrieved from <http://lluvia.dihma.upv.es/ES/software/software.html>
- Botero, B. A., & Francés, F. (2010). Estimation of high return period flood quantiles using additional non-systematic information with upper bounded statistical models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(12), 2617–2628. <http://doi.org/10.5194/hess-14-2617-2010>
- Brath, A., Montanari, A., & Moretti, G. (2006). Assessing the effect on flood frequency of land use change via hydrological simulation (with uncertainty). *Journal of Hydrology*, 324(1–4), 141–153. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.10.001>
- Breuer, L., Huisman, J. A., Willems, P., Bormann, H., Bronstert, A., Croke, B. F. W., ... Viney, N. R. (2009). Assessing the impact of land use change on hydrology by ensemble modeling (LUCHEM). I: Model intercomparison with current land use. *Advances in Water Resources*, 32(2), 129–146. <http://doi.org/10.1016/j.advwatres.2008.10.003>
- Brillinger, D.R. (2001). Time Series: Data Analysis and Theory. *Society for Industrial and Applied Mathematics*, Philadelphia, PA. doi: <http://dx.doi.org/10.1137/1.9780898719246>
- Brooks, R.H. & Corey, A.T. 1964. Hydraulic Properties of Porous Media, Hydrology Paper 3, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, U.S.A.
- Bronstert, A. (2003). Floods and climate change: interactions and impacts. *Risk Analysis: An Official Publication of the Society for Risk Analysis*, 23(3), 545–57. Retrieved from <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/12836847>
- Bronstert, A., & Bardossy, A. (1999). The role of spatial variability of soil moisture for modelling surface runoff generation at the small catchment scale. *Hydrology and Earth System Sciences*.
- Bronstert, A., Bárdossy, A., Bismuth, C., Buiteveld, H., Disse, M., Engel, H., ... Ritter, N. (2007). Multi-Scale Modelling of Land-Use Change and River Training Effects on Floods in the Rhine Basin. *River Research and Applications*, 23(23), 1102–1125. <http://doi.org/10.1002/rra.1036>
- Bronstert, A., Niehoff, D., & Brger, G. (2002). Effects of climate and land-use change on storm runoff generation: Present knowledge and modelling capabilities. *Hydrological Processes*, 16(March 2001), 509–529. <http://doi.org/10.1002/hyp.326>
- Burlando, P., & Rosso, R. (1996). Scaling and multiscaling models of depth-duration-frequency curves for storm precipitation. *Journal of Hydrology*, 187, 45–64. [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03086-7](http://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03086-7)
- Burn, D. H. (1997). Catchment similarity for regional flood frequency analysis using seasonality measures. *Journal of Hydrology*, 202, 212–230. [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00068-1](http://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00068-1)
- Burn DH, Cunderlik JM, Pietroniro A (2004) Hydrological trends and variability in the Liard River Basin. *Hydrological Sciences Journal*, 49(1):53–67
- Bussi, G., Frances, F., Montoya, J. J., & Julien, P. Y. (2014). Distributed sediment yield modelling: Importance of initial sediment conditions. *Environmental Modelling and Software*, (58), 58–70.
- Bussi, G., Francés, F., Montoya, J. J., & Julien, P. Y. (2014). Distributed sediment yield modelling: Importance of initial sediment conditions. *Environmental Modelling and Software*, 58, 58–70. <http://doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.04.010>
- Cambardella, C. A., Moorman, T. B., Parkin, T. B., Karlen, D. L., Novak, J. M., Turco, R. F., & Konopka, A. E. (1994). Field-Scale Variability of Soil Properties in Central Iowa Soils. *Soil*

- Campbell, G.S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science*, 117, 31 1-314.
- Castellarin, A., Vogel, R. M., & Matalas, N. C. (2007). Multivariate probabilistic regional envelopes of extreme floods. *Journal of Hydrology*, 336, 376–390. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.01.007>
- Ceddia, M. B., Vieira, S. R., Olivera, A. L., dos Santos, L., & Fonseca, D. (2009). Topography and Spatial Variability of Soil Physical Properties. *Scientia Agricola*, 66(3), 338–352. <http://doi.org/10.1590/S0103-90162009000300009>
- Ceola, S., Montanari, A., Krueger, T., Dyer, F., Kreibich, H., Westerberg, I., ... Kreibich, H. (2016). Adaptation of water resources systems to changing society and environment : a statement by the International Association of Hydrological Sciences. *Hydrological Sciences Journal*, 61(16), 2803–2817. <http://doi.org/10.1080/02626667.2016.1230674>
- Chen, X., Zhang, Z., Chen, X., & Shi, P. (2009). The impact of land use and land cover changes on soil moisture and hydraulic conductivity along the karst hillslopes of southwest China. *Environmental Earth Sciences*, 59(4), 811–820. <http://doi.org/10.1007/s12665-009-0077-6>
- Cheng, L., Aghakouchak, A., Gilleland, E., & Katz, R. W. (2014). Non-stationary extreme value analysis in a changing climate. *Climatic Change*, 127, 353–369. <http://doi.org/10.1007/s10584-014-1254-5>
- Chester, A., & Gibbons, J. (2007). I Irnpervious & face. *Journal of the American Planning Association*, 62(2), 243–258. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1080/01944369608975688>
- Chief, K., Young, M. H., & Shafer, D. S. (2012). Changes in Soil Structure and Hydraulic Properties in a Wooded-Shrubland Ecosystem following a Prescribed Fire. *Soil Science Society of America Journal*, 76, 1965–1977. <http://doi.org/10.2136/sssaj2011.0072>
- Choi, W., & Deal, B. M. (2008). Assessing hydrological impact of potential land use change through hydrological and land use change modeling for the Kishwaukee River basin (USA). *Journal of Environmental Management*, 88, 1119–1130. <http://doi.org/10.1016/j.jenvman.2007.06.001>
- CIAT. (1989). *Contribucion de las pasturas mejoradas a la produccción animal en el trópico*.
- Clark, M. P., Slater, A. G., Rupp, D. E., Woods, R. A., Vrugt, J. A., Gupta, H. V., ... Hay, L. E. (2008). Framework for Understanding Structural Errors (FUSE): A modular framework to diagnose differences between hydrological models. *Water Resources Research*, 44(12), 1–14. <http://doi.org/10.1029/2007WR006735>
- Condon, L. E., Gangopadhyay, S., & Pruitt, T. (2014). Climate change and non-stationary flood risk for the Upper Truckee River Basin. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 11(5), 5077–5114. <http://doi.org/10.5194/hessd-11-5077-2014>
- Consejo Nacional de Política Pública y Social. Estrategias de mitigación del riesgo en la cuenca del río Combeima para garantizar el abastecimiento de agua en la ciudad de Ibagué (2009). Colombia: Consejo Nacional de Política Económica y Social - Departamento Nacional de Planeación. Retrieved from <https://www.cortolima.gov.co/sites/default/files/images/stories/boletines/ago2012/3570.pdf>
- Corbella, S., & Stretch, D. D. (2013). Simulating a multivariate sea storm using Archimedean copulas. *Coastal Engineering*, 76, 68–78. <http://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.01.011>

- Cortolima (2006). Plan de ordenación y manejo de la cuenca hidrográfica mayor del Río Coello. *Corporación Autónoma Regional del Tolima*. Ibagué, Colombia. p 1036.
- Cortolima (2009). Mapa de usos del suelo. Zonificación de 350,000 Ha de zonas secas y formulación del plan de manejo ambiental de 500,000 Ha de zonas secas de zonas secas del departamento del Tolima. *Corporación Autónoma Regional del Tolima*. Ibagué, Colombia.
- Cunderlik, J. M., & Burn, D. H. (2002). Analysis of the linkage between rain and flood regime and its application to regional flood frequency estimation. *Journal of Hydrology*, 261, 115–131. [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00019-7](http://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00019-7)
- Cunderlik, J. M., & Burn, D. H. (2003). Non-stationary pooled flood frequency analysis. *Journal of Hydrology*, 276, 210–223. [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00062-3](http://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00062-3)
- Cunderlik, J. M., & Ouarda, T. B. M. J. (2006). Regional flood-duration-frequency modeling in the changing environment. *Journal of Hydrology*, 318, 276–291. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.06.020>
- Cunderlik, J. M., & Ouarda, T. B. M. J. (2007). Regional flood-rainfall duration-frequency modeling at small ungaged sites. *Journal of Hydrology*, 345, 61–69. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.07.011>
- Cunge, J., & Ackers, P. (Eds.), (1988). Hydraulic modeling. Highlands Ranch, CO:Water Resources Publications. ISBN 1-887201-22-X, pp112.
- Cuo, L., Zhang, Y., Gao, Y., Hao, Z., & Cairang, L. (2013). The impacts of climate change and land cover/use transition on the hydrology in the upper Yellow River Basin, China. *Journal of Hydrology*, 502, 37–52. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.08.003>
- Daza, M. C., Hernandez, F., & Triana, F. A. (2009). Efecto de actividades agropecuarias en la capacidad de infiltración de los suelos del páramo del sumapaz. *Ingeniería de Recursos Naturales Y Del Ambiente*, 8(8), 29–39. Retrieved from <http://www.redalyc.org/articulo.oa>
- De Michele, C., & Salvadori, G. (2002). On the derived flood frequency distribution : analytical formulation and the influence of antecedent soil moisture condition. *Journal of Hydrology*, 262, 245–258. [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00025-2](http://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00025-2)
- Deng, J. S., Wang, K., Hong, Y., & Qi, J. G. (2009). Spatio-temporal dynamics and evolution of land use change and landscape pattern in response to rapid urbanization. *Landscape and Urban Planning*, 92, 187–198. <http://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2009.05.001>
- Dom, C., Echevarra, R. Q., & Ruiz, M. E. (2011). Influencia de diferentes tratamientos de laboreo con tracción animal en la infiltración y la conductividad hidráulica de un suelo Ferralítico Rojo. *Revista Ciencias Técnicas Agropecuarias*, 20(2), 51–55.
- Douglas, E. M., Vogel, R. M., & Kroll, C. N. (2000). Trends in floods and low flows in the United States: Impact of spatial correlation. *Journal of Hydrology*, 240(1–2), 90–105. [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00336-X](http://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00336-X)
- Droegemeier, K. K., Smith, J. D., Businger, S., Doswell, C., Doyle, J., Duffy, C., ... Zipser, E. (2000). Hydrological Aspects of Weather Prediction and Flood Warnings: Report of the Ninth Prospectus Development Team of the U.S. Weather Research Program. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(April), 2665–2680. [http://doi.org/10.1175/1520-0477\(2000\)081<2665:HAOWPA>2.3.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0477(2000)081<2665:HAOWPA>2.3.CO;2)
- Duan, Q., Sorooshian, S., & Gupta, V. (1994). Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *Journal of Hydrology*, 158(3–4), 265–284. [http://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90057-4](http://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90057-4)
- Eckhardt, K., Breuer, L., & Frede, H. (2003). Parameter uncertainty and the significance of simulated land use change effects. *Journal of Hydrology*, 273(1–4), 164–176. [http://doi.org/10.1016/s0022-1694\(02\)00395-5](http://doi.org/10.1016/s0022-1694(02)00395-5)
- Elfert, S., & Bormann, H. (2010). Simulated impact of past and possible future land use

- changes on the hydrological response of the Northern German lowland “Hunte” catchment. *Journal of Hydrology*, 383(3–4), 245–255. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.12.040>
- England, J., Cohn, T., Faber, B., Stedigen, J., Wilbert, T., Veilleux, A., ... Mason, R. (2015). *Bulletin 17C: guidelines for determining flood flow frequency*. USGS, USACE, ACWI, US Department of the Interior. Virginia, United States. Retrieved from https://acwi.gov/hydrology/Frequency/b17c/bulletin17c_draft_for_public_review.pdf
- Entekhabi, D., Rodriguez-iturbe, I., & Eagleson, P. S. (1989). Probabilistic representation of the temporal rainfall process by modified Neyman-Scott Rectangular Pulses Model: parameter estimation and validation. *Water Resources Research*, 25(2), 295–302. <http://doi.org/10.1080/01483918508067059>
- European Commission. Directive 2007/60/EC on the assessment and management of flood risks. Tech. rep., Brussels; 2007.
- Fang, N.-F., Shi, Z.-H., Li, L., Guo, Z.-L., Liu, Q.-J., & Ai, L. (2012). The effects of rainfall regimes and land use changes on runoff and soil loss in a small mountainous watershed. *Catena*, 99, 1–8. <http://doi.org/10.1016/j.catena.2012.07.004>
- Fohrer, N., Haverkamp, S., Eckhardt, K., & Frede, H.-G. (2001). Hydrologic Response to Land Use Changes on the Catchment Scale. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26(7–8), 577–582.
- Fohrer, N., Möller, D., & Steiner, N. (2002). An interdisciplinary modelling approach to evaluate the effects of land use change. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, 655–662. Retrieved from <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1474706502000505>
- Francés, F. (1998). Using the TCEV distribution function with systematic and non-systematic data in a regional flood frequency analysis. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 12(4), 267–283.
- Francés, F., Blöschl, G., & Bronstert, A. (2008). *Efficiency of non-structural flood mitigation measures: “room for the river” and “retaining water in the landscape.”* London. United Kingdom. Retrieved from http://www.crue-eranet.net/calls/room_for_the_river_final_report.pdf
- Francés, F., Vélez, J. I., & Vélez, J. J. (2007). Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 332(1–2), 226–240. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.06.032>
- Franchini, M., & Pacciani, M. (1991). Comparative analysis of several conceptual rainfall-Runoff models. *Journal of Hydrology*, 122, 161–219. [http://doi.org/10.1016/0022-1694\(91\)90178-K](http://doi.org/10.1016/0022-1694(91)90178-K)
- Franks, S., & Kuczera, G. (2002). Flood frequency analysis: Evidence and implications of secular climate variability, New South Wales. *Water Resources Research*, 38(5), 20-1-20–7. <http://doi.org/10.1029/2001WR000232>
- Füssel, H.-M. (2010). How inequitable is the global distribution of responsibility, capability, and vulnerability to climate change: A comprehensive indicator-based assessment. *Global Environmental Change*, 20, 597–611. <http://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2010.07.009>
- García, B., Peña, L. E., Barrios, M., & Múnera, J. (2016). Uncertainty of discharge estimation in high-grade Andean streams. *Flow Measurement and Instrumentation*, 48, 42–50. <http://doi.org/10.1016/j.flowmeasinst.2016.02.005>
- García J., Martínez M., Ramírez J., Rengifo J. (2005). Aportes para la restauración hidrológica y lineamientos para el manejo sostenible del recurso hídrico en la cuenca del Río Combeima, Ibagué – Tolima. Tesis de maestría. Programa de maestría en Planificación y Manejo Ambiental de Cuencas Hidrográficas, *Universidad del Tolima*. Ibagué, Colombia.

- Gaume, E., Gaál, L., Viglione, A., Szolgay, J., Kohnová, S., & Blöschl, G. (2010). Bayesian MCMC approach to regional flood frequency analyses involving extraordinary flood events at ungauged sites. *Journal of Hydrology*, 394, 101–117. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.01.008>
- Gaume, E., Mouhous, N., & Andrieu, H. (2007). Rainfall stochastic disaggregation models: Calibration and validation of a multiplicative cascade model. *Advances in Water Resources*, 30(5), 1301–1319. <http://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.11.007>
- Geris, J., O'Connell, E., Greg, O., & Will, M. (2015). *Multiscale experimentation , monitoring and analysis of long-term land use changes and flood risk - SC060092/R1*. Bristol, UK.: Environment Agency. Retrieved from https://www.gov.uk/government/uploads/system/uploads/attachment_data/file/480785/L_and_use_change_and_flood_risk_report.pdf
- GEOTEC (2007). Estudio de amenazas naturales, vulnerabilidad y escenarios de riesgo en los centros poblados de Villarestrepo, Llanitos, Juntas, Pastales, Pico de Oro, Bocatoma Combeima y Cay, por flujos torrenciales en las microcuencas del Río Combeima. Consorcio Geotec Group – Alcaldía de Ibagué – Cortolima. Ibagué, Colombia.
- Ghaffari, G., Keesstra, S., Ghodousi, J., & Ahmadi, H. (2010). SWAT-simulated hydrological impact of land-use change in the Zanzanrood Basin, Northwest Iran. *Hydrological Processes*, 24, 892–903. <http://doi.org/10.1002/hyp.7530>
- Gilliam, J.W. 1994. Riparian wetlands and water quality. *Journal of Environmental Quality*, 23(5):896-900. doi:10.2134/jeq1994.00472425002300050007x
- Gonzalez-Sosa, E., Braud, I., Dehotin, J., Lassabat??re, L., Angulo-Jaramillo, R., Lagouy, M., ... Michel, K. (2010). Impact of land use on the hydraulic properties of the topsoil in a small French catchment. *Hydrological Processes*, 24(17), 2382–2399. <http://doi.org/10.1002/hyp.7640>
- GREHYS, G. de recherche en hydrologie statistique. (1996). Presentation and review of some methods for regional flood frequency analysis. *Journal of Hydrology*.
- Gupta, H. V., Sorooshian, S., & Yapo, P. O. (1998). Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information. *Water Resources Research*, 34(4), 751–763. <http://doi.org/10.1029/97WR03495>
- Gupta, N., Rudra, R. P., & Parkin, G. (2006). Analysis of spatial variability of hydraulic conductivity at field scale. *Canadian Biosystems Engineering*, 48, 55–62.
- Gupta, S., Mohanty, B. P., & Köhne, M. (2006). Soil Hydraulic Conductivities and their Spatial and Temporal Variations in a Vertisol. *Soil Science Society of America Journal*, 70(6), 1872. <http://doi.org/10.2136/sssaj2006.0201>
- Gupta, V. K. (2004). Emergence of statistical scaling in floods on channel networks from complex runoff dynamics. *Chaos, Solitons and Fractals*, 19, 357–365. [http://doi.org/10.1016/S0960-0779\(03\)00048-1](http://doi.org/10.1016/S0960-0779(03)00048-1)
- Gupta, V. K., & Dawdy, D. R. (1995). Physical interpretations of regional variations in the scaling exponents of flood quantiles. *Hydrological Processes*, 9, 347–361. <http://doi.org/10.1002/hyp.3360090309>
- Gupta, V. K., & Waymire, E. (1990a). Multiscaling properties of spatial rainfall and river flow distributions. *Journal of Geophysical Research*, 95(D3), 1999. <http://doi.org/10.1029/JD095iD03p01999>
- Gupta, V. K., & Waymire, E. (1990b). Multiscaling properties of spatial rainfall and river flow distributions. *Journal of Geophysical Research*, 95, 1999. <http://doi.org/10.1029/JD095iD03p01999>
- Gurtz, J., Verbunt, M., Jasper, K., Lang, H., Zappa, M., & Science, C. (2002). Spatial and temporal variations of hydrological processes in mountainous regions and their modelling.

- Forest*, 7(22), 1–5. Retrieved from http://www.iac.ethz.ch/staff/zappa/icwrer_jg.pdf
- Harding, J. S., Benfield, E. F., Bolstad, P. V., Helfman, G. S., & Jones, E. B. (1998). Stream biodiversity: the ghost of land use past. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 95(25), 14843–7. Retrieved from <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=24537&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>
- Heo, J.-H., Boes, D. C., & Salas, J. D. (2001). Regional flood frequency analysis based on a Weibull model: Part 1. Estimation and asymptotic variances. *Journal of Hydrology*, 242, 157–170.
- Hernández, J. I., Poveda, G., & Vélez, J. I. (2008). Respuesta hidrográfica de la desagregación espacial y espacio-temporal de la precipitación tropical. In *XIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica* (pp. 1–13). Cartagena, Colombia. Retrieved from <http://www.bdigital.unal.edu.co/4249/1/AA4154.pdf>
- Hernández, Y. (2013). *Caracterización y análisis de la amenaza y la vulnerabilidad física por taludes inestables en la microcuenca de la Quebrada Cay, Ibagué, departamento del Tolima*. Universidad del Tolima. Retrieved from http://www.ut.edu.co/academico/images/archivos/Fac_Forestal/Documentos/RESUMEN ES_TESIS_MAESTRIA_CUENCAS/YELENA_HERNANDEZ_ATENCIA_LOW_VERSION.pdf
- Hopmans, J.W., and J.N.M. (1989). Stricker, Stochastic analysis of soil water regime in a watershed, *Journal of Hydrology*, 105, 57-84
- Hopmans, J. W., Nielsen, D. R., & Bristow, K. L. (2002). How useful are small-scale soil hydraulic property measurements for large-scale vadose zone modeling? *Geophysical Monograph Series*, 129, 247–258. <http://doi.org/10.1029/129GM20>
- Hu, W., Shao, M., Wang, Q., Fan, J., & Horton, R. (2009). Temporal changes of soil hydraulic properties under different land uses. *Geoderma*, 149(3–4), 355–366. <http://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.12.016>
- Hundecha, Y., & Bárdossy, A. (2004). Modeling of the effect of land use changes on the runoff generation of a river basin through parameter regionalization of a watershed model. *Journal of Hydrology*, 292, 281–295. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.01.002>
- IGAC (1989). Mapa de suelos de Colombia. Material cartográfico. *Instituto Geográfico Agustín Codazzi*. Imprenta Nacional de Colombia, Bogotá D.C., Colombia.
- IGAC (2002). Mapa de cobertura de la tierra cuenca Magdalena. *Instituto Geográfico Agustín Codazzi IGAC*. Bogotá, Colombia.
- IGAC (2008). Estudio general de suelos y zonificación de tierras del departamento del Tolima. *Instituto Geográfico Agustín Codazzi*, IGAC, Bogotá, Colombia.
- Jarvis, A., Reuter H.I., Nelson A., Guevara E. (2008). Hole-filled SRTM for the globe Version 4, available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database (<http://srtm.csi.cgiar.org>).
- Javelle, P., Ouarda, T., Lang, M., Bobée, B., Galéa, G., & Grésillon, J.-M. (2002). Development of regional flood-duration-frequency curves based on the index-flood method. *Journal of Hydrology*, 258, 249–259.
- Jenkinson, A.F., 1955. The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 81, 158–171.
- Jha, A., Bloch, R., & Lamond, J. (2011). *A Guide to Integrated Urban Flood Risk Management for the 21st Century*.
- Jingyi, Z., & Hall, M. J. (2004). Regional flood frequency analysis for the Gan-Ming River basin in China. *Journal of Hydrology*, (296), 98–117. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.018>

- Jöbstl, C., Zechner, S., Knoblauch, H., Pohl, R., Bornschein, A., Natale, L., ... Seiser, T. (2011). *Final Report CRUE Final Report SUFRI - Sustainable strategies of urban flood risk management with non-structural measures to cope with the residual risk*. *Water Resources Management*.
- Jung, I. W., Chang, H., & Moradkhani, H. (2011). Quantifying uncertainty in urban flooding analysis considering hydro-climatic projection and urban development effects. *Hydrology and Earth System Sciences*, *15*(2), 617–633. <http://doi.org/10.5194/hess-15-617-2011>
- Kalnay, E., & Cai, M. (2003). Impact of urbanization and land-use change on climate. *Nature*, *423*(May), 528–531. <http://doi.org/10.1038/nature01649.1>.
- Karim, M. A., & Chowdhury, J. U. (1995). A comparison of four distributions used in flood frequency analysis in Bangladesh. *Hydrological Sciences Journal*, *40*(1), 55–66. <http://doi.org/10.1080/02626669509491390>
- Katz, R. W., Parlange, M. B., & Naveau, P. (2002). Statistics of extremes in hydrology. *Advances in Water Resources*, *25*(8–12), 1287–1304. [http://doi.org/10.1016/S0309-1708\(02\)00056-8](http://doi.org/10.1016/S0309-1708(02)00056-8)
- Kendall M.G., Stuart A. (1968). *The Advanced Theory of Statistics. Volume 3. Design and analysis, and time series*, Charles Griffin & Co., London, p. 736.
- Khalik, M. N., Ouarda, T. B. M. J., Ondo, J. C., Gachon, P., & Bobée, B. (2006). Frequency analysis of a sequence of dependent and/or non-stationary hydro-meteorological observations: A review. *Journal of Hydrology*, *329*(3–4), 534–552. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.004>
- Kjeldsen, T. R., Smithers, J. C., & Schulze, R. E. (2002). Regional flood frequency analysis in the KwaZulu-Natal province, South Africa, using the index-flood method. *Journal of Hydrology*. [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00520-0](http://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00520-0)
- Kodesová, R., Jirku, V., Kodes, V., Muhlhanslová, M., Nikodem, A., & Žigová, A. (2011). Soil structure and soil hydraulic properties of Haplic Luvisol used as arable land and grassland. *Soil and Tillage Research*, *111*(2), 154–161. <http://doi.org/10.1016/j.still.2010.09.007>
- Koinig, K., Shotyck, W., Lotter, A., & Ohlendorf, C. (2003). 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an *Journal of Paleolimnology*, *30*, 307–320. Retrieved from http://www.springerlink.com/index/G548V1W32W731523.pdf%5Cnfile:///Users/whobbs/Documents/PDFs/Papers2/Koinig/2003/J_Paleolimnol_2003_Koinig.pdf%5Cnpapers2://publication/uuid/0A0CA68B-51CB-426B-AEC4-16055B490C9D
- Kojiri, T., Hamaguchi, T., & Ode, M. (2008). Assessment of global warming impacts on water resources and ecology of a river basin in Japan. *Journal of Hydro-Environment Research*, *1*, 164–175. <http://doi.org/10.1016/j.jher.2008.01.002>
- Krause, S., Jacobs, J., & Bronstert, A. (2007). Modelling the impacts of land-use and drainage density on the water balance of a lowland-floodplain landscape in northeast Germany. *Ecological Modelling*, *200*, 475–492. <http://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2006.08.015>
- Kuczera, G. (1999). Comprehensive at-site flood frequency analysis using Monte Carlo Bayesian inference. *Water Resources Research*, *35*(5), 1551–1557. <http://doi.org/10.1029/1999WR900012>
- Kumar, P., Guttarp, P., & Efi Foufoula, G. (1994). A probability-weighted moment test to assess simple scaling. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, *8*, 173–183. <http://doi.org/10.1007/BF01587233>
- Kumar, R., Samaniego, L., & Attinger, S. (2010). The effects of spatial discretization and model parameterization on the prediction of extreme runoff characteristics. *Journal of Hydrology*,

392(1–2), 54–69. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.047>

- Kumar, S., Anderson, S. H., Bricknell, L. G., Udawatta, R. P., & Gantzer, C. J. (2008). Soil hydraulic properties influenced by agroforestry and grass buffers for grazed pasture systems. *Journal of Soil and Water Conservation*, 63(4), 224–232. <http://doi.org/10.2489/63.4.224>
- Kumar, R., Chatterjee, C. (2005). Regional flood frequency analysis using L-moments for North Brahmaputra region of India. *Journal of Hydrologic Engineering*, 10, 1–7.
- Kundzewicz, Z. W., & Robson, A. J. (2004). Change detection in hydrological records—a review of the methodology / Revue méthodologique de la détection de changements dans les chroniques hydrologiques. *Hydrological Sciences Journal*, 49(1), 7–19. <http://doi.org/10.1623/hysj.49.1.7.53993>
- Lambin, E. F., Rounsevell, M. D. ., & Geist, H. J. (2000). Are agricultural land-use models able to predict changes in land-use intensity? *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 82(1–3), 321–331. [http://doi.org/10.1016/S0167-8809\(00\)00235-8](http://doi.org/10.1016/S0167-8809(00)00235-8)
- Langousis, A., & Veneziano, D. (2007). Intensity-duration-frequency curves from scaling representations of rainfall. *Water Resources Research*, 43(W02422), 1–12. <http://doi.org/10.1029/2006WR005245>
- Leadbetter, M.R., Lindren, G., Rootze ´n, H., 1983. Extremes and Related Properties of Random Sequences and Processes. *Springer Verlag*, New York, 336pp.
- Leclerc, M., & Ouarda, T. B. M. J. (2007). Non-stationary regional flood frequency analysis at ungauged sites. *Journal of Hydrology*, 343, 254–265. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.06.021>
- Legesse, D., Vallet-Coulomb, C., & Gasse, F. (2003). Hydrological response of a catchment to climate and land use changes in Tropical Africa : case study South Central Ethiopia. *Journal of Hydrology*, 275, 67–85. [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00019-2](http://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00019-2)
- Leopold, L. B., & Maddock, T. (1953). *The Hydraulic Geomtrv of Stream Channels and Some Physiographic Implications*. USGS Numbered Series. Washington. Retrieved from <http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:The+Hydraulic+Geometry+of+Stream+Channels+and+Some+Physiographic+Implications#0>
- Li, X., & Yeh, A. G. (2017). Neural-network-based cellular automata for simulating multiple land use changes using GIS. *International Journal of Geographical Information Science*, 8816(May), 323–343. <http://doi.org/10.1080/13658810210137004>
- Lins HF, Cohn TA. Stationarity: wanted dead or alive? *J. American Water Resour Assoc.*, 2011;47(3):475–80. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1752-1688.2011.00542.x>
- Liu, Y., & Luo, Y. (2010). A consolidated evaluation of the FAO-56 dual crop coefficient approach using the lysimeter data in the North China Plain. *Agricultural Water Management*, 97(1), 31–40. <http://doi.org/10.1016/j.agwat.2009.07.003>
- López, J. (2013). *Análisis Estadístico y Modelación del Régimen de las Crecidas en los Ríos de la España Peninsular en un Contexto No Estacionario*. Universitat Politècnica de València. Retrieved from <https://riunet.upv.es/handle/10251/33298?show=full>
- López, J., & Francés, F. (2013). Non-stationary flood frequency analysis in continental Spanish rivers , using climate and reservoir indices as external covariates. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 3189–3203. <http://doi.org/10.5194/hess-17-3189-2013>
- López, J. I., Vicente, S. M., Moran, E., Zabalza, J., Lorenzo, J., & García, J. M. (2011). Impact of climate evolution and land use changes on water yield in the ebro basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 311–322. <http://doi.org/10.5194/hess-15-311-2011>
- Lørup, J. K., Refsgaard, J. C., & Mazvimavi, D. (1998). Assessing the effect of land use change on catchment runoff by combined use of statistical tests and hydrological modelling : Case studies from Zimbabwe. *Journal of Hydrology*, 205, 147–163. Retrieved from

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168117697003119>

- Lovell, S. T., & Sullivan, W. C. (2006). Environmental benefits of conservation buffers in the United States: Evidence, promise, and open questions. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 112(4), 249–260. <http://doi.org/10.1016/j.agee.2005.08.002>
- Madsen, H., Rasmussen, P., & Rosbjerg, D. (1997). Comparison of annual maximum series and partial duration series methods for modeling extreme hydrologic events: 1. At-site modeling. *Water Resources Research*, 33(4), 747–757. <http://doi.org/10.1029/96WR03849>
- Manashi, P., Rajib, M. A., & Ahiablame, L. (2017). Spatial and temporal evaluation of hydrological response to climate and land use change in three south Dakota watersheds. *Journal of the American Water Resources Association*, 53(1), 69–88. <http://doi.org/10.1111/1752-1688.12483>
- Mandelbrot, B. (1977). *The Fractal Geometry of Nature*. New York: W.H. Freeman and company. Retrieved from http://is.muni.cz/el/1456/jaro2014/BPM_NUMA/The_Fractal_Geometry_of_Nature_-_B._Mandelbrot.pdf
- Mandelbrot B.B. (1983). *The fractal geometry of nature /Revised and enlarged edition/*. AA(IBM Thomas J. Watson Research Center, Yorktown Heights, NY). New York, W.H. Freeman and Co., 1983, pp 495.
- Mann H. B. (1945). Nonparametric tests against trend, *Econometrica*, 13: 245-259.
- Mao, D., & Cherkauer, K. a. (2009). Impacts of land-use change on hydrologic responses in the Great Lakes region. *Journal of Hydrology*, 374, 71–82. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.016>
- Markiewicz, I., Strupczewski, W. G., Kochanek, K., & Singh, V. P. (2006). Discussion on “Non-stationary pooled flood frequency analysis.” *Journal of Hydrology*, 330(1–2), 382–385. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.02.029>
- Marshall, M. R., Ballard, C. E., Frogbrook, Z. L., Solloway, I., McIntyre, N., Reynolds, B., & Wheeler, H. S. (2014). The impact of rural land management changes on soil hydraulic properties and runoff processes: Results from experimental plots in upland UK. *Hydrological Processes*, 28(4), 2617–2629. <http://doi.org/10.1002/hyp.9826>
- Martinec, J. 1960 ‘The degree-day factor for snowmelt runoff forecasting’ in IUGG General Assembly of Helsinki IAHS *Commission of Surface Waters*. IAHS Pub 51 (IAHS Wallingford, UK), 468-477.
- Martinec, J., & Rango, A. (1981). Areal distribution of snow water equivalent evaluated by snow cover monitoring. *Water Resources Research*, 17(5), 1480–1488.
- Martins, E., & Stedinger, J. (2000). Generalized maximum-likelihood generalized extreme-value quantile estimators for hydrologic data. *Water Resources Research*, 36(3), 737–744. <http://doi.org/10.1029/1999WR900330>
- Martins, E., & Stedinger, J. (2001). Generalized maximum likelihood Pareto-Poisson estimators for partial duration series. *Water Resources Research*, 37(10), 2551–2557. <http://doi.org/10.1029/2001WR000367>
- Medici, C., Butturini, A., Bernal, S., Vázquez, E., Sabater, F., Vélez, J. I., & Francés. (2008). Modelling the non-linear hydrological behaviour of a small Mediterranean forested catchment. *Hydrological Processes*, (22), 3814–3828. <http://doi.org/10.1002/hyp.6991>
- Medina, I. O. (2014). *Modelación parsimoniosa y espacialmente distribuida de los procesos de acumulación y fusión de nieve*. Universitat Politècnica de València. Retrieved from file:///C:/Users/Luis Eduardo Peña/Desktop/James Smith/Nieve/OROZCO - Modelación parsimoniosa y espacialmente distribuida de los procesos de acumulación y fus....pdf
- Meierdiercks, K. L. (2009). *Hydrologic Response in Small Urban Watersheds: Analyses from*

the Baltimore Ecosystem Study. Princeton University.

- Meierdiercks, K. L., Smith, J. a., Baeck, M. L., & Miller, A. J. (2010a). Analyses of urban drainage network structure and its impact on hydrologic response. *Journal of the American Water Resources Association*, 46(5), 932–943. <http://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2010.00465.x>
- Meierdiercks, K. L., Smith, J. a., Baeck, M. L., & Miller, A. J. (2010b). Heterogeneity of Hydrologic Response in Urban Watersheds. *Journal of the American Water Resources Association*, 46(6), 1221–1237. <http://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2010.00487.x>
- Merz, B., & Bárdossy, A. (1998). Effects of spatial variability on the rainfall runoff process in a small loess catchment. *Journal of Hydrology*, 212–213(1–4), 304–317. [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00213-3](http://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00213-3)
- Mesa, O., Poveda, G., Vélez, J. I., Barco, J., Botero, B., Cuartas, A., ... Montoya, M. (2006). *BALANCES HIDROLÓGICOS DE COLOMBIA*.
- Mesa, O., Vélez, J., Giraldo, J., & Quevedo, D. (2003). Adaptación del método de multiescalamiento para la estimación de caudales máximos en Colombia. *Meteorología Colombiana*, 7, 149–156. Retrieved from http://ciencias.bogota.unal.edu.co/fileadmin/content/geociencias/revista_meteorologia_colombiana/numero07/07_16.pdf
- Middelkoop, H., Daamen, K., Gellens, D., Grabs, W., Kwadijk, J. C. J., Lang, H., ... Wilke, K. (2001). Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin. *Climatic Change*, 49, 105–128. <http://doi.org/10.1023/A:1010784727448>
- Milly, P.C.D., Betancourt, J., Falkenmark, M., Hirsch, R.M., Kundzewicz, Z.W., Lettenmaier, D.P., Stouffer, R.J., 2008. Stationarity is dead: Whither water management? *Science*, 319, 573–574.
- Montanari, A., & Koutsoyiannis, D. (2014). Modeling and mitigating natural hazards: Stationary is immortal. *Water Resources Research*, 50, 9748–9756. <http://doi.org/10.1002/2014WR016092>.Received
- Montoya, J. J. (2008). *Desarrollo de un modelo conceptual de producción, transporte y depósito de sedimentos*.
- Moretti, G., & Montanari, A. (2008). Inferring the flood frequency distribution for an ungauged basin using a spatially distributed rainfall-runoff model. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 12, 1141–1152. <http://doi.org/10.5194/hessd-5-1-2008>
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Binger, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885–900. <http://doi.org/10.13031/2013.23153>
- Morin, E., Goodrich, D. C., Maddox, R. A., Gao, X., Gupta, H. V., & Sorooshian, S. (2006). Spatial patterns in thunderstorm rainfall events and their coupling with watershed hydrological response. *Advances in Water Resources*, 29(6), 843–860. <http://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.07.014>
- Morrison, J. E., & Smith, J. a. (2001). Scaling properties of flood peaks. *Extremes*, 4, 5–22. Retrieved from <http://www.springerlink.com/index/H182T057826N2828.pdf>
- Morrison, J. E., & Smith, J. a. (2002). Stochastic modeling of flood peaks using the generalized extreme value distribution. *Water Resources Research*, 38(12), 41-1-41–12. <http://doi.org/10.1029/2001WR000502>
- Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*. <http://doi.org/10.1029/WR012i003p00513>
- Mueller, E. N., Francke, T., Batalla, R. J., & Bronstert, A. (2009). Modelling the effects of land-

- use change on runoff and sediment yield for a meso-scale catchment in the Southern Pyrenees. *Catena*, 79(3), 288–296. <http://doi.org/10.1016/j.catena.2009.06.007>
- Nadarajah, S., & Kotz, S. (2004). The beta gumbel distribution. *Mathematical Problems in Engineering*, 2004(4), 323–332. <http://doi.org/10.1155/S1024123X04403068>
- NASA (2005). Shuttle Radar Topography Mission: The mission to map the world, available from Jet Propulsion Laboratory, *California Institute of Technology* (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/spanish.htm>)
- Nash J.E., Sutcliffe J.V. (2003). River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles. *Journal of hydrology* 2003(10), 282-290. Doi 10.1016/0022-1694(70)90255-6
- Nelson, P. a., Smith, J. a., & Miller, A. J. (2006). Evolution of channel morphology and hydrologic response in an urbanizing drainage basin. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 1063–1079. <http://doi.org/10.1002/esp.1308>
- New Jersey Water Supply Authority. (2000). *Impervious surface methodology*. New Jersey, USA.
- Nie, W., Yuan, Y., Kepner, W., Nash, M. S., Jackson, M., & Erickson, C. (2011). Assessing impacts of Landuse and Landcover changes on hydrology for the upper San Pedro watershed. *Journal of Hydrology*, 407(1–4), 105–114. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.07.012>
- Niemeyer, R. J., Fremier, a. K., Heinse, R., Chávez, W., & DeClerck, F. a. J. (2014). Woody Vegetation Increases Saturated Hydraulic Conductivity in Dry Tropical Nicaragua. *Vadose Zone Journal*, 13(1). <http://doi.org/10.2136/vzj2013.01.0025>
- Noguera J., M. A., & Vélez L., J. A. (2011). Evaluation of some soil physical properties in different lanscape. *Revista de Ciencias Agrícolas*, 28(1), 40–52.
- Notter, B., MacMillan, L., Viviroli, D., Weingartner, R., & Liniger, H. P. (2007). Impacts of environmental change on water resources in the Mt. Kenya region. *Journal of Hydrology*, 343, 266–278. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.06.022>
- Ogden, F. L., & Dawdy, D. R. (2003). Peak Discharge Scaling in Small Hortonian Watershed. *Journal of Hydrologic Engineering*, 8(2), 64–73. [http://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2003\)8:2\(64\)](http://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2003)8:2(64))
- ONU (2015). Decenio internacional para la acción “El agua fuente de vida” 2005-2015. *Organización de las Naciones Unidas*. Departamento de asuntos económicos y Sociales. Disponible en línea desde: <http://www.un.org/spanish/waterforlifedecade/iwrm.shtml>.
- ONU (2015b). Proyecto de documentbo final de la cumbre de las Naciones Unidas para la aprobación de la agenda para el desarrollo después de 2015. *Organización de las Naciones Unidas*. Asambela General. Disponible en línea desde: http://www.cooperacionespanola.es/sites/default/files/agenda_2030_desarrollo_sostenible_cooperacion_espanola_12_ago_2015_es.pdf.
- Paz-González, a., Vieira, S. R., & Taboada Castro, M. T. (2000). The effect of cultivation on the spatial variability of selected properties of an umbric horizon. *Geoderma*, 97, 273–292. [http://doi.org/10.1016/S0016-7061\(00\)00066-5](http://doi.org/10.1016/S0016-7061(00)00066-5)
- Peña, L. E., Francés, F., & Barrios, M. I. (2015a). Relationship between changes in land use and the magnitude of peak discharges in a tropical watershed. In *International Union of Geodesy and Geophysics, 26th IUGG General Assembly 2015* (Vol. 2015, p. Abstracts HS02p-31). Prague, Czech Republic. <http://doi.org/10.1029/129GM20>
- Peña, L. E., Francés, F., & Barrios, M. I. (2015b). Scaling the flood regime with the soil hydraulic properties of the catchment. In *European Geosciences Union, General Assembly 2015* (Vol. Abstracts,). Vienna, Austria. Retrieved from <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2015/EGU2015-7833-2.pdf>

- Pfister, L., Kwadijk, J., Musy, A., Bronstert, A., & Hoffmann, L. (2004). Climate change, land use change and runoff prediction in the Rhine-Meuse basins. *River Research and Applications*, 20(3), 229–241. <http://doi.org/10.1002/rra.775>
- Posthumus, H., Hewett, C. J. M., Morris, J., & Quinn, P. F. (2008). Agricultural land use and flood risk management: Engaging with stakeholders in North Yorkshire. *Agricultural Water Management*, 95(7), 787–798. <http://doi.org/10.1016/j.agwat.2008.02.001>
- Poveda, G., Vélez, J. I., Mesa, O. J., Cuartas, A., Barco, J., Mantilla, R. I., ... Quevedo, D. I. (2007a). Linking Long-Term Water Balances and Statistical Scaling to Estimate River Flows along the Drainage Network of Colombia. *Journal of Hydrologic Engineering*, 12(1), 4–13. [http://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2007\)12:1\(4\)](http://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2007)12:1(4))
- Poveda, G., Vélez, J. I., Mesa, O. J., Cuartas, A., Barco, J., Mantilla, R. I., ... Quevedo, D. I. (2007b). Linking Long-Term Water Balances and Statistical Scaling to Estimate River Flows along the Drainage Network of Colombia. *Journal of Hydrologic Engineering*, 12(1), 4–13. [http://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2007\)12:1\(4\)](http://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2007)12:1(4))
- Poveda, G., Vélez, J. I., Mesa, O. J., Cuartas, A., Barco, J., Mantilla, R. I., ... Quevedo, D. I. (2007c). *Linking Long-Term Water Balances and Statistical Scaling to Estimate River Flows along the Drainage Network of Colombia. Journal of Hydrologic Engineering.*
- Prescott, P., & A.T. Walden. (1983). Maximum likelihood estimation of the parameters of the three-parameter generalized extreme-value distribution from censored samples, *J. Stat. Comput. Simul.*, 16, 241–250
- Pulgarín, E. (2008). Estimación de curvas IDF basadas en las propiedades de escala de la lluvia Edicson Pulgarín Germán Poveda XVIII Seminario Nacional de Hidráulica e Hidrología Sociedad Colombiana de Ingenieros. In *XVIII Seminario Nacional de Hidráulica e Hidrología* (pp. 1–11). Sociedad Colombiana de Ingenieros.
- Puricelli, D. M. (2003). *Estimación y distribución de parámetros del suelo para la modelación hidrológica.*
- Quilbé, R., Rousseau, a. N., Moquet, J.-S., Savary, S., Ricard, S., & Garbouj, M. S. (2008). Hydrological responses of a watershed to historical land use evolution and future land use scenarios under climate change conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12, 101–110. <http://doi.org/10.5194/hess-12-101-2008>
- Ramesh, A. (2013). *Response of Flood Events to land Use and Climate Change. Analysed by hydrological and statistical modeling in Barcelonnette, France.* (Springer D). New York: Springer Dordrecht Heidelberg. <http://doi.org/10.1007/978-94-007-5527-7>
- Remy, N. (2004). SGeMS: Stanford Geostatistical Modeling Software. *Software Manual*. Retrieved from papers2://publication/uuid/D72A1F6E-10B2-4C84-864E-7840DE1414BA
- Renard, K. G., J. M. Laflen, G. R. Foster, y D. K. McCool. (1994). The revised universal soil loss equation. *Soil erosion research methods.*, 105-124.
- Ribeiro, J., & Rousselle, J. (1996). Robust simple scaling analysis of flood peaks series. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 23, 1139–1145. <http://doi.org/10.1139/I96-923>
- Rivera, M. (2008). *Determinación de la dinámica del agua en el sistema agroforestal Quesungual e identificación de factores suelo-planta para el mejoramiento de la productividad del agua en los cultivos.* Universidad Nacional de Colombia. Retrieved from <http://www.bdigital.unal.edu.co/706/>
- Robinson, J. S., & Sivanapalan, M. (1997). Temporal scales and hydrological regimes: Implications for flood frequency scaling. *Water Resources Research*, 33(12), 2981–2999. <http://doi.org/doi:10.1029/97WR01964>
- Robinson, M., Cognard-Plancq, A.-L., Cosandey, C., David, J., Durand, P., Führer, H. W., ... Zollner, A. (2003). Studies of the impact of forests on peak flows and baseflows: A European perspective. *Forest Ecology and Management*, 186, 85–97.

[http://doi.org/10.1016/S0378-1127\(03\)00238-X](http://doi.org/10.1016/S0378-1127(03)00238-X)

- Romero, H., & Vásques, A. (2004). Evaluación Ambiental de las Cuencas Urbanas del Piedemonte Andino de Santiago de Chile. *Revista Eure*, XXXI(94), 97–118. Retrieved from <http://www.captura.uchile.cl/handle/2250/5231>
- Rodríguez, S.A., (2001). Caracterización de los procesos dinámicos de la cobertura y uso de la tierra en la cuenca del Río Combeima para el periodo de 1991 al 2000, con base en un sistema de información geográfico (SIG). Tesis de grado. Programa de Ingeniería Forestal, *Universidad del Tolima*. Ibagué, Colombia.
- Ruiz-Villanueva, V., Stoffel, M., Bussi, G., Francés, F., & Bréthaut, C. (2015). Climate change impacts on discharges of the Rhone River in Lyon by the end of the twenty-first century: model results and implications. *Regional Environmental Change*, 15(3), 505–515. <http://doi.org/10.1007/s10113-014-0707-8>
- Ruiz Sinoga, J. D., Romero Diaz, a., Ferre Bueno, E., & Martínez Murillo, J. F. (2010). The role of soil surface conditions in regulating runoff and erosion processes on a metamorphic hillslope (Southern Spain). *Catena*, 80(2), 131–139. <http://doi.org/10.1016/j.catena.2009.09.007>
- Rupp, D. E., Licznar, P., Adamowski, W., & Léniewski, M. (2012). Multiplicative cascade models for fine spatial downscaling of rainfall: Parameterization with rain gauge data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(3), 671–684. <http://doi.org/10.5194/hess-16-671-2012>
- Saf, B. (2010). Assessment of the effects of discordant sites on regional flood frequency analysis. *Journal of Hydrology*, 380(3–4), 362–375. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.11.011>
- Sajikumar, N., & Remya, R. S. (2014). Impact of land cover and land use change on runoff characteristics. *Journal of Environmental Management*, 1–9. <http://doi.org/10.1016/j.jenvman.2014.12.041>
- Salazar, S., Francés, F., Komma, J., Blume, T., Francke, T., Bronstert, a., & Blöschl, G. (2012). A comparative analysis of the effectiveness of flood management measures based on the concept of “retaining water in the landscape” in different European hydro-climatic regions. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(11), 3287–3306. <http://doi.org/10.5194/nhess-12-3287-2012>
- Samaniego, L., & Bárdossy, A. (2006). Simulation of the impacts of land use/cover and climatic changes on the runoff characteristics at the mesoscale. *Ecological Modelling*, 196(1–2), 45–61. <http://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2006.01.005>
- Saxton, K. E., & Rawls, W. J. (2006). Soil Water Characteristic Estimates by Texture and Organic Matter for Hydrologic Solutions. *Soil Science Society of America Journal*, 70(5), 1569. <http://doi.org/10.2136/sssaj2005.0117>
- Saxton, K. E., Rawls, W. J., Romberger, J. S., & Papendick, R. I. (1986). Estimating Generalized Soil-water Characteristics from Texture. *Soil Science Society of America Journal*, 50(4), 1–13. <http://doi.org/10.2136/sssaj1986.03615995005000040054x>
- Schwärzel, K., Carrick, S., Wahren, A., Feger, K.-H., Bodner, G., & Buchan, G. (2011). Soil Hydraulic Properties of Recently Tilled Soil under Cropping Rotation Compared with Two-Year Pasture. *Vadose Zone Journal*, 10(1), 354. <http://doi.org/10.2136/vzj2010.0035>
- Séré, G., Ouvrard, S., Magnenet, V., Pey, B., Morel, J. L., & Schwartz, C. (2012). Predictability of the Evolution of the Soil Structure using Water Flow Modeling for a Constructed Technosol. *Vadose Zone Journal*, 11(1), 0. <http://doi.org/10.2136/vzj2011.0069>
- Serinaldi, F., & Kilsby, C. G. (2015). Stationarity is undead: Uncertainty dominates the distribution of extremes. *Advances in Water Resources*, 77, 17–36. <http://doi.org/10.1016/j.advwatres.2014.12.013>

- Seyfried, M. S., & Wilcox, B. P. (1995). Scale and the Nature of Spatial Variability: Field Examples Having Implications for Hydrologic Modeling. *Water Resources Research*, 31(1), 173–184. <http://doi.org/10.1029/94WR02025>
- Sieber, A., & Uhlenbrook, S. (2005). Sensitivity analyses of a distributed catchment model to verify the model structure. *Journal of Hydrology*, 310(1–4), 216–235. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.01.004>
- Sivapalan, M., Wood, E. F., & Beven, K. (1990). On hydrologic Similarity A Dimensionless flood frequency model using a generalized geomorphologic unit hydrograph and partial area runoff generation. *Water Resources Research*, 26(1), 43–58.
- Skaugen, T., & Væringstad, T. (2005). A methodology for regional flood frequency estimation based on scaling properties. *Hydrological Processes*, 19, 1481–1495. <http://doi.org/10.1002/hyp.5588>
- Slater, A. G., Schlosser, C. A., Desborough, C. E., Pitman, A. J., Henderson-Sellers, A., Robock, A., ... Xue, Y. (2001). The Representation of Snow in Land Surface Schemes: Results from PILPS 2(d). *Journal of Hydrometeorology*, 2(1), 7–25. [http://doi.org/10.1175/1525-7541\(2001\)002<0007:TROSIL>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0007:TROSIL>2.0.CO;2)
- Smith, J. A. (1992). Representation of basin scale in flood peak distributions. *Water Resources Research*.
- Smith, J. a., Baeck, M. L., Morrison, J. E., Sturdevant-Rees, P., Turner-Gillespie, D. F., & Bates, P. D. (2002). The Regional Hydrology of Extreme Floods in an Urbanizing Drainage Basin. *Journal of Hydrometeorology*. [http://doi.org/10.1175/1525-7541\(2002\)003<0267:TRHOEF>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1525-7541(2002)003<0267:TRHOEF>2.0.CO;2)
- Smith, J. a., Miller, A. J., Baeck, M. L., Nelson, P. a., Fisher, G. T., & Meierdiercks, K. L. (2005). Extraordinary flood response of a small urban watershed. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86(12), 599–617. <http://doi.org/10.1175/JHM426.1>
- Smith, M., Koren, V., Zhang, Z., Moreda, F., Cui, Z., Cosgrove, B., ... Staggs, S. (2013). The distributed model intercomparison project - Phase 2: Experiment design and summary results of the western basin experiments. *Journal of Hydrology*, 507, 300–329. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.08.040>
- Soil Survey Staff. (1999). *Soil taxonomy* (Second Edi). Washington, DC: U.S. Government Printing Office. Retrieved from <http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:Soil+Taxonomy#0>
- Šraj, M., Viglione, A., Parajka, J., & Blöschl, G. (2016). The influence of non-stationarity in extreme hydrological events on flood frequency estimation. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 64(4), 426–437. <http://doi.org/10.1515/johh-2016-0032>
- Srinivas, V. V., Tripathi, S., Rao, a. R., & Govindaraju, R. S. (2008, January). Regional flood frequency analysis by combining self-organizing feature map and fuzzy clustering. *Journal of Hydrology*. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.09.046>
- Stasinopoulos, D. M., & Rigby, R. a. (2007). Generalized Additive Models for Location Scale and Shape (GAMLSS) in R. *Journal of Statistical Software*, 23(7), 1–46. Retrieved from <http://www.jstatsoft.org>
- Steduto, P., Hsiao, T. C., Fereres, E., & Raes, D. (2012). *Crop yield response to water Repor 66*. Rome. Retrieved from <http://www.fao.org/3/a-i2800e.pdf>
- Stehr, a., Aguayo, M., Link, O., Parra, O., Romero, F., & Alcayaga, H. (2010). Modelling the hydrologic response of a mesoscale Andean watershed to changes in land use patterns for environmental planning. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(10), 1963–1977. <http://doi.org/10.5194/hess-14-1963-2010>
- Stéphenne, N., & Lambin, E. F. (2001). A dynamic simulation model of land-use changes in Sudano-sahelian countries of Africa (SALU). *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 85,

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0167880901001815>

- Strupczewski, W. G., Kochanek, K., Feluch, W., Bogdanowicz, E., & Singh, V. P. (2009). On seasonal approach to nonstationary flood frequency analysis. *Physics and Chemistry of the Earth*, 34, 612–618. <http://doi.org/10.1016/j.pce.2008.10.067>
- Strupczewski, W. G., Singh, V. P., & Feluch, W. (2001). Non-stationary approach to at-site flood frequency modelling I. Maximum likelihood estimation. *Journal of Hydrology*, 248, 123–142. [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00397-3](http://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00397-3)
- Sveinsson, O. G. B., Boes, D. C., & Salas, J. D. (2001). Population index flood method for regional frequency analysis. *Water Resources Research*, 37(11), 2733–2748. <http://doi.org/10.1029/2001WR000321>
- Tian F, Yang Y, Han S (2009) Using runoff slope-break to determine dominate factors of runoff decline in Hutuo River Basin, North China. *Water Sci Technol*, 60(8):2135–2144
- Turc, L. (1955). “Le bilan de l'aue des sols.” Relations entre les precipitations, *l'évaporation et l'écoulement*, INRA, Paris, French.
- Turc, L. (1962). “Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: A simple climatic formula evolved up to date.” *Ann. Agron.*, 12, 13–49.
- Udawatta, R. P., & Anderson, S. H. (2008). CT-measured pore characteristics of surface and subsurface soils influenced by agroforestry and grass buffers. *Geoderma*, 145(3–4), 381–389. <http://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.04.004>
- Udawatta, R. P., Anderson, S. H., Gantzer, C. J., & Garrett, H. E. (2006). Agroforestry and Grass Buffer Influence on Macropore Characteristics. *Soil Science Society of America Journal*, 70(5), 1763. <http://doi.org/10.2136/sssaj2006.0307>
- Udawatta, R. P., Krstansky, J. J., Henderson, G. S., & Garrett, H. E. (2002). Agroforestry practices, runoff, and nutrient loss: a paired watershed comparison. *Journal of Environmental Quality*, 31(4), 1214–1225. <http://doi.org/10.2134/jeq2002.1214>
- United Nations. (2007). *Marco de Acción de Hyogo 2005-2015*: Geneva, Switzerland. Retrieved from www.unisdr.org
- United States Department of Agriculture. (1992). *Keys to soil taxonomy. SMSS Technical monograph No. 19*. Blacksburg, Virginia USA.: Pocahontas Press, Inc. Retrieved from http://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_DOCUMENTS/nrcs142p2_052453.pdf
- Universidad Politécnica de Valencia. (2008). Descripción del modelo conceptual distribuido de simulación hidrológica TETIS. Valencia, España: Universidad Politécnica de Valencia. Retrieved from <http://lluvia.dihma.upv.es/ES/software/software.html>
- Universitat Politècnica de València. (2011a). *Informe de Modelación Hidrológica de las cuencas vertientes a la Comarca de la Marina Alta (Alicante)*.
- Universitat Politècnica de València. (2011b). *SUFRI Methodology for pluvial and river flooding risk assessment in urban areas to inform decision-making Report*. (Universitat Politècnica de València, Graz University of Technology, & Università degli Studi di Pavia, Eds.). Valencia, España.
- Vaskôva, I. (2001). *Cálculo de las curvas IDF mediante la incorporación de las propiedades de escala y de dependencia temporales*. Universitat Politècnica de València.
- Vélez, J. I. (2001). *Conceptual hydrological distributed model development for flood simulation*. Universitat Politècnica de València.
- Vélez, J. J., & Botero, A. (2010). Estimation of the time of concentration and the Lag time at San Luis Creek Basin, Manizalez. *Dyna*, 165, 58–71. Retrieved from http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0012-73532011000100006
- Vélez, J. J., Puricelli, M., López Unzu, F., & Francés, F. (2009). Parameter extrapolation to

- ungauged basins with a hydrological distributed model in a regional framework. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 13, 229–246. <http://doi.org/10.5194/hessd-4-909-2007>
- Villarini, G. (2010). Analysis of the stationarity of flood peaks in the United States. In *Workshop on Nonstationarity, Hydrologic Frequency Analysis, and Water Management* (pp. 81–97). Retrieved from www.cwi.colostate.edu
- Villarini, G., Serinaldi, F., Smith, J. a., & Krajewski, W. F. (2009). On the stationarity of annual flood peaks in the continental United States during the 20th century. *Water Resources Research*, 45(8), 1–17. <http://doi.org/10.1029/2008WR007645>
- Villarini, G., Smith, J. a., Serinaldi, F., & Ntelekos, A. a. (2011). Analyses of seasonal and annual maximum daily discharge records for central Europe. *Journal of Hydrology*, 399(3–4), 299–312. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.01.007>
- Von Mises, R., 1936. La distribution de la plus grand de n valeurs. Reprinted in selected papers, II. *American mathematical society*, Providence, RI, 1954; 271–294pp.
- Weber, A., Fohrer, N., & Möller, D. (2001). Long-term land use changes in a mesoscale watershed due to socio-economic factors — effects on landscape structures and functions. *Ecological Modelling*, 140, 125–140. Retrieved from <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0304380001002617>
- Webster, R. (2000). Is soil variation random? *Geoderma*, 97, 149–163. [http://doi.org/10.1016/S0016-7061\(00\)00036-7](http://doi.org/10.1016/S0016-7061(00)00036-7)
- Werner, M., Schellekens, J., & Jan, J. K. (2005). 23: Flood Early Warning Systems for Hydrological (sub) Catchments. In M. G. Anderson (Ed.), *Encyclopedia of Hydrological Sciences*.
- Wetzel, P. J., Liang, X., Irannejad, P., Boone, A., Noilhan, J., Shao, Y., ... Yang, Z. L. (1996). Modeling vadose zone liquid water fluxes: Infiltration, runoff, drainage, interflow. *Global and Planetary Change*, 13(1–4), 57–71. [http://doi.org/10.1016/0921-8181\(95\)00037-2](http://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00037-2)
- Wheater, H., Reynolds, B., McIntyre, N., Marshall, M., & Jackson, B. (2008). *Impacts of Upland Land Management on Flood Risk: Multi-scale Modelling Methodology and Resutls from the Pontbren Experiment UR16*. Manchester, Uk. Retrieved from https://web.sbe.hw.ac.uk/frmrc/downloads/ur16_impacts_upland_land_management_wp2_2_v1_0.pdf
- Whitlow, R. (2001). *Basic soil mechanics 4th Edn.*, Pearson Education, London, ISBN 0-582-38109-6, pp 592.
- Wijesekara, G. N., Gupta, a., Valeo, C., Hasbani, J. G., Qiao, Y., Delaney, P., & Marceau, D. J. (2012). Assessing the impact of future land-use changes on hydrological processes in the Elbow River watershed in southern Alberta, Canada. *Journal of Hydrology*, 412–413, 220–232. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.04.018>
- Wiltshire, S. E. (1985). Grouping basins for regional flood frequency analysis. *Hydrological Sciences Journal*, 30(1), 151–159. <http://doi.org/10.1080/02626668509490976>
- Wiltshire, S. E. (1986). Regional flood frequency analysis I: Homogeneity statistics. *Hydrological Sciences Journal*, 31(3), 321–333. <http://doi.org/10.1080/02626668609491051>
- Wong, L. S., Hashim, R., & Ali, F. H. (2009). A review on hydraulic conductivity and compressibility of peat. *Journal of Applied Sciences*, 9(18), 3207–3218. Retrieved from <http://scialert.net/qredirect.php?doi=jas.2009.3207.3218&linkid=pdf>
- World Meteorological Organization. (2009). *Integrated Flood Management Concept Paper. Flood Management Tools Series*. Geneva, Switzerland.
- Woods, R. 2006. Hydrologic Concepts of Variability and Scale. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. 1:3. doi: 10.1002/0470848944.hsa002

- Yue T.B.M.J.; ; Bobée, B.; ; Legendre, P.; ; Bruneau, P., S. . ; O. (1999). The Gumbel mixed model for flood frequency analysis. *Journal of Hydrology*, 226, 88–100. [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00168-7](http://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00168-7)
- Zhang, X., Yu, X., Wu, S., Zhang, M., & Li, J. (2007). Response of land use/coverage change to hydrological dynamics at watershed scale in the Loess Plateau of China. *Acta Ecologica Sinica*, 27(2), 414–421. [http://doi.org/10.1016/S1872-2032\(07\)60013-4](http://doi.org/10.1016/S1872-2032(07)60013-4)
- Zhang, Y., & Smith, J. a. (2003). Space–Time Variability of Rainfall and Extreme Flood Response in the Menomonee River Basin, Wisconsin. *Journal of Hydrometeorology*, 4(July 1999), 506–517. [http://doi.org/10.1175/1525-7541\(2003\)004<0506:SVORAE>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1525-7541(2003)004<0506:SVORAE>2.0.CO;2)
- Zhang, Y., Smith, J. a., & Baeck, M. L. (2001). The hydrology and hydrometeorology of extreme floods in the Great Plains of Eastern Nebraska. *Advances in Water Resources*, 24, 1037–1049. [http://doi.org/10.1016/S0309-1708\(01\)00037-9](http://doi.org/10.1016/S0309-1708(01)00037-9)
- Zhou, X., Lin, H. S., & White, E. a. (2008). Surface soil hydraulic properties in four soil series under different land uses and their temporal changes. *Catena*, 73(2), 180–188. <http://doi.org/10.1016/j.catena.2007.09.009>
- Ziegler, A. D., Giambelluca, T. W., Tran, L. T., Vana, T. T., Nullet, M. a., Fox, J., ... Evett, S. (2004). Hydrological consequences of landscape fragmentation in mountainous northern Vietnam: Evidence of accelerated overland flow generation. *Journal of Hydrology*, 287(1–4), 124–146. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.027>
- Zimmermann, B., Elsenbeer, H., & De Moraes, J. M. (2006). The influence of land-use changes on soil hydraulic properties: Implications for runoff generation. *Forest Ecology and Management*, 222(1–3), 29–38. <http://doi.org/10.1016/j.foreco.2005.10.070>