



UNIVERSITAT
POLITÈCNICA
DE VALÈNCIA

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA Y MEDIO AMBIENTE
PROGRAMA DE DOCTORADO EN INGENIERÍA DEL AGUA Y MEDIOAMBIENTAL



Influencia de la variabilidad climática y factores antrópicos en los extremos hidrológicos en el Valle Alto del río Cauca, Colombia

Tesis Doctoral

Ruth Karime Sedano Cruz

Asesores:

Dr. Félix Francés García
Dr. Yesid Carvajal Escobar
Dr. Jesús López de la Cruz

Valencia, septiembre de 2017

AGRADECIMIENTOS.

Deseo expresar mi agradecimiento a las personas e instituciones que de diferentes formas han estado presentes apoyando el proceso de elaboración de este Trabajo. En primer lugar, agradezco profundamente a los orientadores de este trabajo Yesid Carvajal, Félix Francés y Jesús López, por su generosidad al compartir su conocimiento y su tiempo, por la confianza en mí, por sus valiosos aportes y sugerencias. Gracias también a Álvaro Javier Ávila, como coautor en uno de los artículos publicados.

También quiero reconocer el apoyo de los estudiantes del grupo de investigación en Ingeniería de recursos hídricos y desarrollo de suelos- IREHISA de la Universidad del Valle; y el grupo de investigación en Modelación hidrológica y ambiental (GIHMA) del Instituto de Ingeniería del Agua y el Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia; y al Instituto Cinara de la Universidad del Valle por su aval, en el momento oportuno, para emprender este doctorado.

Gracias a la Dirección técnica ambiental de la Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca CVC, por el suministro de información, los comentarios y las recomendaciones durante el análisis de resultados. Al Departamento Administrativo de Ciencia, Tecnología e Innovación de Colombia, Colciencias, al otorgarme la Beca Francisco José de Caldas para la realización del Doctorado; y, al Ministerio de Economía y Competitividad de España, a través del proyecto de investigación TETISMED (CGL2014-58127-C3-3-R).

Finalmente, pero no menos importante, mi total y especial gratitud a mi compañero, madre y hermanos, por la comprensión que han mostrado frente a mi investigación, por su paciencia, confianza y ánimo permanente.

Resumen

La variabilidad climática asociada a ENSO tiene un profundo impacto ambiental y socioeconómico en Colombia. Aunque el país dispone de más de 5000 m³ de agua por habitante, el fenómeno El Niño disminuye la precipitación y los caudales en los ríos, provocando al menos 12 sequías severas en las últimas cinco décadas. La fase fría del ENSO La Niña, genera el efecto opuesto con emergencias por inundaciones y deslizamientos de tierra que pueden afectar a más de 500.000 personas con una frecuencia de 2 a 4 años. El dimensionamiento de estructuras hidráulicas de protección frente a ambos extremos hidrológicos se apoya en la modelación estadística de Análisis de Frecuencias que permite pronosticar el comportamiento de una variable hidrológica más allá del período de registro conocido, basándose en la hipótesis de que los datos son estacionarios. Sin embargo, la variabilidad climática y los cambios inducidos por el ser humano en los recursos naturales pueden provocar tendencias y alteraciones en el comportamiento de las variables hidrológicas en el tiempo, dejando de lado el supuesto de estacionariedad. Este trabajo tiene como objetivo detectar y caracterizar la variabilidad de los eventos extremos del río Cauca por efecto de las variaciones climatológicas y antrópicas, a través de la modelación estadística no estacionaria, para mejorar nuestra comprensión sobre el riesgo de inundaciones y sequías en Colombia. El área de estudio es la cuenca alta del río Cauca conocida como Valle Alto, localizada en una región interandina de interés para la investigación por la alteración en el régimen hidrológico asociada a la operación de un embalse y a la influencia de ENSO. El caso posee datos hidrológicos distribuidos espacialmente para el período 1965-2015. Las variables de extremos anuales son los caudales diarios máximos, los caudales mensuales mínimos, la duración de las crecidas y de los estiajes de cuatro estaciones hidrométricas. Las variables explicativas son siete índices de variabilidad climática de baja frecuencia, la probabilidad de ocurrencia de las fases de ENSO y dos índices de embalse. Se evalúan seis funciones de distribución de probabilidad acumulada para series con asimetría positiva, en los modelos aditivos generalizados de localización, escala y forma (gamlss). La metodología considera: i) analizar la hipótesis de estacionariedad; ii) estudiar la correlación entre el volumen en el embalse y los caudales extremos; iii) proponer un índice para describir la influencia de la presa en el régimen hidrológico; iv) evaluar la teleconexión entre los índices climáticos y las variables hidrológicas; y v) comparar cinco modelos de frecuencias no estacionarios. Los resultados muestran que usar el volumen de almacenamiento de agua en el índice de embalse permite representar la alteración antrópica del régimen hidrológico. Además, los mejores modelos no estacionarios emplean simultáneamente covariables climáticas y antrópicas, muestran una adecuada representación de la variabilidad de las observaciones en el tiempo, una menor pérdida de información y los residuales se ajustan al criterio de normalidad. Los modelos de covariables indican que durante las fases de ENSO, los caudales estimados para una rara probabilidad de excedencia pueden ser diferentes a los obtenidos en el Análisis de Frecuencias estacionario. Se concluye que el riesgo de inundaciones en la estación hidrométrica Juanchito se debe al aumento en la precipitación y en el escurrimiento medio en áreas de la cuenca no reguladas por el embalse, y al efecto de La Niña. Por tal razón el reservorio no logra amortiguar los caudales de crecida. Sin embargo, los incrementos en los caudales mínimos anuales dependen significativamente de la presa, pero se prevé la

intensificación de la sequía hidrológica a valores no deseados, cuando ocurren simultáneamente, niveles bajos de almacenamiento en el embalse y eventos El Niño. De tal forma que las reglas actuales de operación del embalse no logran controlar el riesgo de inundaciones y sequías, esto constituye un desafío real para el manejo del agua en toda la cuenca del río Cauca. Los hallazgos, así como los métodos propuestos, son de interés para la gestión de los recursos hídricos y del riesgo hidrológico de un valle interandino que alberga a más de 4.6 millones personas.

Abstract

Climatic variability associated to the ENSO has profound socio-economic and environmental impact in Colombia. In contrast to the large water availability (more than 5000 m³ per capita) El Niño, decreases precipitation and river flows, producing almost 12 droughts in the last five decades. La Niña, generates the opposite side effect including floods and landslides emergencies, can directly affect over 500,000 people every 2 or 4 years. The sizing of hydraulic structures for these two hydro-meteorological events, can be examined using the statistical modeling of Frequency Analysis to prognostic the behavior of a hydrologic variable beyond the known record period. This approach is based on the hypothesis that time series are stationary. However, climatic variability and human induced changes on natural resources can also affect the behavior in time-based hydrologic variables. This work aims to detect and describe the variability of the extreme hydrologic indices in the Cauca river by effect of climatic and anthropogenic variations throw, non-stationary statistical modeling to improve our understanding of flooding's risk as well as the risk associated to droughts in Colombia. The study area is the Cauca River high basin known as Valle Alto. This inter-Andean river basin has been shown strongly influenced by ENSO and it is interesting research case due the fact that the waterflow regime has been altered by a reservoir located headwaters of the basin. This system has a spatially distributed hydrological dataset for the period 1965-2015. The annual hydrologic variables are maximum daily flow, monthly average minimum flow, flood duration and low flow duration of four gage station. The explanatory variables are seven climatic indices, the probability of extreme phases of ENSO phenomenon and two reservoir indices. It is evaluated six cumulated probability distribution function commonly used in time series with positive skewness and generalized additive models of location, scale and shape (gamlss). The methodology consider: i) stationarity hypothesis test; ii) cross-correlation analyses between the reservoir storages and extreme river flows; iii) to propose to use indices to describe the reservoir influence on the water system; iv) evaluate the teleconnection between climatic indices and hydrologic variables; and v) further make detailed comparisons among different non-stationary models. The results show that incorporate the reservoir changes is better to describe the dependency of the hydrologic variables on the reservoir. Furthermore, the models suggest a better fit to both climate and human-induced changes in the hydrologic regimes. The non-stationary models exhibit and adequate adjust to the variability of the observations in time, less loss of information and normality in the residuals. The covariate models indicate that during ENSO phenomenon phases, the river flows estimated to an extraordinary exceedance probability could be significative different from those calculated whit stationary Frequency Analysis. I conclude that the flood risk in the Juanchito hydrometric station depends of the increase trends in precipitation and runoff in basin areas not regulated by the Salvajina Reservoir and by the La Niña phenomenon incidence. Due to this, the reservoir does not constrain the extreme floods. However, the increase trends in low flows depends significantly of reservoir operation, but exist a significant probability of intensification of hydrologic drought when low-level water in the reservoir and El Niño Events occur simultaneously. The hydrologic risk cannot to be controlled by the actual operation rules at the reservoir, and constitute a significant challenge for water management of the whole Cauca river basin. The findings as well as the methods have

significant meaning for current hydric resources management and the integrated hydrological risk management of an inter-Andean valley that house over 4.6 million people.

Resum

La variabilitat climàtica associada a ENSO té un profund impacte ambiental i socioeconòmic a Colòmbia. Encara que el país disposa de més de 5000 m³ d'aigua per habitant, el fenomen 'El Niño' disminueix la precipitació i els cabals en els rius, provocant almenys 12 sequeres severes en les últimes cinc dècades. La fase freda de l'ENSO 'La Niña', genera l'efecte oposat amb emergències per inundacions i lliscaments de terra que poden afectar més de 500.000 persones amb una freqüència de 2 a 4 anys. El dimensionament d'estructures hidràuliques de protecció enfront d'ambdós extrems hidrològics es recolza en la modelació estadística d'Anàlisi de Freqüències que permet pronosticar el comportament d'una variable hidrològica més enllà del període de registre conegut, basant-se en la hipòtesi que les dades són estacionàries. No obstant això, la variabilitat climàtica i els canvis induïts pel ser humà en els recursos naturals poden causar tendències i alteracions en el comportament de les variables hidrològiques en el temps, deixant de costat el supòsit d'estacionarietat. Este treball té com a objectiu detectar i caracteritzar la variabilitat dels esdeveniments extrems del riu Cauca per efecte de les variacions climatològiques i antròpiques, a través de la modelació estadística no estacionària, per a millorar la nostra comprensió sobre el risc d'inundacions i sequeres a Colòmbia. L'àrea d'estudi és la conca alta del riu Cauca coneguda com a 'Valle Alto', localitzada en una regió transandina d'interès per a la investigació per l'alteració en el règim hidrològic associada a l'operació d'un embassament i a la influència d'ENSO. El cas posseïx dades hidrològiques distribuïts espacialment per al període 1965-2015. Les variables d'extrems anuals són els cabals diaris màxims, els cabals mensuals mínims, la duració de les crescudes i dels estiatges de quatre estacions hidromètriques. Les variables explicatives són set índexs de variabilitat climàtica de baixa freqüència, la probabilitat d'idea de les fases d'ENSO i dos índexs d'embassament. S'avaluen sis funcions de distribució de probabilitat acumulat per a sèries amb asimetria positiva, en els models additius generalitzats de localització, escala i forma (gamlss) . a metodologia considera: i) analitzar la hipòtesi d'estacionarietat; ii) estudiar la correlació entre el volum en l'embassament i els cabals extrems; iii) proposar un índex per a descriure la influència de la presa en el règim hidrològic; iv) avaluar la teleconexió entre els índexs climàtics i les variables hidrològiques; i v) comparar cinc models de freqüències no estacionaris. Els resultats mostren que usar el volum d'emmagatzemament d'aigua en l'índex d'embassament permet representar l'alteració antròpica del règim hidrològic. A més, els millors models no estacionaris empen simultàniament covariables climàtiques i antròpiques, mostren una adequada representació de la variabilitat de les observacions en el temps, una menor pèrdua d'informació i els residuals s'ajusten al criteri de normalitat. Els models de covariables indiquen que durant les fases d'ENSO, els cabals estimats per a una rara probabilitat d'excedència poden ser diferents dels obtinguts en l'Anàlisi de Freqüències estacionari. Es conclou que el risc d'inundacions en l'estació hidromètrica Juanchito es deu a l'augment en la precipitació i en l'escorriment mitjà en àrees de la conca no regulades per l'embassament, i a este efecte de La Xiqueta. Per tal raó el reservori no aconseguix amortir els cabals de crescuda. No obstant això, els increments en els cabals mínims anuals depenen significativament de la presa, però es preveu la intensificació de la sequera hidrològica a valors no desitjats, quan ocorren simultàniament, nivells baixos d'emmagatzemament en l'embassament i esdeveniments El Xiquet. De tal forma que les regles actuals d'operació de

l'embassament no aconseguixen controlar el risc d'inundacions i sequeres, açò constituïx un desafiament real per al maneig de l'aigua en tota la conca del riu Cauca. Les troballes, així com els mètodes proposats, són d'interés per a la gestió dels recursos hídrics i del risc hidrològic d'una vall transandina que alberga a més de 4.6 milions persones.

CONTENIDO GENERAL

1	INTRODUCCIÓN.....	23
2	MARCO TEÓRICO.....	33
3	ÁREA DE ESTUDIO.....	65
4	METODOLOGÍA.....	79
5	ESTACIONARIEDAD EN LAS VARIABLES HIDROLÓGICAS.....	97
6	INFLUENCIA DEL EMBALSE EN EL RÉGIMEN DE LOS EXTREMOS HIDROLÓGICOS.....	105
7	INFLUENCIA DE FORZAMIENTOS CLIMÁTICOS EN LOS EXTREMOS HIDROLÓGICOS.....	123
8	MODELACIÓN DE LOS EXTREMOS HIDROLÓGICOS DEL RÍO CAUCA EN UN CONTEXTO DE NO ESTACIONARIEDAD.....	137
9	DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	171
10	CONCLUSIONES, RECOMENDACIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN.....	179
	REFERENCIAS.....	187
	ANEXOS.....	199

CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN.....	23
1.1	Contexto	23
1.1.1	Modelación estadística no estacionaria.....	25
1.1.2	Inundaciones y sequías en el Valle Alto Cauca, Colombia.....	26
1.2	Motivación	28
1.3	Objetivos	28
1.4	Organización del documento	29
2	MARCO TEÓRICO.....	33
2.1	Cambio Climático.....	33
2.2	Variabilidad climática	35
2.3	Fenómenos de macroescala en Colombia	35
2.3.1	Fenómeno El Niño Oscilación del Sur - ENSO.....	36
2.3.2	Índices de ENSO usados en el suroccidente colombiano	39
2.3.1	El Niño/La Niña Modoki (ENM)/ (LNM).....	43
2.3.2	La zona de convergencia intertropical (ZCIT).....	44
2.3.3	Corriente en chorro del Chocó – CCC	45
2.3.4	La oscilación cuasi bienal – QBO.....	48
2.3.5	La oscilación Atlántico Norte – NAO	48
2.3.6	La oscilación Decadal del Pacífico – PDO	48
2.4	Hipótesis de estacionariedad.....	49
2.4.1	Pruebas de independencia.....	50
2.4.2	Pruebas de homogeneidad.....	50
2.4.3	Pruebas de estacionariedad	50
2.5	Modelos no estacionarios de análisis de frecuencias.....	51
2.5.1	Métodos para estimar los parámetros de la distribución.....	51
2.5.2	Modelos estocásticos	52
2.5.3	Modelos multivariados	53
2.5.4	Metodologías para datos con dependencia	53
2.5.5	Análisis de ventanas temporales móviles	54
2.5.6	Metodologías para series de excedencias	54
2.5.7	Metodologías con distribuciones mixtas.....	54
2.5.8	Modelos de tendencia temporal.....	56
2.5.9	Modelos de covariables externas	56
2.6	Modelo aditivo generalizado de localización, escala y forma – gamlss	60
2.6.1	Estimación de los parámetros.....	61
2.6.2	Funciones de distribución	61

2.6.3	Funciones de suavizado	61
2.6.4	Sobre la selección de la combinación de covariables de cada modelo	63
3	ÁREA DE ESTUDIO	65
3.1	Datos hidrológicos	67
3.2	Datos de variabilidad climática	68
3.3	Hidroclimatología	69
3.4	Tendencias en el régimen de precipitación	70
3.5	Régimen de crecidas.....	72
3.6	Sequías hidrológicas.....	74
3.7	Distribución espacial de lluvia en años de eventos históricos de inundaciones y sequías.....	75
3.8	Estudios previos de modelación estadística de caudales del río Cauca	77
4	METODOLOGÍA.....	79
4.1	Información Climática e Hidrológica	79
4.2	Variables macroclimáticas	81
4.3	Análisis de estacionariedad	81
4.3.1	Función de auto correlación.....	82
4.3.2	Prueba Ljung-Box.....	83
4.3.3	Prueba de homogeneidad normal estándar (SNHT)	83
4.3.4	Prueba de Pettitt	83
4.3.5	Prueba de Buishand	84
4.3.6	Prueba de von Neuman.....	84
4.3.7	Prueba de Levene.....	84
4.3.8	Prueba Mann-Kendall.....	85
4.4	Análisis de componentes principales.....	86
4.5	El embalse y los extremos hidrológicos.....	87
4.6	Índices de embalse como señales de alteración antrópica del régimen hidrológico	87
4.6.1	Índice de escurrimiento medio IE1	87
4.6.2	Índice de volumen almacenado IE2.....	88
4.7	Análisis de teleconexión entre extremos hidrológicos y las variables macroclimáticas	89
4.8	Modelación estadística de los extremos hidrológicos	89
4.8.1	Funciones de suavizado	91
4.8.2	Selección de los términos aditivos y el tipo de tendencia	92
4.8.3	Selección de modelos	92

4.8.1	Bondad de ajuste de los modelos.....	93
4.8.2	Funciones de distribución	93
4.9	Modelos estacionarios: M0.....	94
4.10	Modelos de tendencia temporal: M1	94
4.11	Modelos de distribución mixta: M2	95
4.12	Modelos de covariable: M3 y M4	95
4.13	Modelos de covariable como herramientas de pronóstico	96
5	ESTACIONARIEDAD EN LAS VARIABLES HIDROLÓGICAS.....	97
5.1	Estacionariedad en las variables hidrológicas de máximos anuales	97
5.1.1	Rupturas y tendencias en las crecidas anuales	98
5.1.2	Rupturas y tendencias en la duración de las crecidas	100
5.2	Estacionariedad en las variables hidrológicas de mínimos anuales	101
5.2.1	Rupturas y tendencias en los caudales mínimos anuales.....	101
5.2.2	Rupturas y tendencias en la duración del estiaje anual.....	103
6	INFLUENCIA DEL EMBALSE EN EL RÉGIMEN DE LOS EXTREMOS HIDROLÓGICOS.....	105
6.1	Regla de operación del embalse	106
6.2	Capacidad de regulación de caudales extremos.....	109
6.2.1	Retención del escurrimiento medio anual.....	109
6.2.2	Alteración del régimen de caudales extremos.....	110
6.2.3	Regulación en las crecidas históricas del río Cauca.....	112
6.2.4	Regulación en las sequías históricas	113
6.3	Efectos del embalse en la duración de las crecidas y estiajes anuales	114
6.3.1	Duración de las crecidas	114
6.3.1	Duración de los eventos de estiaje.....	115
6.3.2	Alcance de los objetivos de regulación para control de inundaciones y caudales bajos	116
6.4	Relación entre el volumen almacenado en el embalse y los extremos hidrológicos.....	116
6.1	Índices de embalse y los extremos hidrológicos	118
7	INFLUENCIA DE FORZAMIENTOS CLIMÁTICOS EN LOS EXTREMOS HIDROLÓGICOS.....	123
7.1	Alteración del régimen de caudales de crecidas y estiaje.....	125
7.1	Estacionariedad en las variables climáticas de baja frecuencia.....	126

7.2	Teleconexión entre covariables climáticas y las crecidas anuales en el río Cauca	129
7.1	Teleconexión entre las covariables climáticas y los caudales mínimos anuales en el río Cauca	131
7.2	Teleconexión entre las covariables climáticas y la duración de las crecidas y estiajes en el río Cauca	132
7.3	Análisis Componentes Principales de los índices climáticos.....	135
8	MODELACIÓN DE LOS EXTREMOS HIDROLÓGICOS DEL RÍO CAUCA EN UN CONTEXTO DE NO ESTACIONARIEDAD	137
8.1	M0: Modelo estacionario.....	139
8.2	M1: Modelos de tendencia temporal.....	140
8.3	M2: Modelos de distribución mixta	143
8.3.1	La probabilidad de ocurrencia de La Niña y los caudales máximos anuales.....	144
8.3.2	La probabilidad de ocurrencia de La Niña y los caudales mínimos anuales	146
8.4	M3: Modelos de covariables	147
8.4.1	Modelos usando solo covariables climáticas: Caso Salvajina.....	147
8.4.2	Modelos usando solo índices de embalse: Caso La Balsa	149
8.4.3	Modelos que usan forzamientos climáticos y antrópicos: La Balsa, Juanchito y La Victoria. 151	
8.4.4	Efecto de la variabilidad climática y operación del embalse en la distribución de la duración de eventos asociados a un umbral	154
8.5	M4: Modelos de Componentes Principales Climáticas	157
8.5.1	Modelación de las crecidas anuales	158
8.5.2	Modelación de los caudales mínimos anuales.....	159
8.6	Comparación de los diferentes modelos no estacionarios.....	160
8.6.1	Comparación del comportamiento de los modelos M3 y M4 en función de las covariables significativas.....	161
8.6.1	Capacidad predictiva de los modelos M1 y M3.....	163
8.6.2	Efectos de la no estacionariedad en los cuantiles de diseño.....	166
8.6.3	Cambios en la probabilidad de ocurrencia	168
9	DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	171
9.1	Estacionariedad de los índices de extremos hidrológicos	171
9.1	Influencia del embalse en el régimen de los extremos hidrológicos del río Cauca.....	171
9.2	Índices de embalse.....	172
9.3	Teleconexión entre índices de variabilidad climática y los extremos hidrológicos del río Cauca	173

9.4 Modelos estadísticos de los extremos hidrológicos del río Cauca en contexto no estacionario	174
10 CONCLUSIONES, RECOMENDACIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN.....	179
10.1 Sobre estacionariedad y la influencia del embalse en los índices de extremos hidrológicos del río Cauca	179
10.2 Sobre la teleconexión entre la variabilidad climática y los extremos hidrológicos del río Cauca	180
10.3 Sobre los caudales diarios máximos anuales, la duración de las crecidas y los modelos no estacionarios.	182
10.4 Sobre los caudales mensuales mínimos anuales, la duración del estiaje anual y los modelos no estacionarios.....	183
10.5 De la comparación de los diferentes modelos no estacionarios.	184
10.6 Recomendaciones para la gestión integrada de los recursos hídricos y del riesgo de desastres por inundaciones y sequías hidrológicas en la región	185
10.7 Futuras líneas de investigación	185
REFERENCIAS.....	187
ANEXOS.....	199

LISTADO DE TABLAS

Tabla 2-1. Eventos extremos de ENSO Periodo (1965-2015)	42
Tabla 2-2. Eventos extremos de El Niño/La Niña Modoki (1965-2015).....	44
Tabla 3-1. Características de algunas estaciones hidrométricas	68
Tabla 3-2. Caudal diario máximo anual de los diez mayores eventos de crecida en el río Cauca entre 1965 y 2011	73
Tabla 4-1. Distribuciones para variables discretas (Stasinopoulos et al., 2015).....	93
Tabla 4-2. Distribuciones para variables continuas con asimetría positiva (Stasinopoulos et al., 2015)	94
Tabla 5-1. Resultados de las pruebas de hipótesis de homogeneidad para los caudales diarios máximos anuales en el río Cauca.....	99
Tabla 5-2. Resultados de las pruebas de homogeneidad aplicadas a la duración de las crecidas máximas anuales en el río Cauca.	100
Tabla 5-3. Resultados de las pruebas de hipótesis de homogeneidad para los caudales mensuales mínimos anuales en el río Cauca.	102
Tabla 5-4. Resultados de las pruebas de homogeneidad aplicadas a la duración del estiaje máximo anual del río Cauca.	103
Tabla 6-1. Reglas de operación del embalse multipropósito La Salvajina (Ramírez et al., 2007).....	108
Tabla 6-2. Porcentaje de área regulada y volumen de escurrimiento medio retenido en las estaciones de aforo del valle alto de río Cauca.....	110
Tabla 6-3. Porcentaje de caudal aportado por el embalse, durante crecidas históricas en la estación de aforo Juanchito.	113
Tabla 6-4. Caudal mensual mínimo anual en el río Cauca durante eventos de sequía histórica en Colombia.	113
Tabla 6-5. Coeficiente de correlación Kendall Tau entre el volumen mensual multianual en Salvajina y las CP1 de los caudales máximos/mínimos anuales en el valle alto del río Cauca.....	118
Tabla 6-6. Coeficiente de correlación Kendall Tau entre IE1 y los extremos hidrológicos.....	120
Tabla 6-7. Coeficiente de correlación Kendall Tau entre los extremos hidrológicos e IE2 (1986-2015).	121
Tabla 7-1. Eventos extremos de ENSO, ENM y la PDO en Colombia. Periodo (1965-2015)	124
Tabla 7-2. Clasificación de fases de ENSO por año hidrológico en Colombia usando ONI (NOAA. et al., 2015). En azul/rojo oscuro la fase fría/cálida de ENSO, en negro años Normales	125
Tabla 7-3. Estacionariedad de las covariables climáticas. Periodo (1965-2015).....	128
Tabla 7-4. Coeficientes de correlación Kendall tau entre la CP1 de las crecidas máximas anuales y valores promedio de índices de variabilidad climática.....	131
Tabla 7-5. Coeficientes de correlación Kendall tau entre la CP1 de los caudales mínimos anuales y valores promedio de índices de variabilidad climática.....	132
Tabla 7-6. Coeficientes de correlación Kendall tau entre la duración de las crecidas en Juanchito y valores promedio de índices de variabilidad climática.....	134

Tabla 7-7. Correlación entre la duración del estiaje en Juanchito e índices de variabilidad climática.	134
Tabla 7-8. Correlación entre los índices de variabilidad climática de baja frecuencia.....	135
Tabla 7-9. Importancia de cada Componente Principal de los índices climáticos.....	135
Tabla 7-10. Auto-vectores obtenidos del ACP de variables climáticas.	136
Tabla 8-1. Función de distribución de probabilidad seleccionada para los caudales diarios máximos anuales.....	139
Tabla 8-2. Función de distribución de probabilidad seleccionada para los caudales mensuales mínimos anuales.....	139
Tabla 8-3. Estadísticos de los residuales, y Criterio de Información de Akaike Generalizado, de los modelos M0 y M1 de los caudales diarios máximos anuales.....	141
Tabla 8-4. Estadísticos de los residuales, grados de libertad y Criterio de Información de Akaike de los modelos M1 de los caudales mensuales mínimos anuales.....	141
Tabla 8-5. Modelo M2 de caudales diarios máximos anuales. Estadísticos de los residuales, grados de libertad y Criterio de Información de Akaike Generalizado.....	145
Tabla 8-6. Modelo M2 de caudales mensuales mínimos anuales. Estadísticos de los residuales, grados de libertad y Criterio de Información de Akaike Generalizado.....	147
Tabla 8-7. Características de los modelos M0 y M3 de los extremos hidrológicos de la estación de aforo Salvajina.	148
Tabla 8-8. Características de los modelos de covariable índice de embalse para las series caudal diario máximo anual.....	150
Tabla 8-9. Características de los modelos de covariable índice de embalse para las series caudal mensual mínimo anual.....	150
Tabla 8-10. Características de los parámetros y estadísticos de los residuales de los modelos M0 y M3 para las crecidas anuales en el río Cauca.....	152
Tabla 8-11. Características de los parámetros de los modelos M0 y M3 de los caudales mínimos anuales en el río Cauca.....	153
Tabla 8-12. Modelos M0 y M3 de la duración de las crecidas anuales.....	155
Tabla 8-13. Características de los parámetros de los modelos M3 de la duración del estiaje anual en el río Cauca.....	156
Tabla 8-14. Características de los modelos M4 para las crecidas anuales en el río Cauca.....	159
Tabla 8-15. Características de los modelos M4 de los caudales mensuales mínimos anuales.....	159
Tabla 8-16. Comparación de modelos M3 lineales y con suavizado de los caudales diarios máximos anuales y los caudales mensuales mínimos anuales.....	163

LISTADO DE FIGURAS

Figura 2-1. Comportamiento de la temperatura del océano y la lluvia en el pacífico tropical en condiciones normales, El Niño y La Niña.	37
Figura 2-2. Efectos de El Niño/ La Niña a nivel mundial. Anomalías en la precipitación invierno/verano, (DEF/JJA) (NOAA & TAO, 2011).	38
Figura 2-3. Valor promedio anual del Índice de Oscilación del Sur.	40
Figura 2-4. Regiones usadas para estimar índices de ENSO (Trenberth y National Center for Atmospheric Research Staff, 2016)	40
Figura 2-5. Valor promedio anual de la anomalía de la Temperatura Superficial del Océano Pacífico en la región Niño 3.	41
Figura 2-6. Promedio anual del Índice Oceánico El Niño.	41
Figura 2-7. Promedio anual del Índice Multivariado ENSO.	42
Figura 2-8. El Niño Modoki muestra un calentamiento en el O.P. central, flanqueado por aguas más frías en el oeste/este y patrones diferentes de convección atmosférica (A). La Niña Modoki es el evento opuesto (B) (Ashok y Yamagata, 2009).	43
Figura 2-9. Valor promedio anual del Índice El Niño Modoki.	44
Figura 2-10. Posición estacional promedio de la ZCIT, julio (verano boreal) y enero (verano austral) (Wikipedia, 2015).	44
Figura 2-11. Promedio mensual de la velocidad zonal del viento, la humedad relativa y la advección de humedad a 850 mb. (80°W – 5°N).	46
Figura 2-12. Promedio anual de la Corriente en Chorro del Chocó.	46
Figura 2-13. Índice de la corriente de chorro del Chocó representado como la advección de humedad promedio mensual multianual. Periodo 1965 – 2011.	47
Figura 2-14. Promedio anual de la Oscilación Decadal del Pacífico.	49
Figura 3-1. Localización de la cuenca Valle Alto del río Cauca y la red hidrológica. A la derecha una esquematización de la localización de los principales ríos tributarios.	66
Figura 3-2. Histograma de precipitación media (mm) en el área en la cuenca a diferentes puntos de cierre del Valle Alto Cauca y régimen de caudal mensual en las estaciones de aforo.	69
Figura 3-3. Variación temporal de precipitación anual (estandarizada) en el área tributaria a las estaciones aforo sobre el río Cauca.	71
Figura 3-4. Régimen de caudales mensuales medios en el río Cauca.	72
Figura 3-5. Caudal máximo diario anual en el río Cauca. 1965-2015	72
Figura 3-6. Área afectada por las inundaciones históricas del río Cauca	74

Figura 3-7. Caudal mensual mínimo anual en el río Cauca, periodo 1965-2015.....	75
Figura 3-8. Distribución espacial de la precipitación del trimestre JJA (periodo más seco según el régimen hidrológico en Colombia). Izquierda 1992 año de sequía por El Niño y a la derecha 2010 año de inundaciones por La Niña.....	76
Figura 3-9. Distribución espacial de la precipitación del trimestre SON (periodo más húmedo según el régimen hidrológico en Colombia). Izquierda 1992 año de sequía por El Niño y a la derecha 2010 año de inundaciones por La Niña.....	76
Figura 4-1. Diagrama de flujo de la evaluación de estacionariedad.....	82
Figura 4-2. Metodología para la modelación estadística de extremos hidrológicos.....	90
Figura 5-1. Función de auto correlación de las series de caudal diario máximo anual entre 1965 y 2015 (ci = 95% y rezago en años).....	97
Figura 5-2. Auto correlación de la duración de las crecidas entre 1965 y 2015 (ci =0.95 y rezago en años).....	98
Figura 5-3. Caudales de crecida en el río Cauca entre 1965 y 2015.....	98
Figura 5-4. Duración de las crecidas anuales en el río Cauca desde 1965.....	100
Figura 5-5. Auto correlación de los caudales mensuales mínimos anuales con un intervalo de confianza del 95% y rezago en años.....	101
Figura 5-6. Análisis de auto correlación de la duración de los caudales mínimos anuales entre 1965 y 2015, (c.i.=0.95 y rezago en años).....	101
Figura 5-7. Serie temporal caudal mensual mínimo anual en el río Cauca. Periodo 1965-2015.....	102
Figura 5-8. Duración de los periodos de estiaje en el río Cauca. Periodo 1965-2015.....	103
Figura 6-1. Valle Alto del río Cauca, cordillera de los Andes, Colombia. Localización del embalse La Salvajina y las estaciones de aforo La Balsa, Juanchito y La Victoria. a la derecha total de reportes de inundaciones en municipios de la cuenca entre 1985-2015 (DesInventar, 2015).....	106
Figura 6-2. Precipitación mensual en el área tributaria al embalse y el caudal afluente a Salvajina (izquierda). Almacenamiento anual en el embalse Salvajina y caudal promedio en Juanchito (estación objetivo de regulación) (derecha).....	107
Figura 6-3. Coeficiente de caudal para los máximos anuales (panel izquierdo) y los mínimos anuales (panel derecho), dividido en los periodos de régimen natural (1945-1984) y régimen alterado (1986-2015).....	111
Figura 6-4. Duración de la crecida máxima anual. De arriba hacia abajo las estaciones de aforo La Balsa, Juanchito y La Victoria.....	114
Figura 6-5. Duración de los caudales bajos en el río Cauca. De arriba hacia abajo las estaciones de aforo La Balsa, Juanchito y La Victoria.....	115
Figura 6-6. Porcentaje de días entre 1986 y 2015 en que los caudales diarios son mayores a 130 m ³ /s e inferiores a 900 m ³ /s.....	116
Figura 6-7. Volumen anual promedio almacenado en el embalse La Salvajina (Panel superior). Incremento del volumen almacenado en años La Niña (Panel inferior izquierda) y descenso de volumen promedio en años El Niño (Panel inferior derecha).....	117
Figura 6-8 Primera Componente Principal de las series de caudales extremos del río Cauca.....	118

Figura 6-9. Correlación Kendall Tau entre el volumen mensual multianual en Salvajina y la CP1 de los caudales máximos/mínimos anuales en el valle alto del río Cauca (Panel izquierdo). Relación entre la CP1 de caudal extremo y el volumen promedio por año hidrológico en Salvajina (Panel derecho).	119
Figura 6-10. Variación en el tiempo de los índices de embalse.....	119
Figura 6-11. Índice de regulación del escurrimiento anual, IE1, conexión con los caudales máximos y mínimos anuales (Panel superior), y su duración (Panel inferior).....	120
Figura 6-12. Relación entre extremos hidrológicos en el río Cauca y el índice de embalse IE2. Arriba Caudales máximos y mínimos anuales. Abajo duración de crecidas y estiajes.....	121
Figura 7-1. Eventos extremos de ENSO, ENM y la PDO. Periodo (1965-2015). En diferentes gamas de azul valores negativos o fase fría de los índices climáticos y en rojo – amarillo fase cálida del fenómeno (valores positivos)	124
Figura 7-2. Efecto de ENSO en el régimen de caudales extremos del río Cauca en su valle Alto.....	126
Figura 7-3. Función de auto correlación de los índices macroclimáticos con un intervalo de confianza del 95%. Donde r es el coeficiente de correlación y el rezago es en años.	127
Figura 7-4. Variación temporal del promedio anual de diferentes índices climáticos asociados a la hidrometeorología del suroccidente de Colombia.	128
Figura 7-5. Variación de la Primera Componente Principal de las crecidas en el río Cauca en función de índices climáticos.	129
Figura 7-6 Correlación entre los índices climáticos y la CP1 de las crecidas máximas anuales en el río Cauca. A la izquierda coeficiente tau para índices climáticos trimestrales y a la derecha, tau para promedio anual de variables climáticas.....	130
Figura 7-7. Variación de la Primera Componente Principal de los caudales mensuales mínimos anuales en el río Cauca en función de variables macroclimáticas	131
Figura 7-8. Correlación entre índices climáticos y la CP1 de los caudales mensuales mínimos anuales en el río Cauca. A la izquierda tau para valor trimestral de índices climáticos trimestrales y a la derecha tau para el valor promedio anual de la covariable climática	132
Figura 7-9. Variación de la duración de los extremos hidrológicos en función de índices climáticos. A la izquierda las crecidas y a la derecha permanencia del estiaje.....	133
Figura 7-10. Correlación entre índices climáticos y la duración de las crecidas y estiajes en el río Cauca. Estación Juanchito. A la izquierda valores del coeficiente tau por trimestre y a la derecha el valor promedio anual de la covariable climática	134
Figura 7-11. Componentes Principales más significativas de los índices climáticos asociados al suroccidente de Colombia.....	136
Figura 8-1. Modelación estadística estacionaria de las crecidas anuales en el río Cauca.	140
Figura 8-2 Modelo estadístico M1, de los caudales extremos anuales. Periodo 1965-2015.	142
Figura 8-3. Representación gráfica de los residuales de los modelos M0 y M1, de los caudales máximos anuales.....	143
Figura 8-4. Representación gráfica de los residuales de los modelos M0 y M1, de los caudales mínimos anuales.....	143

Figura 8-5. Modelo M2 de caudales diarios máximos anuales. A la izquierda variación de los cuantiles en función del tiempo. A la derecha comportamiento de los residuales.....	145
Figura 8-6. Modelo M2 de caudales mensuales mínimos anuales. A la izquierda variación de los cuantiles en función del tiempo. A la derecha comportamiento de los residuales.	146
Figura 8-7 Modelos de covariables climáticas de los caudales extremos anuales en Salvajina.....	148
Figura 8-8. Comportamiento graficado de los residuales de los modelos M0 y M3 de la estación Salvajina.	148
Figura 8-9. Uso del índice de escurrimiento medio IE1 en los modelos de covariable M3 de los caudales máximos (izquierda) y mínimos anuales (derecha) en la estación La Balsa.	149
Figura 8-10. Uso del índice de volumen medio IE2 en los modelos de covariable de los caudales máximos (izquierda) y mínimos anuales (derecha) en la estación La Balsa.	150
Figura 8-11. Modelos estadísticos M0 y M3 de las crecidas anuales. A la izquierda los cambios en los cuantiles en función del tiempo y a la derecha el comportamiento de los residuales del modelo M3 en gráficos de gusano.....	152
Figura 8-12. Variación temporal de diferentes cuantiles de los modelos M0 y M3 de los caudales mínimos anuales (izquierda) y residuales de los M3(derecha).	154
Figura 8-13. Modelos M3 para la duración de las crecidas anuales y normalidad graficada de los residuales.....	155
Figura 8-14. Variación temporal de diferentes cuantiles de los modelos M0 y de covariable M3 de la duración del estiaje extremo anual (izquierda) y los residuales de los M3.	157
Figura 8-15. Modelo M4 de las crecidas máximas anuales. A la izquierda cuantiles del modelo en función del tiempo, a la derecha los residuales.....	158
Figura 8-16. Modelo M4 de los caudales mensuales mínimos anuales. A la izquierda cuantiles en función del tiempo, a la derecha los residuales.....	160
Figura 8-17. Curvas de contorno en de los modelos M3 (arriba), y M4 (abajo) de los caudales máximos y mínimos anuales en m ³ /s de Salvajina en función de las covariables significativas.	162
Figura 8-18. Curvas de contorno de los modelos M3 (arriba) y M4 (abajo) de los caudales máximos (izquierda) y mínimos anuales (derecha) en m ³ /s de La Victoria en función de las covariables significativas.	163
Figura 8-19 Modelos de tendencia temporal M1 (izquierda) y de covariable M3 (derecha) de las crecidas máximas anuales en La Balsa variando el periodo de calibración.	164
Figura 8-20. Desempeño de los pronósticos de los modelos M3.	165
Figura 8-21. Comparación de modelos de caudal extremo anual en la estación Juanchito: comportamiento del cuantil asociado a un periodo de retorno de 100 años.....	166
Figura 8-22. Modelación de los extremos hidrológicos con periodo de retorno 100 años.....	167
Figura 8-23. Modelación estadística no estacionaria de los caudales extremos anuales en Juanchito. Arriba Modelo M2. Abajo modelo de CP climáticas M4, a la izquierda las crecidas anuales en función de CP1 climática e IE2, a la derecha los caudales mínimos anuales en función de CP1, CP2 e IE2.	168
Figura 8-24. Comparación de modelos de caudales extremos anuales en Salvajina y La Balsa: probabilidad de ocurrencia asociado a observaciones históricas.	170

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Contexto

Las crecidas y caudales mínimos hacen parte del comportamiento natural de los ríos durante la persistencia/ausencia de lluvias en una región. Desde siempre el hombre se ha beneficiado de la abundancia asociada a las crecidas, y ha modificado el entorno, preparándose para hacer frente a condiciones naturales adversas. El **análisis hidrológico de extremos** es, por lo tanto, una de las principales líneas de estudio en ingeniería del agua. Un inadecuado análisis hidrológico puede llevar al desperdicio de recursos con la construcción de infraestructura sobredimensionada o puede derivar en el incremento de los daños, pérdidas socioeconómicas y de vidas (Francés García, 1998). Valorar los extremos hidrológicos del río, ya sea para el sostenimiento ambiental, el abastecimiento urbano, el riego, la producción hidroeléctrica o su uso como receptor final de aguas residuales; es necesario para la toma de decisiones referentes a la gestión integrada de los recursos hídricos.

Las **crecidas** pueden ser definidas como eventos en los que el caudal de un río aumenta por encima de lo normal durante un periodo de tiempo, generando un pico en el hidrograma. Mientras que el **estiaje** describe la permanencia de caudales por debajo del promedio. Cuando el periodo de caudales mínimos es prolongado e intensificado por las condiciones del tiempo anómalas, la magnitud y duración del estiaje pueden asociarse a una sequía (Smakhtin, 2001).

Las **inundaciones** son el resultado de crecidas que producen la anegación de vastas zonas antes secas, bien sea por: el desbordamiento de corrientes de aguas superficiales, la elevación del nivel freático, o el fallo de obras hidráulicas. Son eventos que pueden ocasionar pérdidas socioeconómicas y de vidas. Se clasifican en: fluviales si son originadas por fuentes superficiales de agua, y pluviales cuando colapsa el sistema de drenaje urbano. A su vez pueden describirse como súbitas y lentas. Las primeras ocurren por la fuerte pendiente del río, por la rotura de diques o de represamientos de agua. Se caracteriza por la capacidad de arrastre de materiales y el alto poder destructivo. Las lentas se presentan en zonas planas cercanas a ríos de valle. Están asociadas a lluvias prolongadas y/o la recuperación de acuíferos, la principal diferencia entre ellas es la velocidad de ascenso del agua y la permanencia en el tiempo de áreas anegadas. Algunas variables hidrológicas de interés son: el volumen de inundación, los caudales máximos anuales o estacionales, los caudales de excedencia, la velocidad de propagación/elevación del agua, la duración de la inundación y el número de eventos por año.

La **sequía hidrológica** se refiere al desbalance en la oferta-demanda de agua que puede perjudicar a los sectores económicos que dependen del tiempo atmosférico, incluyendo los

sistemas de abastecimiento de agua para consumo humano. Depende tanto de los cambios de clima como, de la presión antrópica sobre un sistema hídrico. Debido, al desfase entre la escasez de precipitación, la falta de humedad en el suelo y la reducción de la cantidad de agua disponible (superficial o subterránea); la sequía hidrológica puede demorar en manifestarse o no presentarse en comparación con las sequías meteorológicas (Loaiza et al., 2014). Por lo tanto, las mediciones hidrológicas no se emplean para indicar el inicio de las sequías hidrológicas, pero sí para describir su severidad (relación entre la intensidad y duración), la magnitud de los caudales/niveles/volumen registrados y la duración de eventos bajo un umbral.

La modelación estadística de **análisis de frecuencias (AF)** es la metodología más utilizada para planeamiento, mitigación del riesgo de inundaciones y sequías, el diseño de estructuras hidráulicas y aprovechamiento de recursos hídricos. El análisis probabilístico de datos históricos hace inferencias acerca de una variable aleatoria, basado en que la muestra proviene de una población que es independiente e idénticamente distribuida (**hipótesis i.i.d.**) (Chow et al., 1988). Esto quiere decir que las observaciones de la muestra no están relacionadas entre sí, y al ser idénticamente distribuidas, no hay cambios sistemáticos en la media o la varianza que determinen la aparición de tendencias durante el periodo de las observaciones ni en las extrapolaciones que sobre dichos datos se realizan. No obstante, hay **evidencias sobre los efectos de los cambios ambientales globales y de variabilidad climática con relación a la alteración del comportamiento de variables hidrológicas** en el espacio y tiempo; motivo por el cual desde hace más de una década se desarrollan metodologías estadísticas que abordan el **AF no estacionario**.

Por ejemplo: Milly et al (2008, 2015) argumentan que ante las evidencias de Cambio Climático, la hipótesis de estacionariedad no debe seguir siendo asumida en el análisis hidrológico y por tanto, es necesario desarrollar nuevas metodologías de evaluación estadística que capturen la dinámica en las funciones de probabilidad en el tiempo. Por el contrario, Matalas (1997); Koutsoyiannis (2006); y Lins y Cohn (2011) entre otros; sostienen que el supuesto de i.i.d. no debe descartarse sin previo análisis, ya que los modelos estacionarios proporcionan un marco racional útil para proyectar el riesgo hidrológico en el futuro. La dificultad de representar verdaderas tendencias físicas sobre el Cambio Climático; radica en cómo llevar la información climática a la modelación estadística hidrológica, sin simplificar los procesos hidroclimáticos complejos en los modelos, sobre todo porque la información y comprensión de los mecanismos físicos que intervienen es limitada y puede llevar a análisis erróneos e inconsistencias que incrementan la incertidumbre en los resultados de los modelos. Mas información en : Clarke (2007), Lins (2012), Montanari y Koutsoyiannis (2014) y, Serinaldi y Kilsby (2015).

Aunque no existe un consenso sobre la mejor metodología de análisis, hay puntos en común para los investigadores como: la **necesidad de profundizar en la evaluación de inundaciones**, incrementar la comprensión del sistema clima-agua-sociedad, disminuir las fuentes de incertidumbre y **desarrollar soluciones adaptativas eficaces frente a los riesgos hidrológicos**; de tal forma que en las últimas décadas aumenta el número de trabajos de investigación que muestran un relativo consenso sobre la verificación de la hipótesis i.i.d y pasan de simplificaciones estacionarias a metodologías alternativas de

hidrología estadística. Excelentes revisiones de metodologías para el análisis de series hidrológicas de extremos se encuentran en Khaliq et al. (2006), Renard et al. (2013) y Smakhtin (2001).

1.1.1 Modelación estadística no estacionaria

Renard et al. (2013) agrupan las principales clases de Análisis de Frecuencias en: 1) análisis estadístico convencional. 2) análisis con información adicional meteorológica/climática, donde las observaciones dependen de índices climáticos o factores meteorológicos. 3) análisis con información histórica y de paleo-crecidas para extender el periodo de registros. 4) análisis regional, que usa datos de un conjunto de estaciones para hacer inferencias en lugares sin mediciones. 5) modelos de simulación continua que reproducen las principales características de la variable. Todas estas líneas de investigación son importantes para la comprensión de los extremos hidrológicos y en la actualidad existen aplicaciones para el contexto no estacionario en cada una de ellas.

El análisis hidrológico no estacionario puede agruparse de forma empírica, en dos grandes áreas de investigación: la primera desarrolla métodos para identificar tendencias y cambios no paramétricos en los datos hidrológicos, en sus momentos estadísticos y en los parámetros de la distribución, usando pruebas estadísticas (Burn y Hag Elnur, 2002; Tallaksen et al., 1997; Zhang et al., 2001). La segunda, se basa en que los parámetros de la distribución de probabilidad (local o regional) exhiben tendencias. De tal forma que el resultado de los modelos no estacionarios es que la probabilidad de excedencia de un evento de magnitud X también es variable en el tiempo y en consecuencia, la noción clásica de periodo de retorno pierde validez llevando a ajustes en la definición y aplicabilidad de los conceptos riesgo de diseño, periodo de retorno e incertidumbre (Du et al., 2015; Obeysekera y Salas, 2016, 2014; Salas y Heo, 2012; Serinaldi, 2015).

El diagnóstico de la hipótesis i.i.d. en variables hidrológicas se basa en pruebas no-paramétricas, como: Mann-Kendall y sus versiones con pre-blanqueo o re-muestreo por "*bootstrapping*" para corregir los efectos de la dependencia serial en el corto plazo (Sadri et al., 2016; Yue, S., P. Pilon et al., 2002; Yue y Wang, 2004). La pendiente Thiel-Sen también permite identificar tendencias (Hannaford y Buys, 2012). El test Box-Jung muestra las señales de auto correlación. Por otro lado, las pruebas Pettitt y Buishand son adecuadas para resaltar cambios abruptos en la media (Dey y Mishra, 2017; Sadri et al., 2016; Villarini et al., 2011b). Además, sí el periodo de registros lo permite: el estadístico de Hurst puede valorar la existencia de persistencia de largo plazo (Zeng et al., 2014), y el análisis de ventanas temporales móviles consigue identificar inconsistencias en tendencias encontradas en muestras de corto periodo de registro (Jain y Lall, 2000). Adicionalmente, Hannaford y Buys (2012) proponen enfocar los resultados de las pruebas en la magnitud y sentido físico de las tendencias más que en la significancia estadística de las mismas. Esto debido a que los efectos del Cambio Climático pueden ser indetectables en el sentido estadístico estricto. Sobre todo, sí la significancia es una interpretación que varía en función del método, la variabilidad multi-decadal, la correlación serial - espacial, y la persistencia de largo plazo.

El AF no estacionario de variación temporal, usa el tiempo como covariable y ha sido ampliamente utilizado para comparar los métodos de análisis de frecuencias y resaltar las contradicciones al supuesto de estacionariedad (Kochanek et al., 2012; Strupczewski et al., 2009, 2001a, 2001b). Luego Sveinsson et al. (2005) proponen el uso de modelos estocásticos (en inglés SM) para reproducir saltos de un estado estacionario a otro a largo plazo. Recientemente los modelos de variación temporal se emplean en el análisis multivariado aplicando, la función de Cópulas y sus distribuciones marginales para determinar: la probabilidad de ocurrencia de caudales mínimos y las distribuciones asociadas en el futuro (Ahn y Palmer, 2016; Jiang et al., 2015; Yan et al., 2016).

Los modelos estadísticos más empleados hasta el momento son aquellos que usan covariables para vincular tendencias lineales o suavizadas en los parámetros de la distribución. Se basan en que la variabilidad de las características estadísticas del modelo depende tanto de fluctuaciones climáticas como, de la actividad humana. Dentro del AF no estacionario que emplea información adicional destacan: la utilización de modelos bayesianos que resultan más eficientes en comparación aquellos que se apoyan en la Máxima Verosimilitud (MV) y los modelos de MV y MV-Local (Steinschneider y Brown, 2012; Zhang y Singh, 2014). Otra alternativa de modelación estadística, es recurrir a distribuciones mixtas, considerando los puntos de cambio brusco la media (Alila y Mtiraoui, 2002; Zeng et al., 2014); la estacionalidad del régimen hidrológico (Villarini et al., 2011b); o las señales de ENSO (Poveda y Álvarez, 2012; Waylen y Caviedes, 1986), como elementos de no estacionariedad para definir el total de componentes de la distribución y sus parámetros. Los modelos mencionados, logran presentar los incumplimientos al supuesto de estacionariedad y resultan de utilidad en la gestión de los sistemas de agua. En la mayoría de aplicaciones indican un mejor ajuste a la variabilidad de las observaciones. Sin embargo, el uso de información climática de baja frecuencia o de la actividad antrópica presenta una limitación: la falta de información adicional de las covariables y la incertidumbre sobre sus tendencias de largo plazo, que disminuyen la capacidad predictiva de los modelos más allá de las observaciones.

1.1.2 Inundaciones y sequías en el Valle Alto Cauca, Colombia.

Colombia, por su ubicación en el trópico, presenta fuerte alteración en el régimen hidrológico debido a la Zona de Convergencia intertropical (ZCIT), la orografía, los procesos que ocurren en los océanos Atlántico, mar Caribe, el Pacífico y la Amazonia, pero sobre todo, al fenómeno El Niño Oscilación del Sur (ENSO) en sus fases extremas (Carvajal-Escobar, 2004; García et al., 2012; Perez et al., 1998; Poveda, 2004a; Poveda y Álvarez, 2012; Puertas y Carvajal-Escobar, 2008; Rojo y Carvajal Serna, 2010).

Estudios antecedentes sobre los efectos de la variabilidad climática en la hidrología de Colombia destacan: 1) fuertes correlaciones entre ENSO y la hidrología, 2) señales de desplazamiento del ciclo hidrológico 3) tendencias de incremento/disminución en el tiempo de: la temperatura del aire, la precipitación y los caudales promedio mensuales. Dichos patrones de cambio varían en función de la altitud y la región de análisis. 4) la función de distribución de probabilidades de la serie de caudales máximos es afectada por ambas fases de ENSO (Cardona et al., 2016; Carvajal-Escobar et al., 1998; Gutiérrez y Dracup,

2001; Jiménez-Cisneros et al., 2014; Germán Poveda et al., 2002; Poveda, 2004a; Poveda et al., 2006, 2005; Poveda y Álvarez, 2012; Puertas y Carvajal-Escobar, 2008).

Colombia presenta la tasa más alta de desastres recurrentes provocados por fenómenos naturales, con relación a Latinoamérica (más de 600 eventos por año). Además ocupa la décima posición de países con más alto riesgo económico derivado de peligros a causa de desastres en el mundo; esto como consecuencia que el 84,7% de la población y el 86,6% de los activos están localizados en áreas expuestas a dos o más peligros naturales (Banco Mundial, 2014). Según la base de datos Em-dat (2016), desde 1900 se han reportado 167 desastres naturales en Colombia, el 76% de los cuales son de origen hidrometeorológico, el 22% geológico y el 2% ha tenido relación con epidemias. El 44% del total de desastres registrados corresponde a inundaciones y reúnen al 90% de la población afectada, mientras que los desastres de origen geológico producen el 79% de las muertes.

El río Cauca, se localiza en el suroccidente de Colombia entre las cordilleras Occidental y Central de los Andes. La cuenca Valle Alto Cauca comprende los primeros 465 km de recorrido del río desde el nacimiento hasta la estación de aforo La Virginia. Esta región presenta un régimen bimodal de precipitación y caudal. Las precipitaciones anuales varían entre 1300 mm y 3000mm. La llanura aluvial del valle alto del río Cauca tiene 3950 km² de extensión, de los cuales el 23% (840 km²) es susceptible a inundaciones periódicas. Por lo cual, desde finales de la década de 1950 se inició la construcción de infraestructura para el control de inundaciones compuesta por más de 400 km de diques en las riberas del río Cauca y de algunos tributarios, y el embalse La Salvajina, puesto en operación en 1985 (Velasquez y Jimenez, 2004).

Entre 1950 y 2011 se registraron 14 eventos históricos de inundaciones del río Cauca (CVC. et al., 2007a). Cinco de los cuales, ocurrieron después de la construcción del embalse la Salvajina (en 1988, 1997, 1999, 2008 y 2010). A pesar de la gran oferta hídrica del país (>5000 m³ per cápita) (WWAP, 2016); se identifican 10 eventos de sequía meteorológica en Colombia desde 1970. Entre las más recordadas por su impacto destacan: jul/72-ago/73, abr/76-jul/77, jul/82/-dic/83, ago./91-dic/92, abr/97-mar/98, may/02-mar/03, jun/04-feb/05, ago/06-ene/07, jun/09-abr/10 y jun/14-oct/14, feb/15-mar/16 (Hurtado, 2012; IDEAM, 2017, 2012; Loaiza et al., 2014). En el Valle del Cauca, ocho de estos eventos son reportados en la base de datos de DesInventar (2015), como sequías asociadas a condiciones climáticas y El Niño (en 1976-77, 1980, 1982-83,1986, 1997-98, 2001, 2002 y 2015).

De acuerdo con el registro histórico de eventos El Niño/La Niña definidos por el ONI de la NOAA, desde 1985 se han presentado siete eventos La Niña y nueve El Niño. De todos, los eventos El Niño 1997-98 y 2014-16 y la Niña 2010-11 se clasifican dentro de los 10 más fuertes registrados en la historia (NOAA. et al., 2017a; Wolter y Timlin, 2011).

En el Valle del Cauca, las inundaciones ocurridas en 2010 – 2011, representan en la historia reciente, las de mayor impacto por las pérdidas y la magnitud de los caudales observados. En el caso de las sequías desde 1986: los menores caudales se han observado en 1992, 1997, 2004, 2005 y 2015; todos esos años coinciden no solo con sequías meteorológicas en

la zona Andina de Colombia si no, con eventos El Niño. Aunque ninguna obra de protección hidráulica puede controlar el 100% del riesgo de inundación o sequía. La operación del Embalse Salvajina, para el sistema hídrico del Valle Alto del río Cauca, parece insuficiente frente a los cambios del clima.

Las previsiones de los modelos de Cambio Climático globales para Suramérica prevén un incremento del riesgo asociado al aumento en la frecuencia y severidad de eventos hidrometeorológicos extremos, como las fases extremas de ENSO (Cai et al., 2015) y al aumento de la vulnerabilidad de las sociedades a la variabilidad climática (Jiménez-Cisneros et al., 2014). En los países en desarrollo, como Colombia, existe una alta vulnerabilidad frente a desastres hidrometeorológicos debido, al uso de la tierra no planificado, ej. la expansión urbana y la agrícola en áreas de riesgo de desastres y/o la intensa explotación de los recursos naturales, que alteran el régimen hidrológico; y al desconocimiento del riesgo, entre otros. Esto aumenta potencial de daño de las inundaciones y sequías; además, su tasa de ocurrencia disminuye la capacidad de recuperación de la sociedad y ralentiza el desarrollo sostenible en regiones como el Valle Alto del río Cauca.

1.2 Motivación

Teniendo en cuenta todo lo anterior, la modelación estadística no estacionaria de los extremos hidrológicos puede aportar al mejor conocimiento de la variabilidad del riesgo hidrometeorológico en el Valle del Alto Cauca, en función de patrones climáticos y de alteración antrópica. Es posible aprovechar índices de variabilidad climática, la probabilidad de ocurrencia de las fases extremas de ENSO e índices de operación del embalse en el forzamiento de tendencias sobre los parámetros de la distribución de probabilidad acumulada que representan los caudales de inundación/estiaje y en la duración de eventos de cierta magnitud.

La información que ofrecen los modelos no estacionarios puede contribuir a resolver cuestiones como: ¿Cuál es la influencia de la regulación de caudales del embalse La Salvajina en la predicción de caudales extremos de alto periodo de retorno? ¿Los modelos estadísticos no estacionarios son adecuados para describir el comportamiento de los caudales de inundación y estiaje? ¿Cuál es el conjunto de variables explicativas adecuado para representar el comportamiento de los caudales extremos en el tiempo? ¿Es necesario incorporar nuevos lineamientos para evaluación hidrológica de caudales máximos en la región? El diseño de las obras de regulación y protección frente a inundaciones bajo la hipótesis i.i.d en el Valle del Cauca ¿Es correcto en la actualidad?

1.3 Objetivos

El objetivo principal es detectar y caracterizar la variabilidad de los eventos extremos del río Cauca por efecto de las variaciones climatológicas y antrópicas. Para esto se proponen los siguientes objetivos específicos:

- Analizar la no estacionariedad en algunos índices de extremos hidrológicos del río Cauca en su recorrido por la cuenca Valle Alto y su teleconexión con la variabilidad climática y la operación del embalse Salvajina.
- Modelar para diferentes cuantiles, la magnitud de los caudales máximos anuales y su duración en la cuenca Valle alto del río Cauca en un contexto no estacionario, incorporando la influencia de ENSO y la alteración antrópica del régimen hidrológico.
- Modelar para diferentes cuantiles, la magnitud de los caudales mensuales mínimos anuales y la duración del estiaje en la cuenca Valle alto del río Cauca en un contexto no estacionario, incorporando la influencia de ENSO y la alteración antrópica del régimen hidrológico.
- Comparar el desempeño de los diferentes modelos no estacionarios implementados en gamlss, a través de los efectos de la no estacionariedad sobre los cuantiles de diseño y la capacidad predictiva de los modelos.

Para lograr tales objetivos se aplica la metodología presentada, más adelante en el capítulo 4.

1.4 Organización del documento

Este trabajo pretende contribuir a la modelación estadística local y no estacionaria de caudales de inundación y estiaje anuales. En primera instancia se recopila información relevante de la hidrometeorología del suroccidente colombiano enfatizando en la teleconexión entre el fenómeno El Niño Oscilación del sur – ENSO, y los caudales extremos máximos y mínimos anuales del río Cauca, con el fin de seleccionar variables macroclimáticas a incluir en el Análisis de Frecuencias. Luego se busca identificar la influencia del embalse Salvajina en los caudales diarios y en la duración de eventos de crecidas/estiajes acotados por un umbral y presentar un índice de operación del embalse a incorporar en los modelos estadísticos. Previo al análisis de frecuencias no estacionario, se evalúa la hipótesis *i.i.d* con diferentes pruebas estadísticas no paramétricas. Finalmente se propone modelar la magnitud, frecuencia y duración de las crecidas y estiajes anuales asumiendo condiciones no estacionarias, forzando tendencias temporales, empleando modelos de covariables externas (siete variables macroclimáticas y el índice de embalse) y modelos de distribuciones mixtas. La herramienta usada en este trabajo son los Modelos Aditivos Generalizados de Localización Escala y Forma, (abreviados en inglés como *gamlss*), que permiten usar el conjunto de covariables, forzar tendencias lineales y no lineales y comparar diferentes funciones de distribución.

El **Capítulo 2** presenta un marco teórico alrededor de la variabilidad climática, la modelación estadística no estacionaria y los modelos *gamlss*. Luego el **Capítulo 3** describe el área de estudio y la revisión de estudios recientes sobre la hidroclimatología en la cuenca alta del río Cauca – Colombia. Con el propósito de resaltar algunas particularidades del régimen hidrológico y su asociación con el fenómeno El Niño Oscilación del Sur. Para finalmente presentar las variables hidrológicas y covariables macroclimáticas a emplear en la modelación estadística no estacionaria. El **Capítulo 4**, se refiere a la metodología para la

modelación estadística no estacionaria de extremos hidrológicos en el valle Alto del río Cauca. A partir del **Capítulo 5** se presentan los resultados de esta investigación, iniciando con el análisis de estacionariedad de las variables hidrológicas. Seguidamente el **Capítulo 6** muestra la influencia del embalse Salvajina en la regulación de los caudales máximos y mínimos anuales en algunas estaciones y presenta un índice adimensional a emplear como término aditivo en el análisis de frecuencias no estacionario. El **Capítulo 7** revisa la teleconexión entre las variables climáticas incluidas en este trabajo y las series de extremos hidrológico. En seguida el **Capítulo 8** incluye los resultados de la modelación estadística no estacionaria aplicada a los extremos hidrológicos del Valle Alto del río Cauca. A continuación, en el **Capítulo 9** se realiza la discusión de los principales resultados. Finalmente, en el **Capítulo 10** se dejan las conclusiones, aportes y algunas posibles líneas de investigación que puede contribuir a la mejora de los resultados obtenidos en este trabajo.

Publicaciones derivadas de esta investigación:

Título	Predicting the Frequency and Magnitude of Annual Floods in the Upper Cauca River Based on Climatic and Reservoir Operation Indices (ID: 243838)
Tipo	Presentación Oral en Congreso Internacional
Autores	Karime Sedano, Yesid Carvajal, Jesús López de la Cruz y Félix Francés
Evento	ASCE-EWRI Congress 2017. (American Society of Civil Engineers – World Environmental and Water Resources Congress)
Ciudad	Sacramento, USA
Fecha	Mayo 21-25 de 2017
URL	https://www.eventscribe.com/2017/ASCE-EWRI/speakers.asp?goToLetter=F&h=Browse%20By%20Speakers
Título	Predicting the Low Flows of the Upper Cauca River Based on Reservoir Operation and ENSO Indices (ID. 243845)
Tipo	Presentación Oral en Congreso Internacional
Autores	Karime Sedano, Yesid Carvajal, Jesús López de la Cruz y Félix Francés
Ponente	Dr. Félix Frances García
Evento	ASCE-EWRI Congress 2017. (American Society of Civil Engineers – World Environmental and Water Resources Congress)
Ciudad	Sacramento, USA
Fecha	Mayo 21-25 de 2017
URL	https://www.eventscribe.com/2017/ASCE-EWRI/speakers.asp?goToLetter=F&h=Browse%20By%20Speakers
Título	Flood and low flow: non-stationary frequency analysis in Cauca River, Colombia.
Tipo	Poster en Taller Internacional
Ponente	Ruth Karime Sedano Cruz
Autores	Karime Sedano Cruz, Félix Francés, Yesid Carvajal Escobar y Jesús López de la Cruz
Evento	STAHY Workshop 2016. ICSH/IAHS (International Commission on Statistical Hydrology and International Association of Hydrological Sciences)
Ciudad	Quebec, Canadá
Fecha	Septiembre 26-27 de 2016
URL	http://stahy2016.ca/wp-content/uploads/sites/5/2016/09/STAHY-2016-Final-Program-and-Abstracts.pdf
Título	Análisis de aspectos que incrementan el riesgo de inundaciones en Colombia
Tipo	Artículo en revista científica
Autores	Karime Sedano Cruz, Yesid Carvajal Escobar y Álvaro Javier Ávila Díaz
Revista	Revista Luna Azul
ISSN	1909-2474
Ciudad	Bogotá, Colombia
Fecha	2013
URL	http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=321729206014

2 MARCO TEÓRICO

El análisis hidrológico de extremos es una de las principales líneas de estudios en ingeniería del agua. La modelación estadística es la metodología más utilizada para planeamiento, mitigación del riesgo de inundaciones y sequías. Ante los efectos de los cambios ambientales globales y de variabilidad climática en la alteración del régimen hidrológico en el espacio y tiempo en muchas regiones del planeta; desde hace más de una década se desarrollan metodologías estadísticas que abordan el AF no estacionario.

Los modelos estadísticos no estacionarios más empleados hasta el momento son aquellos que usan covariables para vincular tendencias lineales o suavizadas en los parámetros de la distribución. Se basan en que la variabilidad de las características estadísticas del modelo depende tanto de fluctuaciones climáticas como, de la actividad humana.

Este capítulo establece una base de conocimiento alrededor de la influencia del Cambio Climático y de los principales fenómenos de variabilidad climática de macroescala en la hidrología del suroccidente de Colombia. Contiene la revisión de literatura sobre aplicaciones de la modelación estadística de análisis de frecuencias (AF) no estacionaria, enfatizando en los modelos aditivos generalizados de localización escala y forma (en inglés gamlss) que permiten el uso de covariables y son la herramienta principal de este trabajo para el análisis de los extremos hidrológicos en el Valle Alto del río Cauca.

2.1 Cambio Climático

El IPCC define el Cambio Climático (en adelante CC), como la modificación en las condiciones promedio del estado del tiempo que puede ser confirmado con pruebas estadísticas y que persiste durante un periodo prolongado, generalmente decenios o periodos superiores a 30 años. Es ocasionado por la variabilidad natural y la actividad humana. Generalmente, el término se utiliza para denotar un cambio significativo, que tiene un efecto directo desde el punto de vista social, económico y político, en los valores medios de los elementos meteorológicos (precipitación, temperatura, nivel del océano, etc.), en un intervalo de tiempo de una década o superior (Carvajal-Escobar et al., 2008).

Algunos de los posibles efectos del CC para finales del siglo XXI son: 1) en el escenario de emisiones muy altas (RCP8.5), comparado con el escenario de emisiones muy bajas (RCP2.6), se triplicará el número de personas expuestas anualmente a inundaciones de 100 años de periodo de retorno. 2) Aun con limitada evidencia, se proyecta un incremento de la amenaza de inundación en partes de Suramérica y un posible incremento las pérdidas socioeconómicas por inundaciones debidas, a la gran exposición y vulnerabilidad de las comunidades. 3) Las fuertes lluvias y las sequías reducirán la calidad del agua cruda y

aumentarán las interrupciones en las plantas de tratamiento de agua. 5) En regiones secas es probable el aumento de las sequías hidrológicas cortas y sus impactos. 6) aun con alta incertidumbre en el sentido y magnitud de cambio. Se estima que en el trópico suramericano el escurrimiento medio anual tiende a aumentar en regiones húmedas y a disminuir en áreas secas (Jiménez-Cisneros et al., 2014).

El primer comunicado de Cambio Climático de Colombia prevé un incremento en el riesgo de inundaciones, salinización en las costas Pacífico y Caribe, cambios en la variabilidad y disponibilidad de los recursos hídricos, retroceso de los glaciares, alteraciones de los ecosistemas forestales y de montaña y reducción de la fertilidad de las tierras para agricultura (Ramírez-Villegas et al., 2012). Pabón (2012) analiza los escenarios A2 y B2 del modelo HadCM3, y con simulaciones en el sistema integrado de modelamiento climático regional *PRECIS versión 1.6.1*, pronostica los siguientes cambios para finales del siglo XXI: una reducción de hasta el 30% en la precipitación en la zona interandina y la costa Caribe, (y hasta del 50% en Nariño y Cauca); e incremento de precipitación en áreas del piedemonte oriental de la cordillera oriental y en el sector centro –norte de la costa Pacífica.

El tercer informe de Colombia sobre Cambio Climático analiza a escala departamental las tendencias del periodo 2011-2100. Sigue la metodología propuesta por el IPCC para promediar los resultados de diferentes escenarios RCP. El resultado general muestra un aumento de la temperatura media anual de 2.14°C al final del siglo XXI y aunque todo el país será afectado por el Cambio Climático, la intensidad y tipo de cambio en la temperatura y la precipitación, varía de una región a otra, ej.: para el departamento del Valle del Cauca se estima un aumento de la temperatura anual de 2.4°C y un 6.14% de incremento en la precipitación media (IDEAM et al., 2015). Mostrando, en el caso de la precipitación, previsiones opuestas a las encontradas en Pabón (2012) para la región interandina.

Recientemente Bonilla-Ovallos y Mesa Sánchez (2017), evalúan 16 modelos de la fase 5 del Proyecto de Comparación de Modelos Climáticos Acoplados del Programa Mundial de Investigaciones del Clima (en inglés CMIP5-WCRP), con observaciones históricas de precipitación de la base de datos del modelo hidrológico nacional colombiano (MHN). Concluyen que: 1) ningún modelo representa adecuadamente el ciclo anual de precipitación en Colombia, pero algunos logran representar el ciclo anual en la Orinoquía y una parte del Caribe. 2) existe una correlación pobre o nula ($|r| \leq 0.25$) en todas las series de precipitación estandarizada para todos los pixeles y modelos considerados y 4) los modelos no representan la precipitación promedio trimestral en las regiones naturales del país. Por lo tanto, los modelos de circulación general (MCG) muestran dificultad para predecir la precipitación en Colombia (una región tropical y montañosa) y no es recomendable su uso para la toma de decisiones. Una de las explicaciones a dichos resultados radica en que los MCG representan procesos físicos oceánicos, atmosféricos y terrestres fundamentales, pero presentan limitaciones para describir fenómenos de pequeña escala como: la convección y los efectos orográficos que, en el caso de Colombia, son de suma importancia en la precipitación. Finalmente, mientras la incertidumbre de los MCG no disminuya, una alternativa más acertada es el análisis de tendencias en la información primaria.

2.2 Variabilidad climática

La variabilidad climática se refiere a variaciones en las condiciones medias de los datos estadísticos de clima (ej. las desviaciones típicas y los fenómenos extremos, etc.) en todas las escalas temporales y espaciales que se extienden más allá de la escala de un fenómeno meteorológico en particular. Puede deberse a procesos naturales internos que ocurren dentro del sistema climático o a variaciones en el forzamiento externo natural o antropogénico (Perry, 2003).

Actualmente, se reconoce que la variabilidad climática (en adelante VC) y el CC son los mayores problemas que las sociedades están enfrentando en el siglo XXI (Vincent, 2007). Además es especialmente difícil separar la definición de los conceptos de VC y CC en regiones en las que se presenta una fuerte influencia de la primera en las condiciones corrientes del clima, ya que los problemas de VC dominan sobre los relacionados con el CC durante un período considerable de tiempo (GWP et al., 2009) y este, en efecto, es el caso de Colombia.

Las principales escalas temporales de variabilidad climática son: **estacional** que corresponde a fluctuaciones climáticas mensuales y en el Trópico se expresa en términos de periodos secos y temporadas de lluvias. **Interanual** cuando, nos referimos a cambios de año a año ej.: la sucesión de periodos secos suaves seguidos por una temporada de lluvias muy fuerte, fría y prolongada como., El Niño/La Niña Oscilación del Sur; o la Oscilación Cuasi Bienal (*en inglés* QBO); y la escala **Interdecadal** describe cambios a nivel de décadas y aunque las oscilaciones son menos notorias, tienen un impacto significativo en las tendencias climáticas. ej., la Oscilación Decadal del Pacífico (Montealegre y Pabon, 2000).

Cuando se tiene en cuenta el efecto espacial, las escalas de VC son: **microescala** o de tormenta abarcando precipitaciones convectivas intensas que afectan áreas inferiores a 50 km². Los fenómenos de **meso escala**, también hacen referencia a procesos convectivos a de hasta 2000 km. Aumentando la escala, están los fenómenos **sinópticos** que pueden afectar miles de kilómetros como, los ciclones, anticiclones, huracanes y frentes. Los de mayor escala o **macroescala** son fenómenos meteorológicos de gran tamaño (más de 10,000 km de longitud) con duración superior a un mes. Dentro de este tipo encajan los eventos de baja frecuencia (interanuales/interdecadales) como, la zona de convergencia intertropical (López-de-la-Cruz, 2013). Este trabajo se centra en la conexión de los fenómenos de macroescala con los extremos hidrológicos en el Valle del Cauca.

2.3 Fenómenos de macroescala en Colombia

Los fenómenos de macroescala que rigen la hidroclimatología en Colombia son: eventos convectivos de meso escala conectados a la zona de convergencia intertropical, la Oscilación Decadal del Pacífico, el fenómeno El Niño Oscilación del Sur y en algunas regiones del país la Oscilación Atlántico Norte y la Oscilación Cuasi Bienal (Carvajal-Escobar, 2004; Poveda, 2004a). De todos ellos el fenómeno ENSO es el de mayor influencia sobre la variabilidad interanual del clima y del recurso hídrico en Colombia (Carvajal-Escobar, 2004; Carvajal-Escobar et al., 2007; García et al., 2012; Perez et al., 1998; Germán Poveda et al.,

2002; Poveda, 2004a, 2004b; Poveda y Álvarez, 2012; Puertas y Carvajal-Escobar, 2008; Rojo, 2011). La magnitud de los cambios en los balances de agua y energía globales que ocurren durante las dos fases extremas de ENSO, ocasionan fuertes perturbaciones hidroclimáticas, particularmente en los cinturones tropicales y subtropicales de la tierra, con amplias repercusiones sociales, ambientales, ecológicas y económicas (Bedoya et al., 2010).

2.3.1 Fenómeno El Niño Oscilación del Sur - ENSO

ENSO, es un fenómeno océano-atmosférico de gran escala, que altera las condiciones normales del ámbito intertropical con impactos que alteran el clima del planeta (Glantz et al., 1991) Constituyéndose una de las principales causas de variabilidad climática interanual a nivel mundial. (Ribstein, P., 1997) Los impactos que produce son considerables y duran varios meses. Entre ellos se destacan alteraciones en el hábitat marino, precipitaciones, inundaciones, sequías, cambios en los patrones temporales de las tormentas, etc. Consta de dos fenómenos oceánicos principales: el calentamiento atípico de las aguas tropicales del océano Pacífico, llamado popularmente fenómeno El Niño, y, por otro lado, el enfriamiento atípico de las mismas aguas, La Niña (UNISDR, 2009) en (Sedano, 2013).

Este evento presenta dos componentes esenciales para su desarrollo e intensidad: la **componente oceánica** "El Niño", calentamiento anómalo de las aguas superficiales del centro y este del pacífico Tropical, que produce una profundización de la termoclina o gradiente térmico entre las aguas superficiales más cálidas y las más frías a grandes profundidades, asociado con el debilitamiento de los vientos alisios del Este. La **componente atmosférica** se conoce con el nombre de Oscilación Sur (*Southern Oscillation*, SO), onda estacionaria en la masa atmosférica que produce un gradiente de presiones en el oeste y este del Pacífico Ecuatorial. Generalmente un centro de alta presión se localiza cerca de Tahití (18° LS, 150° LW), mientras que otro de baja presión se localiza en Indonesia y Norte de Australia (Darwin, 12° LS, 131° LE) (Carvajal-Escobar et al., 1998).

2.3.1.1 Fase cálida - El Niño

El Niño (EN) se refiere a temperaturas oceánicas por encima del promedio a lo largo de las costas de Ecuador, Perú y el norte de Chile, así como a lo largo de la zona ecuatorial del Pacífico oriental, que persiste en promedio 12 meses, con una recurrencia de 2 a 7 años. En condiciones normales, la superficie del océano en la zona oeste del Pacífico tropical usualmente es caliente, la presión atmosférica es baja y las precipitaciones son frecuentes e intensas. Mientras que en el extremo opuesto del Pacífico (cerca de Suramérica), el agua es relativamente fría, la presión atmosférica es alta y hay poca lluvia. Cuando se presenta EN (Figura 2-1), las aguas cálidas de Asia se dispersan hacia el Este (Suramérica). Las regiones de baja presión y las lluvias torrenciales también migran hacia el Este. En consecuencia, la zona central y oriental del Pacífico se calienta y se torna más lluviosa, mientras que en el extremo occidental del Pacífico las condiciones son más secas y frescas, (Bedoya et al., 2010).

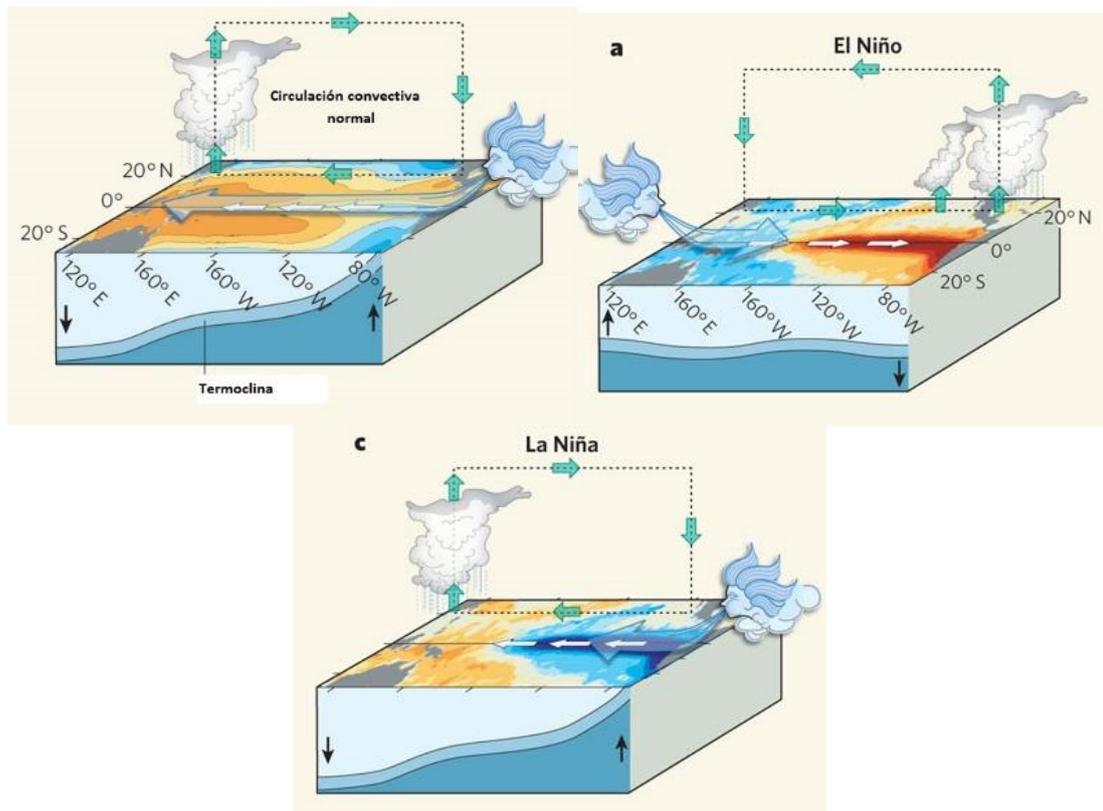


Figura 2-1. Comportamiento de la temperatura del océano y la lluvia en el pacífico tropical en condiciones normales, El Niño y La Niña.

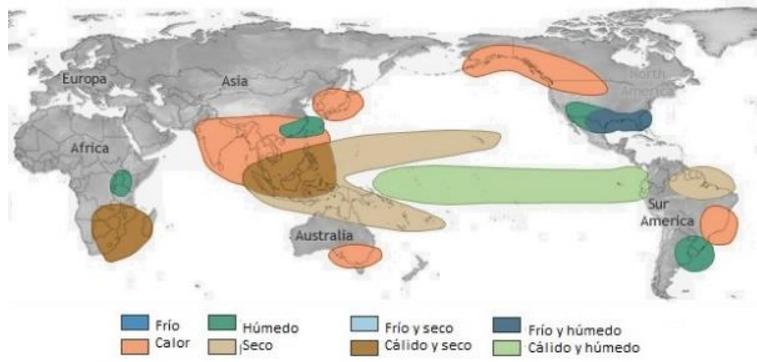
Colores más rojos denotan aguas cálidas, mientras que azules oscuros muestran aguas más frías. En un evento El Niño (EN), temperaturas más cálidas en la superficie del mar en el este del océano que alteran la termoclina, aumentan la humedad en la circulación atmosférica y el tiempo seco en el occidente (Ashok y Yamagata, 2009).

2.3.1.2 Fase fría - La Niña

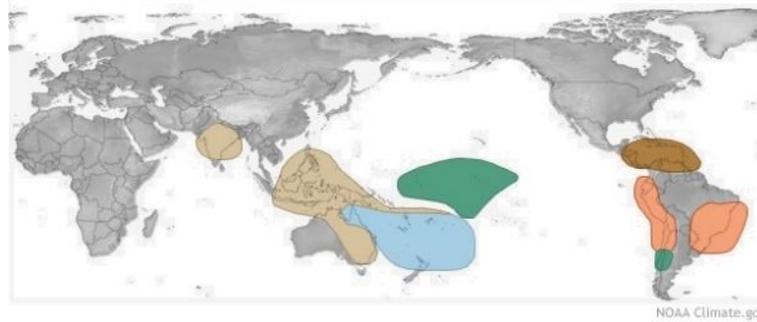
El término La Niña (LN) se usa para designar el evento extremo opuesto a El Niño. Es decir, el enfriamiento más allá de lo normal, de la temperatura del océano tropical (Figura 2-1). Las características de La Niña son más frías que las condiciones normales del Pacífico Oriental y más húmedas y cálidas que las condiciones normales en el Pacífico de la zona oeste (Bedoya et al., 2010). Durante La Niña, las lluvias y tormentas disminuyen en el Pacífico ecuatorial central, y se concentran en Indonesia y el Pacífico occidental, produciéndose inviernos menos fríos en Canadá y desastres por inundaciones en Suramérica y Asia (Figura 2-2).

IMPACTOS CLIMÁTICOS DEL NIÑO

Diciembre - Febrero



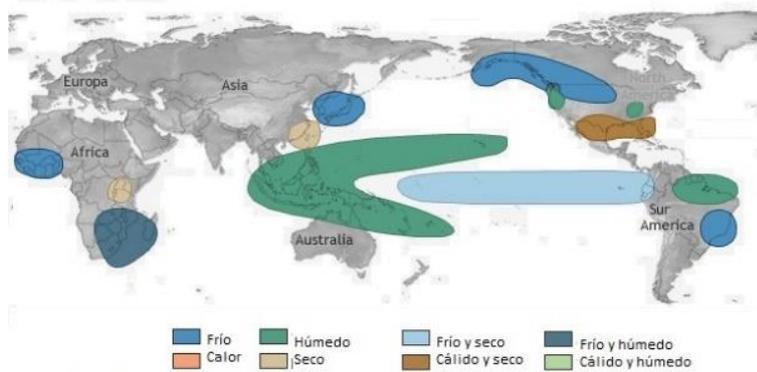
Julio - Agosto



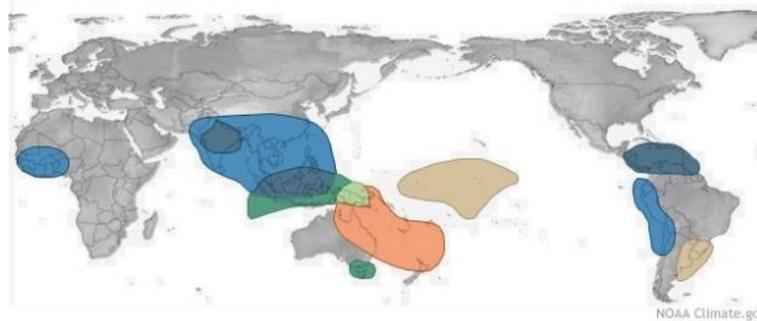
NOAA Climate.gov

IMPACTOS CLIMÁTICOS DE LA NIÑA

Diciembre - Febrero



Julio - Agosto



NOAA Climate.gov

Figura 2-2. Efectos de El Niño/ La Niña a nivel mundial. Anomalías en la precipitación invierno/verano, (DEF/JJA) (NOAA & TAO, 2011).

2.3.2 Índices de ENSO usados en el suroccidente colombiano

El comportamiento de fenómenos macroclimáticos como ENSO, ha sido caracterizado a través de índices o variables macroclimáticas. Estas variables se calculan a partir de la diferencia entre anomalías estandarizadas o de las primeras componentes principales de la presión atmosférica, la temperatura superficial del océano, etc., en dos puntos conectados entre sí. Dichas anomalías se monitorean y registran para conocer el funcionamiento de la dinámica atmosférica u oceánica cuando se presentan fenómenos macroclimáticos. Constituyen un método efectivo para identificar aquellos patrones de variabilidad de baja frecuencia que presentan una mayor influencia en la hidrología (López-de-la-Cruz, 2013).

Carvajal-Escobar (2004) realiza un estudio estacional de 12 variables macroclimáticas, a través del método de Análisis de Componentes Principales y encuentra que el uso de una combinación entre variables unidimensionales (ej. Temperatura Superficial del Océano en diferentes regiones) e índices adimensionales (ej. SOI o MEI), favorece la homogeneidad y por lo tanto, una menor cantidad de Componentes Principales (CP) puede representar mayor proporción de la variabilidad acumulada, incrementando el potencial predictivo de las primeras CP en los modelos hidrológicos. Además el análisis estacional de teleconexión entre la variabilidad climática y los caudales mensuales, usando Funciones Ortogonales Empíricas combinadas (FOES) y el Análisis de Correlación Canónica (ACC) confirma: una relación entre ENSO y los caudales, significativa para todos los trimestres analizados, que es máxima/mínima en los trimestres EFM/AMJ respectivamente. La caída en la relación en el trimestre AMJ, puede deberse a que en dicho periodo: se producen los cambios de fase de los eventos extremos de ENSO; los vientos alisios y la lengua fría de temperaturas superficiales del océano Pacífico se debilitan y el sistema océano-atmosférico es inestable.

A continuación, se describen brevemente algunas variables macroclimáticas influyentes en el suroccidente colombiano.

2.3.2.1 Índice de Oscilación Sur (SOI)

El índice de Oscilación Sur (SOI), definido como la diferencia estandarizada de las presiones atmosféricas en Tahití (18° LS, 150° LW) y Darwin (12° LS, 131° LE). Las anomalías negativas del SOI están asociadas con "El Niño" y las positivas con "La Niña" (Figura 2-3), que, en el caso de Colombia, la fase cálida se asocia con sequías, y la fase fría, con exceso de lluvias (Carvajal-Escobar et al., 1998).

Rojo (2011) realiza un análisis de Componentes Principales y de correlación cruzada para cuantificar la relación entre los caudales medios mensuales de 12 ríos y ENSO representado por el índice SOI. 1) El efecto de ENSO se propaga como una onda que pierde intensidad de occidente a oriente. En el Occidente colombiano ocurren las máximas correlaciones (rezagos de hasta un mes) y persistencia del fenómeno por 6 meses. Mientras que en el centro-oriente se aprecian correlaciones menores y con retardos de hasta 6 meses. 3) El análisis estacional, separando muestras de caudal en función de la clasificación de las fases de ENSO, permite identificar que La Niña es más fuerte en OND, mientras El Niño presenta mayor intensidad en DEF, cuando ocurren los caudales de estiaje.

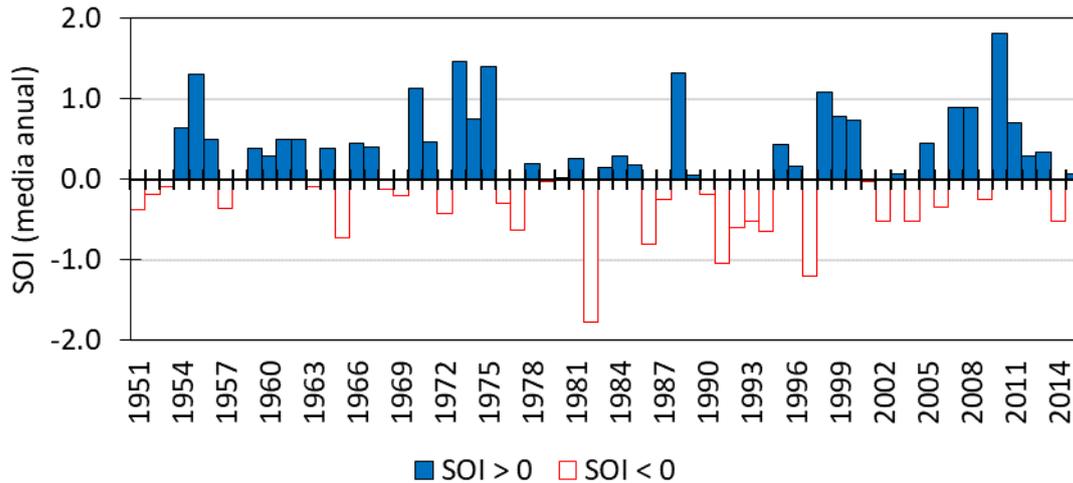


Figura 2-3. Valor promedio anual del Índice de Oscilación del Sur. En Rojo destacan valor promedio anual de SOI característico durante eventos El Niño y en azul aquellos años donde predomina el extremo opuesto de ENSO, denominado La Niña. Elaborado con datos de (NOAA. et al., 2017b) en <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/soi.3m.txt>

2.3.2.2 Anomalías de la Temperatura Superficial del Océano Pacífico

La mayoría de los índices de ENSO se basan en las anomalías de la SST en regiones definidas (Figura 2-4). La Región 1-2 fue la primera usada para describir ENSO y presenta gran variabilidad. Posteriormente la Región 3 fue la base del seguimiento y predicción. Sin embargo, los investigadores identificaron que más al occidente, la Región 3.4 es más favorable para definir las fases de ENSO. La Región 4 describe lo que ocurre en el Pacífico Central Ecuatorial y presenta la menor variabilidad de todas. Aun no existe un consenso sobre cuál es la mejor región.

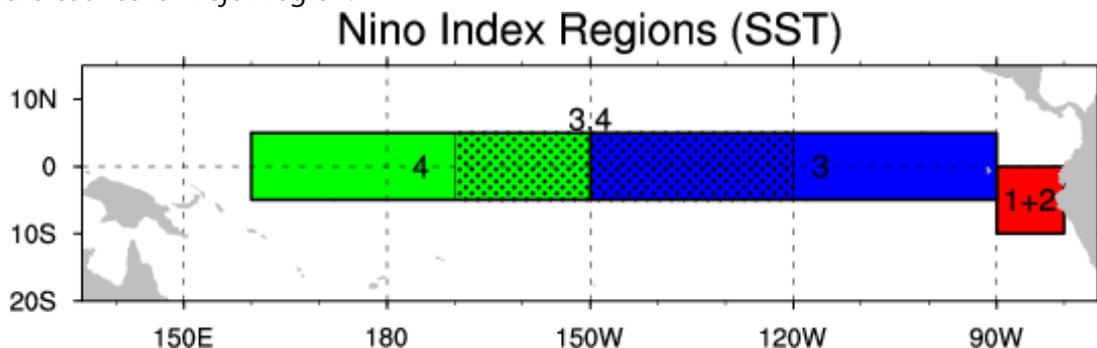


Figura 2-4. Regiones usadas para estimar índices de ENSO (Trenberth y National Center for Atmospheric Research Staff, 2016)

En Colombia, Poveda et al. (2011) encontraron una correlación entre datos trimestrales promedio de anomalías de SST y los caudales de los ríos de los andes colombianos. Encontraron una fuerte conexión con la región Niño 4 y Niño 3 y que: las señales de ENSO son fuertes en los caudales y débiles en la precipitación; conclusión que puede explicarse en la alta persistencia temporal en la formación de los primeros y la alta intermitencia de la precipitación en el tiempo. Pero también, porque los caudales de los ríos resultan de la acción cooperativa entre precipitación, evapotranspiración, humedad en el suelo e infiltración en las cuencas, que contribuyen a compensar la alta variabilidad de la frecuencia

de precipitaciones. El promedio anual de la anomalía de la SSTn3 es presentado en la Figura 2-5.

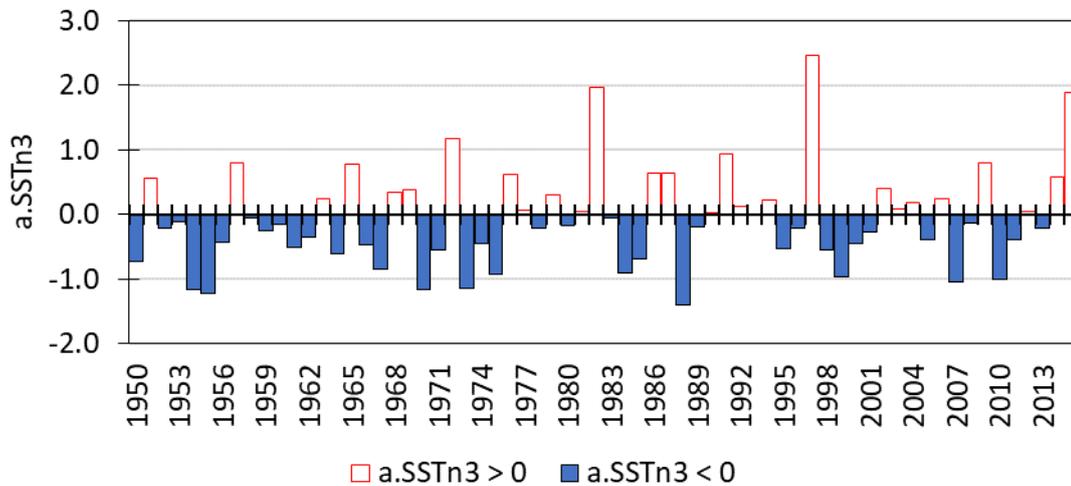


Figura 2-5. Valor promedio anual de la anomalía de la Temperatura Superficial del Océano Pacífico en la región Niño 3.

Elaborado con datos de (NOAA. et al., 2017b) disponibles en:
<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/sstoi.indices>

2.3.2.3 Índice Oceánico El Niño – ONI

El índice oceánico el Niño corresponde a la media móvil de tres puntos de la serie mensual de anomalías de la Temperatura Superficial del océano Pacífico (SST) en la región Niño 3.4. Valores positivos de ONI, mayores a 0.5 por 5 meses consecutivos o más indican la ocurrencia de un evento El Niño, valores inferiores a - 0.5 por 5 meses consecutivos indican la ocurrencia de un evento La Niña. La Figura 2-6 presenta el promedio anual de ONI de acuerdo con el año hidrológico en Colombia.

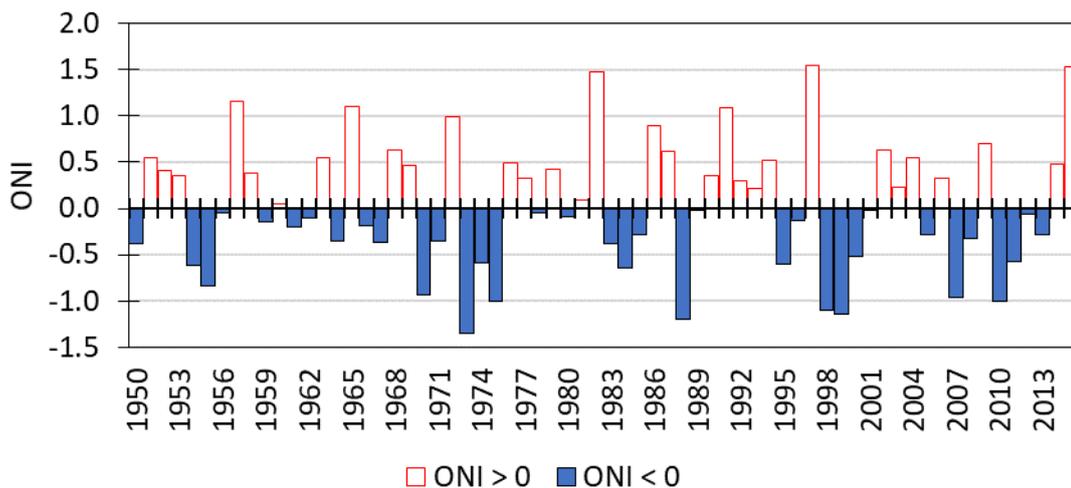


Figura 2-6. Promedio anual del Índice Oceánico El Niño.

Elaborado con datos de (NOAA, 2016) disponibles en:
http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml

La clasificación de años El Niño – La Niña y Normales, se hace con el uso de índices macroclimáticos de bases de datos de agencias climáticas como la NOAA. Sin embargo, entre dichos índices macroclimáticos puede haber diferencias en cuanto la consideración sobre la intensidad, la duración, mes de inicio y de terminación de un evento extremo de ENSO. La Tabla 2-1 contiene los meses de inicio y fin de eventos extremos de ENSO considerando el año hidrológico en Colombia y el índice ONI.

Tabla 2-1. Eventos extremos de ENSO Periodo (1965-2015)

Elaborado con datos de (NOAA, 2016) en

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml

La Niña (LN)				El Niño (EN)					
Inicia	Termina	Inicia	Termina	Inicia	Termina	Inicia	Termina	Inicia	Termina
nov/67	mar/68	jul/95	feb/96	may/65	mar/66	sep/79	ene/80	abr/97	abr/98
jun/70	dic/71	jun/98	feb/01	oct/68	may/69	mar/82	may/83	may/02	ene/03
may/73	jun/74	jul/07	may/08	jul/69	dic/69	ago/86	may/87	jun/04	mar/05
sep/74	feb/76	jun/10	mar/11	abr/72	feb/73	jun/87	ene/88	ago/06	dic/06
sep/84	may/85	jul/11	ene/12	ago/76	ene/77	may/91	jun/92	jun/09	mar/10
abr/88	abr/89			ago/77	dic/77	sep/94	feb/95	oct/15	abr/16

2.3.2.4 Índice multivariado ENSO – MEI

El MEI es la Componente Principal sin rotar de seis variables observadas en el Pacífico tropical: la presión atmosférica a nivel del mar, la componente zonal (este-oeste) y meridional (norte-sur) de los vientos, la temperatura superficial del océano y del aire, y el porcentaje de nubosidad total del cielo. Valores positivos del MEI representan la fase cálida de ENSO y los negativos la Fase Fría. La siguiente figura presenta el comportamiento del MEI entre 1950 y 2015, resaltando eventos extremos cálidos en 1982, 1997 y 2015; pero además presenta una disminución de eventos La Niña entre 1976 y 2005 observada por Wolter y Timlin (2011) quienes destacan que el MEI, a diferencia de otros índices de ENSO, es más robusto en términos de la persistencia de las señales del fenómeno durante la primavera/ verano boreal; adicionalmente, el MEI integra la máxima variabilidad de las condiciones oceánico-atmosféricas del Pacífico y al compararlo con otros índices de ENSO, el MEI es la variable de mejor correlación con los caudales de cuencas localizadas en las vertientes Pacífico y Andina de la cordillera Occidental de Colombia (Ávila et al., 2013).

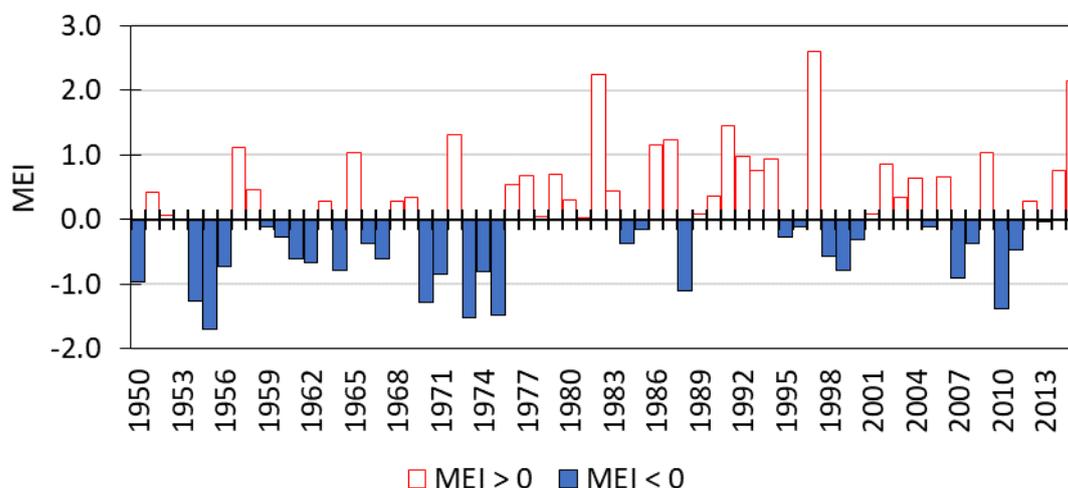


Figura 2-7. Promedio anual del Índice Multivariado ENSO. Elaborado con datos de (NOAA. et al., 2017a) disponibles en: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/table.html>

2.3.1 El Niño/La Niña Modoki (ENM)/ (LNM)

El Niño/La Niña Modoki es un fenómeno océano - atmosférico en el Pacífico tropical, diferente de El Niño/La Niña. Mientras El Niño convencional se caracteriza por un fuerte calentamiento anómalo en el Pacífico ecuatorial oriental, El Niño Modoki está asociado con un fuerte calentamiento anómalo en el Pacífico central tropical y enfriamiento en el Pacífico tropical oriental y occidental (Figura 2-8) (Ashok et al., 2007).

Wolter y Timlin (2011) encuentran una correlación negativa significativa (-0.35) entre los índices MEI y EMI para los datos bimensuales abril-mayo y junio-julio entre 1950 y 2005 que permite inferir que en dicho lapso de tiempo la existencia de ENM es más consistente con La Niña que con El Niño, aclarando que en su estudio no incluyen eventos El Niño débiles en el análisis. Por lo tanto, en teoría durante un evento El Niño Modoki se observan que las condiciones secas en Colombia sean menos severas, con mayor transporte de humedad e incluso, un aumento en la probabilidad de inundaciones, en comparación con eventos El Niño. Córdoba-Machado et al. (2015) confirman un comportamiento de ENM opuesto al de El Niño en el sur occidente colombiano, cuando los dos eventos no coinciden en el tiempo, mostrando diferentes patrones de la precipitación estacional durante cada tipo de evento. Tales diferencias son explicadas por el comportamiento de las celdas de Walker y la orografía de Colombia. Mencionan además que la corriente en chorro del Chocó también puede ser afectada por ambos tipos de El Niño. Algunos análisis atribuyen este fenómeno al calentamiento global del planeta desde finales de la década de 1970, al encontrar una conexión entre el aumento en la tasa de ocurrencia de eventos ENM, la disminución de EN y el calentamiento global; usando modelos climáticos combinados del CMIP (*Coupled Model Intercomparison Project*) (Ashok y Yamagata, 2009).

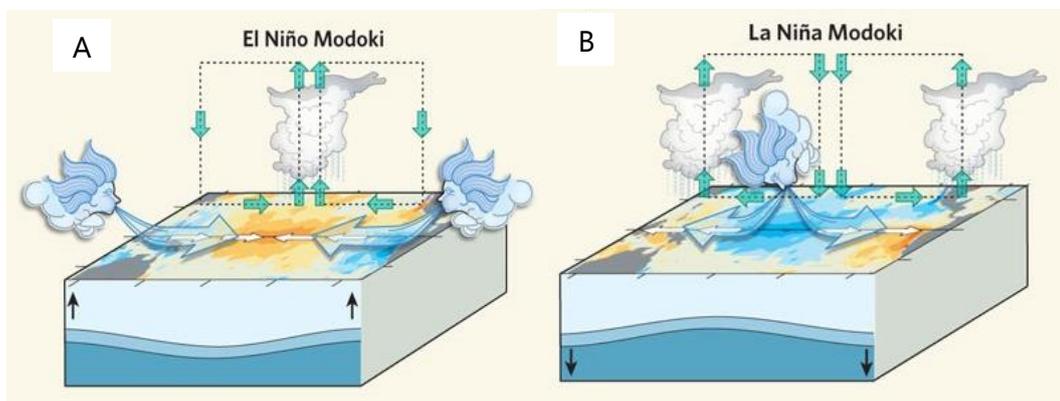


Figura 2-8. El Niño Modoki muestra un calentamiento en el O.P. central, flanqueado por aguas más frías en el oeste/este y patrones diferentes de convección atmosférica (A). La Niña Modoki es el evento opuesto (B) (Ashok y Yamagata, 2009).

El Niño Modoki es descrito a través del Índice El Niño Modoki (EMI) que captura el gradiente zonal de la SSTP oriental y occidental. La Figura 2-9 presenta el comportamiento en el tiempo de valores promedio anuales de EMI, resaltando cierto grado de persistencia que puede ser utilidad en modelos de pronóstico. La Tabla 2-2, presenta una clasificación de eventos extremos Modoki, usando ± 0.5 desviaciones estándar del EMI, por al menos cinco periodos consecutivos. En negrita se resaltan eventos clasificados como El Niño/La Niña según ONI, algunos estudios sostienen que los índice de ENSO basados en la región Niño

3.4 muestras señales del conjunto EN y ENM, por lo tanto, mezclan y enmascaran la influencia de cada uno de ellos por separado (Córdoba-Machado et al., 2015).

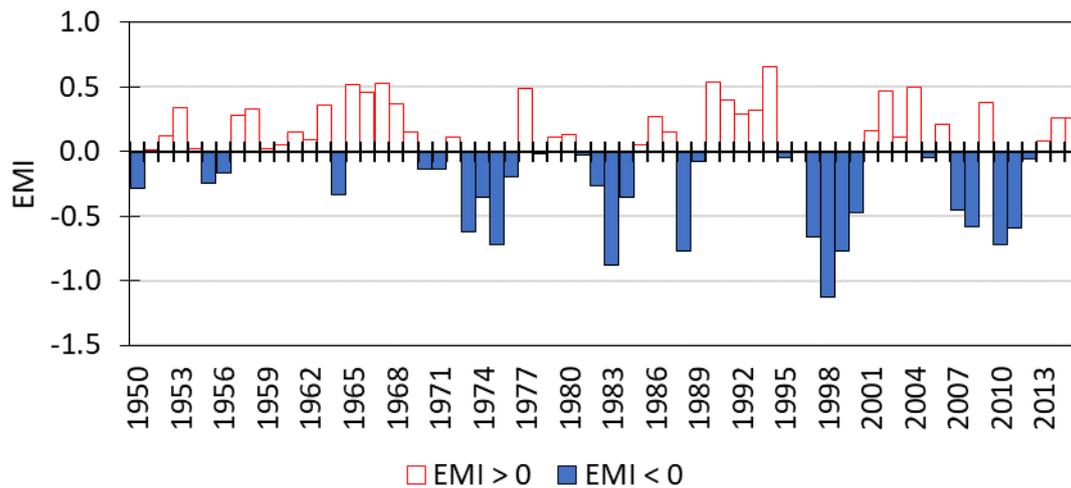


Figura 2-9. Valor promedio anual del Índice El Niño Modoki

Elaborado con datos de (JAMSTEC, 2010) disponibles en:

<http://www.jamstec.go.jp/frcgc/research/d1/iod/DATA/emi.monthly.txt>

Tabla 2-2. Eventos extremos de El Niño/La Niña Modoki (1965-2015)

En negrita eventos ENM clasificados como El Niño/La Niña en base a ONI. Elaborado con datos de (JAMSTEC, 2010)

La Niña Modoki (LNM)				El Niño Modoki (ENM)			
Inicia	Termina	Inicia	Termina	Inicia	Termina	Inicia	Termina
sep/73	jul/74	oct/99	may/00	oct/65	nov/66	ago/91	dic/91
jul/75	feb/76	dic/00	mar/01	jul/67	feb/68	jun/94	may/95
mar/83	ene/84	dic/07	feb/09	nov/68	mar/69	jun/04	nov/04
jul/88	may/89	ago/10	jun/11	ago/77	feb/78	oct/09	mar/10
jul/97	ago/99	nov/11	jul/12	nov/90	jun/91		

2.3.2 La zona de convergencia intertropical (ZCIT)

La zona de convergencia intertropical es una banda estrecha de alta actividad convectiva, donde coinciden los vientos alisios del norte y el sur, y se registran los menores valores de radiación de onda larga emitidos al espacio. En esta zona la precipitación es mucho mayor que la evaporación. Sobre el océano la ZCIT es discontinua y raramente se ubica sobre el ecuador. La intensidad de dicha zona es muy variable en el tiempo y espacio, se encuentra mejor definida sobre los océanos Pacífico y Atlántico, entre los 5 y 10 grados norte (Vasquez, 2009).

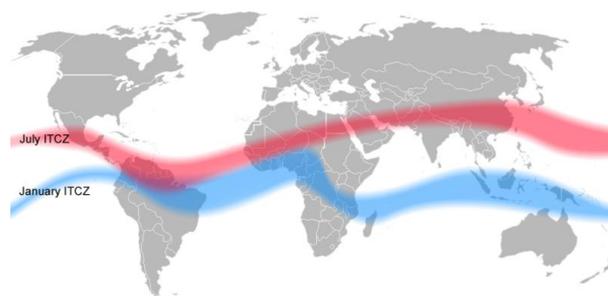


Figura 2-10. Posición estacional promedio de la ZCIT, julio (verano boreal) y enero (verano austral) (Wikipedia, 2015).

La ZCIT sigue el movimiento aparente del sol de trópico a trópico pasando dos veces al año por la línea equinoccial de la tierra. Dicho desplazamiento tiene un desfase de un mes. A su paso por las diferentes regiones de la geografía colombiana la ZCIT va determinando la ocurrencia de las temporadas lluviosas. Alcanza su posición extrema meridional a finales y comienzos de año. Para abril y mayo se registra su paso sobre la parte media del país, alcanzando su posición más septentrional en los meses de agosto y septiembre. En octubre y noviembre se registra nuevamente su paso por el centro del país en su retorno hacia el sur.

Los Complejos convectivos de meso escala (MCC) son estructuras convectivas de grandes dimensiones (hasta 2500 km) y una duración de hasta 3 días que describen lluvias torrenciales, fuertes vientos, granizo, tormentas eléctricas y hasta tornados. En el trópico americano están profundamente conectados a la migración de la ZCIT que determina su distribución espacial y frecuencia de aparición. En Colombia son considerados como, una manifestación de la ZCIT y su aporte a la precipitación anual ronda el 40% (Poveda, 2004a).

Los MCC que se desarrollan al oriente de los Andes colombianos, se dirigen hacia el occidente siguiendo la dirección de los vientos alisios. Los MCC desarrollados sobre los Andes se mueven de acuerdo con la circulación local y la orografía interandina. Otros MCC dependen de las corrientes de viento en chorro del Chocó y la cordillera Occidental o se forman lejos de los Andes (González, 2012). En el suroccidente colombiano los MCC se originan por vientos alisios que cruzan el ecuador desde el sur, ingresan a Colombia por la costa pacífica, cuando logran cruzar la cordillera Occidental los Andes colombianos, y comienzan su descenso por la vertiente oriental adquieren características de vientos catabáticos, el choque entre corrientes de viento, el calentamiento de superficie y el ascenso orográfico, producen un perfil inestable, con fuerte convección, ascenso de aire húmedo y gran cantidad de lluvias (Carvajal-Escobar, 2004).

2.3.3 Corriente en chorro del Chocó – CCC

Poveda y Mesa (1999) identifican una corriente de viento del oeste que penetra por la costa del Pacífico colombiano que proviene de una corriente de chorro de bajo nivel (850mb) con dirección oeste-este en el trópico, cuyo núcleo se establece en los 5°N y 80°W, y la denominan Corriente en Chorro del Chocó (en adelante CCC). El origen de la CCC se explica por el giro de los vientos alisios sureste y del noreste, por el gradiente de temperaturas existente entre las regiones del Niño 1+2 y la costa pacífica de Colombia, también por la existencia de un centro cuasi-permanente de bajas presiones sobre el Pacífico colombiano y por la interacción con otras dos corrientes de chorro provenientes del este, sobre la geografía colombiana. La CCC tiene un ciclo anual fuerte, casi imperceptible en febrero-marzo-abril e intenso en octubre-noviembre. Es responsable por la fuerte advección de humedad desde el océano Pacífico hacia el interior de Colombia (Figura 2-11). Rojo (2011) encuentra que La fuerza de La Niña en OND puede asociarse a la intensificación de la corriente en Chorro Chocó, y Carvajal-Escobar (2004) obtiene correlaciones cruzadas positivas significativas con rezagos de hasta -6 periodos entre la velocidad zonal del viento del océano Pacífico y los caudales en el Valle del Cauca.

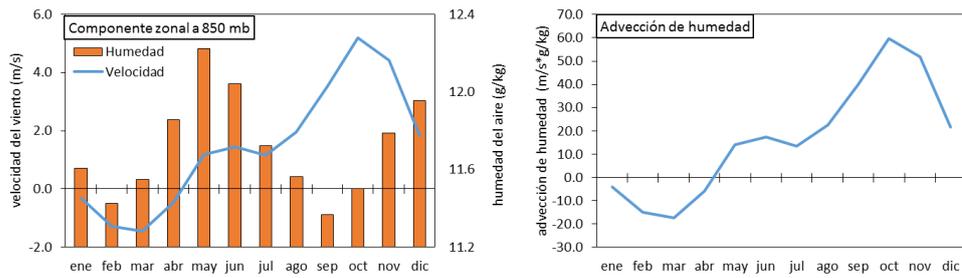


Figura 2-11. Promedio mensual de la velocidad zonal del viento, la humedad relativa y la advección de humedad a 850 mb. (80°W – 5°N).
Elaboración propia con datos de (Kalnay et al., 1996).

Un índice de la corriente en chorro del Chocó (CCC) es la anomalía del transporte de humedad o el producto estandarizado entre los valores medios mensuales de la velocidad zonal del viento (ms) y la humedad específica del aire (kg/kg) a una presión de 850 mb, en latitud 5°N y Longitud 80°W (Figura 2-12 y Figura 2-13) y los datos se obtienen siguiendo la metodología de Rueda y Poveda (2006), usando la base de datos del (NCEP/NCAR) (Kalnay et al., 1996).

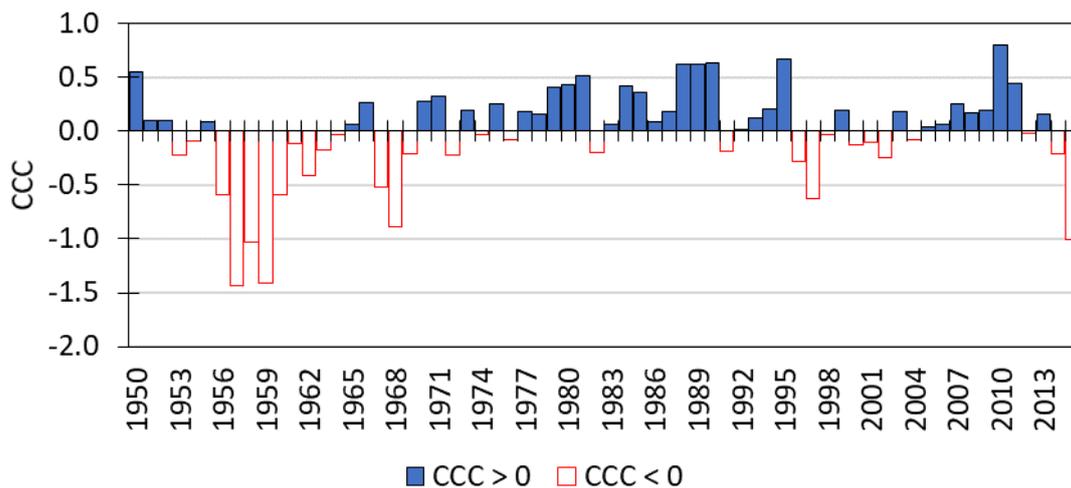


Figura 2-12. Promedio anual de la Corriente en Chorro del Chocó.
Elaboración propia con datos de (Kalnay et al., 1996).

Rueda y Poveda (2006) evalúan el comportamiento de la CCC entre 1948 y 2004. Logran establecer una relación significativa entre el comportamiento anual de la advección de humedad a diferentes longitudes y la variabilidad interanual de ENSO. Concluyen que el CCC influye en el comportamiento anual e interanual de los caudales y la precipitación en el occidente de Colombia e identifican las siguientes características:

- Aumento de la advección zonal de humedad específica a medida que se acerca a la costa a 77.5°W, durante los trimestres DEF y MAM, cuya longitud coincide con los mayores valores de humedad específica. Sin embargo, velocidades zonales del viento más altas se presentan en el núcleo de la CCC a los 80°W/ 5°N a partir del trimestre JJA y alcanzan un máximo en SON (Figura 2-11).
- El análisis de las diferencias relativas entre los vientos zonales a 80°W durante las fases extremas de ENSO muestran un debilitamiento del CCC durante EL Niño y una intensificación durante La Niña. Además, del análisis de correlación cruzada con tiempo

de rezago entre 0 y 3 meses entre el CCC y los índices SOI y MEI, se obtiene una relación significativa de mayor magnitud con el MEI.

- En términos de distribución espacial, las correlaciones caen cuando se alejan del núcleo del chorro.
- Los caudales reflejan altas correlaciones hasta con un periodo de rezago. Para las estaciones más alejadas del núcleo del chorro la influencia se presenta con rezago de 1-2 periodos.

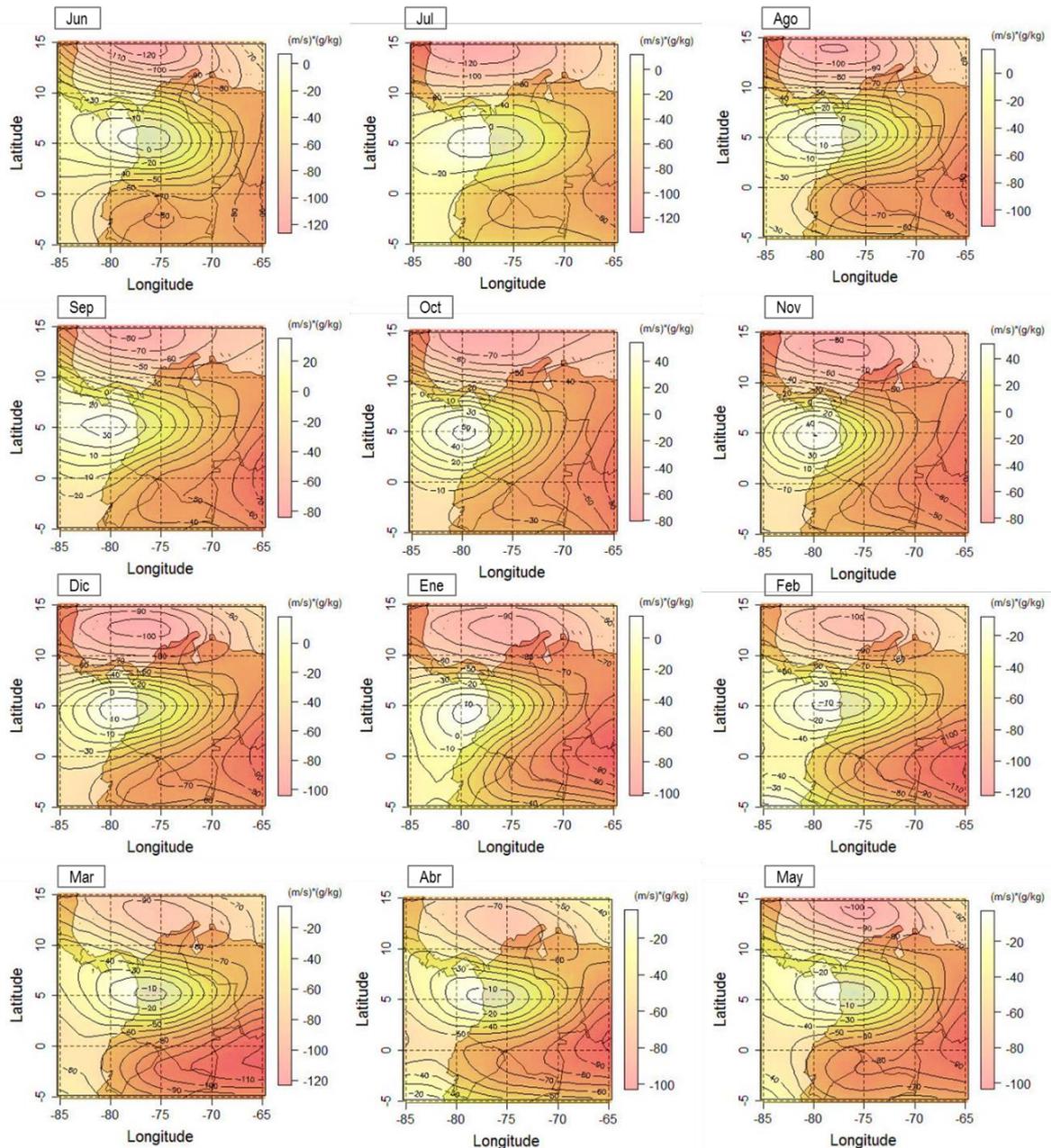


Figura 2-13. Índice de la corriente de chorro del Chocó representado como la advección de humedad promedio mensual multianual. Periodo 1965 – 2011.

La variable es positiva y máxima cuando la corriente se desplaza de Oeste a Este (colores más claros). Por lo tanto, el mayor transporte de humedad se presenta en los meses sep – oct – nov, y el menor en mar-abr-may, cuando el transporte de humedad se desplaza de nuevo hacia el O.P

Elaboración propia con datos de (Kalnay et al., 1996)

2.3.4 La oscilación cuasi bienal – QBO

La Oscilación Cuasi-Bienal (en inglés QBO) se refiere a los cambios de dirección (Este/Oeste) del viento zonal y la temperatura estratosférica (a 30 hPa y 50 hPa) en la región ecuatorial. Estas variables atmosféricas son usadas como índices del fenómeno de baja frecuencia. Tiene una periodicidad entre 20 y 36 meses, con media de 26 meses que da origen a su nombre. Este fenómeno meteorológico tiene relación con los ciclones tropicales en el Atlántico, algunos estudios indican correlaciones con la precipitación y la radiación de onda larga en algunos sectores del país, pero sin significancia estadística. Otros detectan una banda cuasi-bienal en los registros de lluvia, pero aún no se ha establecido detalladamente el tipo de teleconexión con la hidrología colombiana (Díaz y Villegas, 2015).

2.3.5 La oscilación Atlántico Norte – NAO

La oscilación Atlántico Norte (NAO) se refiere a cambios en la presión atmosférica a nivel del mar entre el Ártico y el Atlántico sub tropical. El flujo de vientos del oeste produce una oscilación de la masa atmosférica meridional. El índice NAO se obtiene como la diferencia estandarizada entre la presión en Gibraltar (al Sur de España) y Reykjavik (Islandia). Un índice positivo ocasiona en el hemisferio norte un ascenso atípico en la temperatura del aire, cuando es invierno y, un descenso, cuando es verano. Un índice negativo implica el proceso contrario (Díaz y Villegas, 2015).

Existen asociaciones fuertes negativas entre la NAO y la precipitación trimestral, en el sector de la costa atlántica y más débiles y positivas, hacia el centro y sur del país (Germán Poveda et al., 2002; Poveda et al., 1998). Sin embargo el análisis de correlación cruzada entre la NAO y los caudales mensuales del río Cauca, indica valores r positivos no significativos (Carvajal-Escobar, 2004).

2.3.6 La oscilación Decadal del Pacífico – PDO

La Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) puede describirse como un patrón de la variabilidad climática en el océano Pacífico de características similares al fenómeno macro-climático El Niño/La Niña, ya que exhibe una fase positiva (cálida) y una fase negativa (fría); pero a diferencia de éste, la PDO tiene un período de oscilación de más o menos 10-20 años y sus efectos se encuentran localizados en el Pacífico Norte (Rojo, 2011).

Andreoli y Kayano (2005) identifican patrones ciclónicos y anticiclónicos asociados a El Niño y la PDO en Suramérica. Sostienen que la respuesta climática a ENSO en Suramérica depende de la PDO. Los patrones estacionales de El Niño se acentúan durante la fase cálida de la PDO y las mayores anomalías negativas de la precipitación se registran en el norte de Suramérica en el periodo diciembre-enero. No logran establecer una conexión entre eventos La Niña y la fase fría de la PDO debido, al limitado tamaño de las series en el periodo de análisis.

El índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) se obtiene tomando la primera componente principal de las anomalías de la SST Océano Pacífico Norte desde la latitud 20N hacia el polo norte y a los datos se les remueve la media mensual de la anomalía global

de la SST para separar este patrón de variabilidad de cualquier otra señal de “Cambio Climático” que pueda estar presente. Datos históricos de la PDO muestran fases cálidas desde aproximadamente 1900 hasta 1945 y de 1977 a 2007, mientras que de 1946 a 1976 se percibe la existencia de una fase fría (Méndez González et al., 2011).

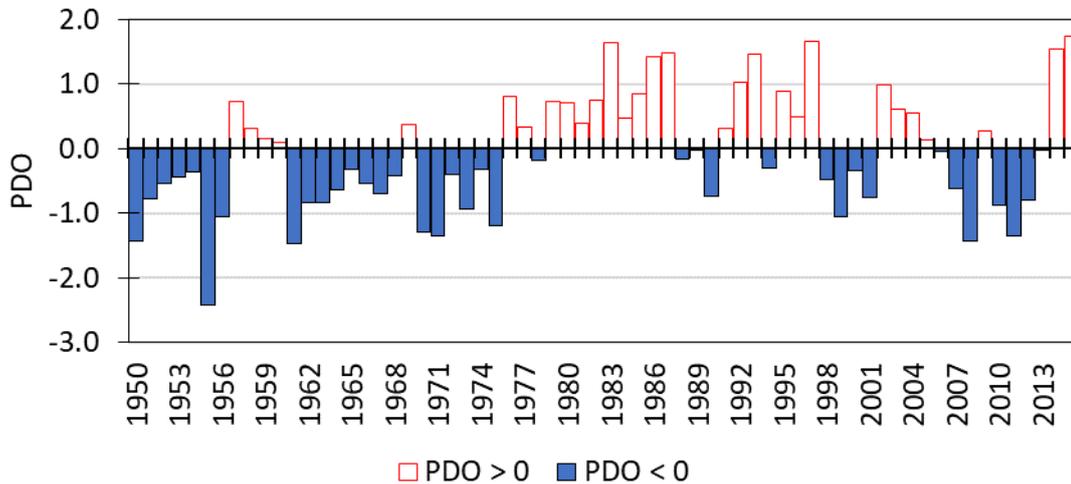


Figura 2-14. Promedio anual de la Oscilación Decadal del Pacífico.
Elaborado con datos de (NOAA. et al., 2017b) disponibles en:
<http://research.jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest.txt>

Carvajal-Escobar (2004) identifica correlaciones cruzadas positivas entre la PDO y la primera componente principal de las precipitaciones medias mensuales y una relación lineal negativa con los caudales mensuales en el Valle del Cauca. Rojo (2011) encuentra que a escala interanual hay relaciones significativas entre ríos del occidente colombiano y la PDO. El análisis temporal y de frecuencia por métodos espectrales de los caudales mensuales, detecta diferentes ciclos hidrológicos: entre los de baja frecuencia se identifican: 10-12 años y 3-5 años. Esos ciclos pueden relacionarse con variables macroclimáticas como la PDO (10 años) e índices de ENSO (3-5 años).

2.4 Hipótesis de estacionariedad

En Hidrología Estadística para análisis de eventos extremos, suele adoptarse que la variable aleatoria proviene de una población cuyos datos no están relacionados en el tiempo y al ser idénticamente distribuidos, no hay cambios abruptos o graduales en sus momentos estadísticos. En la actualidad se mantiene el debate sobre continuar adoptando la hipótesis i.i.d. Mientras algunos investigadores sostienen que ante las evidencias de tendencias y cambios en las variables hidrológicas es necesario desarrollar nuevas metodologías para la caracterización de señales de cambio y su implementación en la modelación estadística. Otra corriente de pensamiento argumenta que los modelos estacionarios aun proporcionan un marco racional útil para proyectar el riesgo hidrológico en el futuro porque la información y comprensión de los mecanismos físicos que intervienen en la alteración del régimen hidrológico es limitada y puede llevar a análisis erróneos e inconsistencias que incrementan la incertidumbre en los resultados de los modelos.

Existe una gran cantidad de publicaciones que analizan los patrones de cambio de las variables hidrológicas en el espacio y tiempo. A continuación, se mencionan las pruebas estadísticas no paramétricas empleadas en este trabajo para verificar la independencia, homogeneidad y tendencias.

2.4.1 Pruebas de independencia

La prueba de hipótesis de independencia es utilizada para demostrar que los valores que conforman la serie son aleatorios. Esta afirmación implica que la probabilidad de ocurrencia de un dato, no depende de la ocurrencia de los valores precedentes, y no afecta de ninguna manera a la probabilidad de ocurrencia de los datos posteriores y una forma de evaluar la presencia de independencia es a través de la construcción de la función de auto correlación de la serie temporal (Salas y Boes, 1980).

El análisis estadístico de series temporales a nivel general propone retirar las tendencias de una serie, a través de técnicas que producen una muestra transformada que cumple las hipótesis para el ajuste a una distribución de probabilidad. No obstante, una variable transformada en hidrología, puede resultar poco interesante desde el punto de vista del fenómeno y puede alterar la estructura de los datos (Khaliq et al., 2006).

2.4.2 Pruebas de homogeneidad

La hipótesis de homogeneidad evalúa si todos los valores que conforman la muestra provienen estadísticamente de una misma población. Para ello es necesario dividir la muestra en dos o más grupos, y se comparan los estadísticos de la muestra: media, mediana, varianza, entre otros (Ganancias, 2010). Actualmente se recomienda el uso de pruebas no paramétricas y el análisis conjunto de diversas pruebas como: Pettitt, Buishand, von Neumann, Homogeneidad Normal Estándar (en inglés SNHT), etc. (Buishand, 1982; DeCoster, 2006; Gómez-Gómez et al., 2003; Pettitt, 1979; Toreti et al., 2011; Van Hecke, 2012; von Neumann, 1941).

2.4.3 Pruebas de estacionariedad

La prueba de hipótesis de estacionariedad parte del supuesto que no hay variaciones sistemáticas en los datos producto de cambios importantes en el clima o en la cuenca durante el periodo de observación y que estos solo ocurrirán en el periodo para el cual se hacen las extrapolaciones o predicciones. Actualmente, algunas de las pruebas estadísticas más utilizadas son: Mann-Kendal, Mann-Kendall con corrección de auto correlaciones, rangos de correlación de Spearman, técnicas de "*Bootstrapping*" etc., las metodologías para el análisis de estacionariedad puede ser consultada en: Griffin (1975), Yu y Wang (2002), Yue y Wang (2004), Zhang y Zwiers (2004), y Zhang et al (2004).

2.5 Modelos no estacionarios de análisis de frecuencias

La modelación de extremos hidrológicos requiere: 1) Información de calidad y cantidad suficiente. Los datos de partida pueden corresponder a información local, regional e incluso incluir información no sistemática (Botero y Francés, 2010; Arbeláez y Castro, 2007; Francés, 1998; Stedinger, 1983). 2) Seleccionar una distribución o grupo de distribuciones a evaluar. Dicha selección depende del tipo de variable de análisis ej., serie de máximos anuales, valores por encima de un umbral POT, variables continuas o discretas. También depende de las características estadísticas de la muestra como: la asimetría, la curtosis y la varianza. 3) Definir el método de estimación de los parámetros ej.: el método de momentos, la probabilidad ponderada y la máxima verosimilitud. 4) Valorar el desempeño del modelo ya que los caudales estimados con el modelo estadístico están sujetos a error (Renard et al., 2013).

Las metodologías de análisis de frecuencias no estacionario de extremos hidrológicos pueden ser clasificadas de diferentes formas ej.:

- Según los métodos de estimación de los parámetros de la distribución.
- El tipo de enfoque: análisis estocástico, análisis multivariado- univariado.
- La escala de análisis: regional, local
- El tipo de datos, como: análisis de series con dependencia serial, uso de distribuciones mixtas para variables heterogéneas, análisis para series de excedencias.
- Métodos aplican patrones de cambio en los parámetros de la distribución: uso de tendencias temporales o de covariables externas para vincular información sobre los procesos físicos involucrados en las crecidas y estiajes.

A continuación, se presentan algunos trabajos recientes sobre AF no estacionario, resaltando las metodologías de análisis local y univariado que aprovechan información adicional, a través de covariables.

2.5.1 Métodos para estimar los parámetros de la distribución

En general, existen muchas alternativas para la estimación de los parámetros de una distribución de probabilidad. En la modelación estadística no estacionaria, la mayoría de investigaciones emplean métodos basados en la máxima verosimilitud (ML), ML-generalizada, ML-meta heurística (MHML), verosimilitud local (LL), etc. Lee y Jeong (2014) encuentran que los MHML son adecuados cuando no es posible sostener la hipótesis i.i.d por variabilidad climática de larga escala y los ML cuando las observaciones poseen escasas probabilidades mixtas. Khaliq et al., (2006), advierte que los modelos ML puede estimar parámetros no realistas si se tienen muestras pequeñas. Recientemente Gado y Nguyen (2016) proponen la estimación de parámetros usando L-momentos (LM) a series previamente transformadas en "estacionarias" encontrando mejores resultados que con el uso de ML en series estacionarias, aunque los ML son adecuados con la distribución Gumbel.

El método de máxima verosimilitud puede resumirse así: siendo x_1, x_2, \dots, x_n n observaciones de una variable aleatoria con distribución $f(x|\theta)$, donde θ es el vector de parámetros de la función. Si adoptamos que x_i es independiente, entonces la función conjunta de probabilidad es el producto de las densidades individuales, denominada función de verosimilitud.

$$L(\theta|x) = \prod_i^n f(x_i|\theta) \quad (\text{Ec 2-1})$$

La ecuación general es:

$$\log L(\theta|x) = \sum_{i=1}^n \log f(x_i|\theta) \quad (\text{Ec 2-2})$$

El estimativo ML sigue el principio de verosimilitud, en el cual, durante el proceso de inferencia de θ , toda la información relevante de las observaciones es contenida en la función de verosimilitud (Sugahara et al., 2009). Así el objetivo de ML es encontrar entre todas las funciones de densidad de probabilidad, la que mejor representa la muestra. Así, en la búsqueda del mejor θ , $\hat{\theta}$ tal que $L(\hat{\theta}|x) > L(\theta'|x)$, donde θ' es otro vector estimado. En la práctica ML puede resolverse con las ecuaciones:

$$\frac{\partial \log L(\theta|x)}{\partial \theta_i} = 0 \quad \text{dado que} \quad \frac{\partial^2 \log L(\theta|x)}{\partial \theta_i^2} < 0 \quad (\text{Ec 2-3})$$

Asegurando que $L(\theta|x)$ es un máximo vecino de $\hat{\theta}$. Una ventaja de este método es que los estimativos son consistentes con una distribución normal asintótica. Usualmente la ecuación es resuelta numéricamente usando algoritmos de optimización, porque en la mayoría de los casos la solución analítica no es posible.

Cuando el AF no estacionario es regional o multivariado es común encontrar métodos complementarios para mejorar la determinación de los parámetros y la selección de los modelos como: la función de copulas (Ahn y Palmer, 2016), los métodos bayesianos (Lima y Lall, 2010), y funciones condicionales para redes neuronales (Pathiraja et al., 2016). etc. Steinschneider y Brown (2012) aplican un modelo semi-paramétrico denominado de Verosimilitud Local Bayesiano (BLL en inglés) que permite pronósticos de caudales mínimos de cierto cuantil sin estacionariedad.

2.5.2 Modelos estocásticos

Stedinger y Crainiceanu (2001) evalúan modelos que incorporan tendencias en la media versus métodos con persistencia de largo plazo. Encontrando que: al añadir persistencia es posible observar cambios estacionarios en el corto plazo, pero a largo plazo el resultado es similar al promedio histórico de un modelo estacionario. Mientras que los modelos con tendencias mantendrán los cambios graduales en el largo plazo. Para el análisis usa un modelo Autorregresivo de medias móviles ARMA de primer y segundo orden.

Sveinsson et al. (2005) Presentan modelos estocásticos SM1 ("*Skew Shifting Mean*") y SM2 ("*Mean Oscillation*") donde es posible asumir procesos hidrológicos auto-correlacionados que se caracterizan por múltiples estados estacionarios y que junto a distribuciones

marginales asimétricas pueden emplearse para el análisis de valores extremos heterogéneos. El estudio emplea las distribuciones GEV, Pearson III y Gumbel, además con una distribución geométrica estiman las longitudes de los cambios periodos. La limitación del modelo SM1 es que solo puede tomar valores positivos similares a un modelo ARMA (1,1). Los SM2 tienen una forma similar a los SM1, pero pueden tomar valores positivos y negativos. Ambos llevan a un modelo SM donde la función de auto correlación no muestra señales de un comportamiento periódico. Concluyen que los modelos SM son estacionarios, pero pueden cambiar de un estado estacionario a otro en el largo plazo. La metodología, además de conservar los momentos estadísticos estacionarios, logra producir datos sintéticos similares a los de muestras históricas que puede ser empleada en el análisis de frecuencias de extremos hidrológicos.

2.5.3 Modelos multivariados

Vittal et al. (2015) muestran la importancia del uso conjunto de metodologías de análisis multivariado no paramétrico y de técnicas de copulas para un AF no estacionario in situ. El método consiste en: i) un análisis de estacionariedad. ii) selección de la distribución marginal univariada. iii) modelación multivariada con modelos paramétricos, no paramétricos y de copulas; y iv) estimación del periodo de retorno conjunto y otros datos condicionales. Encontrando que el uso de "Kernel" Gaussiano no paramétrico provee los mejores estimativos. Resalta además que no es posible jerarquizar un método multivariado, en términos de su superioridad, pero en conjunto proveen información importante para la toma de decisiones.

Zhang y Singh (2014) proponen valorar la hipótesis i.i.d. con el uso de análisis multivariado con Vine-copula, la validación a través de copulas Meta-Elípticas y de Arquímedes; el método de análisis propuesto consigue identificar la estructura de las series de caudal diario máximo anual de tres estaciones de aforo de Ohio, y determinar la existencia o no, de dependencia espaciotemporal, aun cuando las tres estaciones de aforo consideradas no tienen la misma longitud de registros disponible. Por otro lado, Chebana et al. (2013) emplean el análisis multivariado para señalar no estacionariedad en las variables hidrológicas, encontrando que el conjunto análisis univariado y multivariado permiten identificar tendencias en la estructura de las series hidrológicas con dependencia de largo plazo.

2.5.4 Metodologías para datos con dependencia

Khaliq et al. (2006) recomiendan dos técnicas para resolver el problema de dependencia serial, i) método de de-correlación, ii) técnica Lettenmaier o de corte de la muestra. Sin embargo, ambos métodos tienen una aplicabilidad restringida debido a que el primero adopta un modelo Autorregresivo tipo I, y el segundo método recorta el tamaño de la muestra. Información detallada sobre dichos métodos puede ser ampliada en los trabajos de (Yu y Wang, 2002; Zhang y Zwiers, 2004; y Lettenmaier, 1976).

2.5.5 Análisis de ventanas temporales móviles

Jain y Lall (2000). Toman una serie de máximos anuales suficientemente extensa, y evalúan los caudales de crecida asociados a un periodo de retorno de 100 años para ventanas temporales móviles de 30 años. La presencia de variaciones sistemáticas permite concluir que un análisis de tendencias de una serie reciente y corta puede ofrecer un resultado incompleto de lo que ocurre con las crecidas y atribuirlos a efectos antropogénicos.

2.5.6 Metodologías para series de excedencias

Silva et al. (2016) realizan un análisis de series de excedencias no estacionario, para evaluar la variabilidad de los caudales de crecida en una cuenca del sur de Brasil en función de índices del fenómeno ENSO; el modelo estadístico regresivo emplea las distribuciones Poisson y Generalizada de Pareto; a través de diferentes pruebas estadísticas no paramétricas identifica la compleja dependencia entre la covariables y los parámetros del modelo no estacionario y emplea una medida de peligrosidad de las crecidas denominada, vida útil de diseño (DLL) para establecer las diferencias entre los modelos convencionales y no estacionarios. En una aproximación similar, Tramblay et al. (2013) usan las series de excedencias no estacionarias en una cuenca del sur de Francia, el trabajo propuesto también combina una distribución Poisson para la probabilidad de ocurrencia, una distribución Generalizada de Pareto para la magnitud de las precipitaciones fuertes y covariables climáticas. Sin embargo, en que esta última aproximación los índices climáticos permiten proyectar escenarios futuros para el comportamiento de la precipitación torrencial.

2.5.7 Metodologías con distribuciones mixtas

Las funciones de distribución de probabilidad mixtas (DPM) suelen ajustarse bien a valores extremos anuales producidos por dos o más procesos físicos, ej.: la combinación de procesos nivales con el régimen de precipitaciones, o las lluvias y los efectos estacionales de la ZCIT. Villarini et al. (2011b) es un ejemplo del uso de DPM para incorporar la estacionalidad del régimen de precipitaciones. Mientras que Poveda y Álvarez (2012) basados en el trabajo de Waylen y Caviedes (1986), proponen un modelo no estacionario que considera las dos fases del ENSO, y es aplicado en la modelación de caudales de inundación en ríos de Chile y Perú. Este último trabajo emplea la probabilidad de ocurrencia de las fases de ENSO para definir los componentes de la DPM. Otro enfoque usa las DPM en variables heterogéneas (Alila y Mtiraoui, 2002; Zeng et al., 2014). En este caso, los puntos de cambio brusco en la media, obtenidos con pruebas estadísticas no paramétricas, se emplean para determinar la cantidad de componentes de la función DPM.

La técnica de análisis de DPM, no requiere la separación de los procesos desencadenantes, y propone que la distribución sea el resultado de mezcla ó suma de los pesos de las funciones de distribución de probabilidades de cada muestra. El peso se estima como la relación entre los datos de cada muestra y los datos de la serie completa. La representación de la mezcla de funciones de distribución de probabilidades de dos componentes está dada según:

$$F(X \geq x) = \alpha F_1(X \geq x) + (1 - \alpha) F_2(X \geq x) \quad (\text{Ec 2-4})$$

Donde F representa la función de distribución de probabilidad de toda la muestra de caudales extremos, F_k es la función de distribución de cada partición o componente k , y $\alpha_k = \frac{n_k}{n}$; representa el peso de cada muestra, n_k el número de datos en la muestra k , y n el total de datos en el registro. Cumpliendo en todos los casos que $\sum_{i=1}^k \alpha_i = 1$.

Existen varios argumentos en contra de la confiabilidad de los resultados de las DPM: de un lado el aumento en la cantidad de parámetros incrementa la incertidumbre de los cuantiles estimados al recortar el tamaño de la muestra, para estimar los parámetros en cada componente. Por otro lado, es de esperar que distribuciones con más de dos parámetros se ajusten mejor a las observaciones al ofrecer más flexibilidad frente a la asimetría.

Sobre el tamaño de la serie y la cantidad de parámetros, Alila y Mtiraoui (2002) proponen el uso de un algoritmo no lineal de optimización para minimizar la función objetivo $\sum(\Delta Z)^2$ donde ΔZ es la diferencia entre: la probabilidad observada usando las posiciones de graficación de probabilidad de Cunnane, y la probabilidad de la ecuación 2-4. Tiene en cuenta las siguientes condiciones de contorno:

$$\mu = \alpha \mu_1 + (1 - \alpha) \mu_2 \quad (\text{Ec 2-5})$$

$$\sigma^2 = \alpha \sigma_1^2 + \alpha(1 - \alpha) \sigma_2^2 + \alpha(1 - \alpha)(\mu_2 - \mu_1)^2 \quad (\text{Ec 2-6})$$

$$g\sigma^3 = \alpha m_1(3\sigma_1^2 + m_1^2) + (1 - \alpha)m_2(3\sigma_2^2 + m_2^2) \quad (\text{Ec 2-7})$$

$$k_t \sigma^4 = \alpha(3\sigma_1^4 + 6m_1^2 \sigma_1^2 + m_1^4) + (1 - \alpha)(3\sigma_2^4 + 6m_2^2 \sigma_2^2 + m_2^4) \quad (\text{Ec 2-8})$$

Donde μ, σ, g, k_t son la media, la desviación estándar, la asimetría y la curtosis de la serie de extremo anual. Además $m_1 = \mu_1 - \mu$ y $m_2 = \mu_2 - \mu$. Con esto la ecuación 2-4 depende de los dos primeros momentos estadísticos de cada componente y el campo de estimación de los parámetros se mantiene dentro del total de observaciones (el registro más largo).

Sobre la cantidad de parámetros, Alila y Mtiraoui (2002) encuentra un mejor comportamiento de las DPM de dos componentes para series heterogéneas, frente a una distribución Wakeby, adecuada para series con "efectos de separación de la asimetría y que depende de cinco parámetros. Esto se debe, a que Wakeby es para series homogéneas. La principal fuente de incertidumbre de los resultados de las DPM está en la estimación en muestras de tamaño reducido y en los criterios para seleccionar la cantidad de componentes de la DPM.

Zeng et al. (2014) consideran que los cambios en el uso del suelo en la cuenca del río Daqing en el Norte de China han llevado a que la serie de crecidas máximas anuales sea no estacionaria, y revisan los efectos en la rutina de operación de embalse que regula los caudales de la cuenca. Aplican un modelo no estacionario a partir de funciones de distribución mixtas con pesos ponderados, empleando un algoritmo de optimización para calcular los pesos y los parámetros de la distribución. Los resultados indican que este tipo de distribución es más apropiado vs el AF convencional, en series de crecida no estacionarias. Los resultados del modelo estadístico afectan la rutina de operaciones

mostrando, para el caso de estudio, disminuciones de la máxima descarga para varios periodos de retorno generando una base teórica para el control de inundaciones y gestión de recursos hídricos en cuencas reguladas.

Yan et al. (2016) sugieren una metodología no estacionaria donde tanto los parámetros de cada componente como los pesos de cada componente varían en función del tiempo. Usan el tiempo, el área de riego y la precipitación como variables explicativas del comportamiento de los caudales de inundación anual, de dos estaciones en China, con una longitud de registros de 60 años aprox., incluyen el cambio en el tipo de distribución combinando p.ej. Log normal y Weibull. Para estimar el gran número de parámetros emplean modelos Meta Heurísticos de Máxima Verosimilitud (en inglés, MHML), Algoritmo de *Annealing* Simulado (SAA) y estimación por máxima verosimilitud (MLE). Aunque este método muestra mejores ajustes que el AF convencional, los autores reconocen las limitantes en la fiabilidad de los modelos frente al gran número de parámetros involucrados y los posibles cambios en las tendencias en el futuro.

2.5.8 Modelos de tendencia temporal

El uso de tendencias temporales es ampliamente utilizado. La mayoría de trabajos evalúan el desempeño de diferentes métodos de estimación de los parámetros de la distribución. También comparan el beneficio de modelos lineales y no lineales; o si los modelos son mejores, cuando se aplican cambios graduales en uno o varios parámetros. Algunos ejemplos pueden revisarse en detalle en: (El-Adlouni et al., 2007; Katz et al., 2002; Lee y Jeong, 2014; Strupczewski et al., 2001a; Strupczewski y Kaczmarek, 2001). Dentro de esta clasificación también pueden mencionarse los modelos estocásticos donde la media oscila de un estado estacionario a otro a través del tiempo.

Obeysekera y Salas (2016), Du et al. (2015), y Salas y Obeysekera (2014) usan la tendencia temporal para proponer una nueva interpretación de los conceptos Periodo de Retorno (T), riesgo de diseño (R), tiempo de espera previsto (EWT) y número de excedencias esperado (ENE) en contexto no estacionario.

El uso de tendencias temporales también ha sido aplicado al análisis regional de series de caudal máximo de excedencias (POT) que son no estacionarias debido a la dependencia serial. Cunderlik y Burn, (2003) aplican un modelo de estacionariedad de segundo orden que logra separar una componente local dependiente del tiempo y una componente regional constante. El resultado del análisis demuestra que ignorar la no estacionariedad así sea leve, puede seriamente desviar el cuantil de diseño en horizontes tan pequeños como 20 años de periodo de retorno.

2.5.9 Modelos de covariables externas

La evaluación hidrológica debe partir del diagnóstico de estacionariedad de las series y corroborar la existencia de tele-conexiones con fenómenos de variabilidad climática como: ENSO, la PDO, la NAO con índices de modelos climáticos globales de escala reducida- o variables meteorológicas como la precipitación y la temperatura del aire. También con

cambios de tipo antropogénico como: la construcción de embalses, la modificación de usos del suelo por urbanización o deforestación, etc. El objetivo de los modelos de covariables es establecer vínculos entre procesos físicos del entorno y los cambios en la distribución de probabilidades asociada a los extremos hidrológicos. Algunos trabajos en este sentido emplean métodos de Máxima Verosimilitud, modelos estadísticos bayesianos y algoritmos de optimización: (Anjos et al., 2013; Escalante-sandoval y Garcia-Espinoza, 2014; Lima y Lall, 2011; Poveda y Álvarez, 2012; Rojo y Carvajal Serna, 2010; Sugahara et al., 2009).

En la literatura existen abundantes referencias sobre el uso de los modelos gamlss, como una alternativa flexible, tanto en la selección de la función de distribución como en el tipo de tendencias sobre sus parámetros: (Ahn y Palmer, 2016; Gilroy y McCuen, 2012; Giraldo Osorio y García Galiano, 2012; López-de-la-Cruz y Francés García, 2014; Machado et al., 2015; Vasiliades et al., 2014; Villarini et al., 2009a, 2009b; Villarini y Strong, 2014; Vittal et al., 2015; Zhang y Singh, 2014). A continuación, se presentan algunas referencias de interés:

Vasiliades et al. (2014) emplean la máxima verosimilitud generalizada (GML), el algoritmo de optimización cuasi-Newton y redes neuronales de densidad condicional (CDN) para seleccionar en función del criterio de información de Akaike (AIC) los modelos no estacionarios que representan la máxima precipitación diaria en Chipre y Grecia y su conexión con los índices climáticos SOI, PDO y NAO. Liu et al., (2015) presentan otro ejemplo que aborda el análisis de frecuencias con información climática; en este caso enfocado en caudales mínimos. Emplean cinco índices macroclimáticos como covariables. La selección de la estructura y modelo se basa en algoritmos SCE (Shuffled Complex Evolution), Métodos de Máxima Verosimilitud y Verosimilitud Local. Los autores encontraron que los modelos basados en información climática indican caudales mínimos por fuera de los límites de confianza de los modelos estacionarios y poseen, una limitada capacidad como herramientas de predicción, más allá de las observaciones.

Otros trabajos combinan el uso de variables climáticas y señales de alteración antrópica como los de: Machado et al. (2015) que compara un modelo de AF no estacionario usando la NAO y un índice de embalse como covariables y un modelo AF usando información histórica de 400 años de antigüedad sobre las inundaciones anuales. Los resultados muestran cambios a lo largo del tiempo en los caudales asociados a una probabilidad de excedencia de 0.01, y el modelo estacionario es un valor promedio sobre el cual oscilan, los cuantiles estimados del AF no estacionario. El trabajo de Jiang et al. (2015) también usa un índice de embalse para describir la no estacionariedad en las distribuciones marginales. Luego se aplica la función de copula con tendencias en los parámetros expresada como función del tiempo ó del índice de embalse y estiman por tres métodos diferentes el periodo de retorno no estacionario.

López-de-la-Cruz y Francés (2014; 2013) aplican un análisis de frecuencias no estacionario usando modelos gamlss y variables climáticas de baja frecuencia en dos cuencas de México y 20 estaciones hidrométricas de España. Siguiendo una metodología similar, seleccionan para el caso mexicano variables asociadas a ENSO y la PDO; en España, por el contrario, emplean los índices AO, NAO, MO, WMO y un índice de embalse. Los resultados en ambos trabajos resaltan que las covariables externas son adecuadas para la modelación estadística

no estacionaria e identifican en ambas regiones, diferencias en los cuantiles estimados entre los modelos estacionarios y los de tendencias, durante largos periodos de tiempo. Es importante mencionar que estos estudios son el punto de partida de la investigación realizada en la presente Tesis Doctoral, pero mi investigación no solo es aplicada en una región diferente, sino que aborda el análisis de ambos extremos hidrológicos.

Villarini et al. (2012, 2011a, 2011b, 2011c, 2010) muestra una amplia investigación del análisis de tendencias y el AF no estacionario usando modelos gamlss para describir los cambios en el tiempo de la precipitación y los caudales extremos en cuencas de: USA., Austria, Italia y Europa Central. Evalúan entre otros: cambios en la precipitación estacional, el uso de índices climáticos de baja frecuencia, comparan modelos de tendencias lineales y de suavizado, el uso de distribuciones mixtas, de modelos de excedencias, etc. Los resultados resaltan: 1) la identificación de tendencias y cambios en las variables hidrológicas. 2) que el uso de covariables como forzamiento de tendencias en los parámetros puede mejorar el ajuste de las distribuciones GEV, Gumbel, Gamma, Weibull y Log-normal a las observaciones. 3) Diferencias entre los cuantiles estimados con el AF no estacionario vs. métodos convencionales. 4) Encuentran que el uso de funciones de suavizado puede incorporar cierta subjetividad a la hora de acotar los grados de libertad del modelo.

Villarini y Strong (2014) encuentran para un caso de estudio en Iowa USA, que existe una conexión entre los usos del suelo (cultivo de maíz), y el aumento/disminución de los caudales de diferentes cuantiles durante temporadas lluviosas y secas. Usando gamlss como herramienta para incorporar las covariables mencionadas en una distribución gamma.

Du et al. (2015) usan variables meteorológicas de modelos climáticos de escala reducida como covariables del modelo estadístico no estacionario de caudales mínimos, basado en la herramienta gamlss, encontrando que los términos aditivos son adecuados para representar los cambios en los caudales. Mientras Giraldo y García (2012) emplean datos RCM y gamlss para modelar las series de máxima duración de sequía en África occidental y construir modelos regionales, encontrando tendencias de aumento en la media de los modelos. García y Giraldo (2013) y Galiano et al. (2015) evalúan cuencas españolas, pero emplean mallas de alta resolución de la precipitación de modelos RCM junto a modelos gamlss para valorar los cambios en la duración de sequías severas, encontrando patrones de intensificación.

Otro trabajo que emplea datos de modelos climáticos es el de Kim et al (2011) que propone la modelación de crecidas en ríos de USA con un modelo jerárquico bayesiano, junto a un algoritmo Cadena de Markov Monte Carlo para estimar los parámetros y sus bandas de incertidumbre. Incorporan covariables externas en los parámetros de localización y escala de la distribución Gumbel, las covariables son los índices de la región Niño 3 y la PDO, y la precipitación pronosticada con modelos de circulación global e índices de altura de nieve equivalente. Concluyen que los índices climáticos pueden capturar las variaciones interanuales de las crecidas y que el modelo puede estimar las bandas de incertidumbre de los parámetros.

Ouarda y El-Adlouni (2011) hacen una discusión sobre la modelación no estacionaria con enfoque bayesiano en la hidrología y proponen una metodología que adapta el método de Máxima Verosimilitud Generalizada (GML en inglés), para la estimación bayesiana de los parámetros. En este caso, se asume dependencia lineal y cuadrática sobre los parámetros de las distribuciones Log Normal y GEV. El índice SOI se incorpora como covariable explicativa para estimar los parámetros. Para reducir la complejidad en la selección simultánea del modelo y los parámetros, se aplica el método Salto Reversible de Cadena de Markov Monte Carlo (RJMCMC), con buenos resultados.

Villarini, Smith, et al. (2009b) emplea los cambios en la población y la precipitación como covariables de los modelos gamlss para el análisis de la frecuencia y magnitud de las crecidas en cuencas urbanizadas. Encontrando que el crecimiento de la población en el caso de estudio es un término aditivo adecuado para representar la variabilidad de la serie. Describe la dificultad de usar dichos términos aditivos como modelos de pronósticos por el aumento en el intervalo de confianza y en la incertidumbre de la muestra.

El uso de covariables en modelos de análisis regional de frecuencias es empleado cuando no se dispone de información suficiente en el sitio de interés. Por lo que los resultados de un análisis de frecuencias local, es extrapolado al lugar objetivo usando regresiones lineales o semi paramétricas. Las observaciones de crecidas de lugares "similares", pueden utilizarse para estimar los parámetros o una distribución de frecuencias en la que al menos un parámetro es regional y puede cambiar en el tiempo (Seidou et al., 2011).

Sun et al. (2014) presentan un análisis regional vinculando el SOI como covariable climáticas para señalar los cambios en el tiempo de la precipitación. El uso de cópulas permite incorporar la variabilidad espacial y el método bayesianos facilita el cálculo de los parámetros y predecir la incertidumbre. Encontrando que el uso de este método en el caso de estudio, indica lluvias mucho mayores a las estimadas por modelos locales simétricos o por análisis convencional y aportan una menor incertidumbre.

Giraldo Osorio y García Galiano (2012) emplean información de modelos climáticos regionales (RCM) del occidente africano como covariables de modelos gamlss para la modelación estadística de variables de sequía durante el estación monsonica. Encuentra que los modelos gamlss exhiben tendencias divergentes. Otra parte de su trabajo aplica la técnica de *bootstrapping* para construir la función de distribución de probabilidad regional identificando incrementos en la media y varianza de la duración de sequías de baja probabilidad de ocurrencia.

Anjos et al. (2013) Proponen un modelo jerárquico bayesiano para análisis regional que fue usado para incorporar información de la cuenca y reducir la incertidumbre en la estimación de los parámetros. Los resultados observados en la validación cruzada de 34 cuencas en Brasil permiten concluir que el proceso propuesto logra inferir cuantiles de crecidas en cuencas no aforadas, esto en comparación con los resultados observados en la inferencia basada en los datos utilizando el registro completo.

Leclerc y Ouarda (2007) aplican un AF en sitios no aforados, rechazando la hipótesis de estacionariedad. La homogeneidad se realiza por Análisis de Correlación Canónica. Los descriptores empleados fueron: datos hidrológicos, meteorológicos y variables fisiográficas. El método de estimación elegido para la transferencia de información fue la regresión múltiple. El modelo no estacionario se basa en la distribución GEV, y se considera que únicamente el parámetro de localización presenta tendencias. Los modelos comparados fueron i) estacionario, ii) dependencia lineal en el tiempo, iii) dependencia por medio de una función cuadrática y iv) modelo con dependencia lineal en los parámetros de escala y forma. La conclusión principal es que ignorar tendencias en el régimen de crecidas en un sitio no aforado, podría conducir a una significativa subestimación o sobreestimación de los cuantiles de diseño.

2.6 Modelo aditivo generalizado de localización, escala y forma – gamlss

En un modelo gamlss, existe una función de distribución F para una variable aleatoria e independiente (ej., caudales máximos/mínimos anuales) Q , $X_t = [x_{1t}, x_{2t}, \dots, x_{mt}]$ es un conjunto de m variables explicativas que cambian en el tiempo y $\theta^t = (\mu^t, \sigma^t, v^t, \tau^t)$ es el vector de parámetros de la distribución. Los dos primeros corresponden a los parámetros de localización (media) y escala (desviación estándar) y el resto son parámetros de forma (asimetría y curtosis). Los gamlss contienen varios modelos aditivos que usan una función monótonica $g_k(\cdot)$ para relacionar los parámetros θ^t a las variables explicativas X_t , que pueden ser agrupados en:

Modelos semi-paramétricos: la función de enlace de los parámetros θ a las covariables X_t exhiben la forma:

$$g_k(\theta_k) = X_k \beta_k + \sum_{j=1}^{m_k} h_{jk}(X) \quad (\text{Ec 2-9})$$

Donde, β_k es el vector de coeficientes de la parte lineal del modelo, X es la matriz de covariables; y $h(\cdot)$ es una función desconocida sobre las variables explicativas. Si el dominio de $\theta \in R$, entonces $g(\theta) = \theta$ y la función de enlace es identidad; si $\theta > 0$, entonces $g(\theta) = \ln(\theta)$ y el enlace es log.

Modelos lineales paramétricos: cuando no hay términos aditivos de suavizado:

$$g_k(\theta_k) = X_k \beta_k \quad (\text{Ec 2-10})$$

Modelos gamlss estacionarios: si θ es independiente de las covariables X , entonces el

$$g_k(\theta_k) = \beta_k \quad (\text{Ec 2-11})$$

Modelos no lineales semi-paramétricos: si se adopta que las funciones $h_k(\cdot)$ son no lineales.

$$g_k(\theta_k) = h_k(X_k\beta_k) + \sum_{j=1}^{m_k} h_{jk}(X) \quad (\text{Ec 2-12})$$

Modelo no lineal paramétrico: Cuando en ninguno de los parámetros hay términos aditivos de suavizado.

$$g_k(\theta_k) = h_k(X_k\beta_k) \quad (\text{Ec 2-13})$$

Cuando el modelo exhibe tendencias lineales en algunos términos y suavizadas en otros, el gamlss sigue siendo **un modelo paramétrico** (Stasinopoulos y Rigby, 2008).

2.6.1 Estimación de los parámetros

Los gamlss paramétricos lineales son ajustados por estimación de la Máxima Verosimilitud (ML). Mientras que los modelos con suavizado emplean el método ML-penalizado. Si el suavizado es escrito como $h(x) = Z\gamma$, donde Z es la matriz base dependiente de valores x , γ es conjunto de coeficientes que satisfacen la penalización $\lambda\gamma^T G\gamma$, donde λ es el parámetro de suavizado, entonces el algoritmo de gamlss maximiza la función de verosimilitud penalizada:

$$l_p = l - \frac{1}{2} \sum_{k=1}^4 \sum_{j=1}^{J_k} \lambda_{kj} \gamma_{kj}^T G_{kj} \gamma_{kj} \quad (\text{Ec 2-14})$$

Donde $l = \sum_{i=1}^n \log f(y_i|\theta_i)$ es la función de verosimilitud. Gamlss usa dos algoritmos de optimización RS() y CG(), más información puede ser consultada en (Stasinopoulos et al., 2015).

2.6.2 Funciones de distribución

La estructura de la función de distribución en gamlss es general y solo requiere que este expresada en forma paramétrica. En la actualidad gamlss cuenta con alrededor de 100 distribuciones entre discretas, continuas y mixtas, incluyendo modelos para series asimétricas y con curtosis.

2.6.3 Funciones de suavizado

La función de enlace entre los términos aditivos y los parámetros pueden depender de funciones de suavizado. Las fórmulas de suavizado disponibles en gamlss son: i) P-splines de tipo: Beta, monotónicas, cíclicos y de coeficiente variable; ii) Splines cúbicos suavizados, iii) Curvas de ajuste Loess, iv) Polinomios fraccionales, etc. Otro tipo de efectos no lineales como: redes neuronales, árbol de decisión, etc., también pueden ser incorporados con otros paquetes de R y pueden ser consultados en (Stasinopoulos et al., 2015).

Las funciones no paramétricas más comúnmente usadas para ajustar los parámetros son denominadas splines cúbicos (en adelante $cs()$). El término se refiere a interpolación segmentaria cúbica y es una técnica extensamente cubierta en la literatura y usada con

éxito en la modelación de series hidrológicas no estacionarias (Villarini et al., 2011c, 2009a, 2009b). La fórmula general de los splines cúbicos, adoptando una única variable explicativa x puede expresarse como:

$$h(x) = \beta_{00} + \beta_{01}x + \beta_{02}x^2 + \beta_{03}x^3 + \sum_{k=1}^K \beta_k(x - b_k)^3 H(x > b_k) \quad (\text{Ec 2-15})$$

Donde: $\beta_{00} \dots \beta_{03}$ son los parámetros lineales, b es el punto de cambio (*knots*), o parte no lineal, y $H(x > b_k)$ es la función *Heaviside* que toma un valor 1 si $x > b$, y en otro caso es 0. Todos los parámetros deben ser estimados en el modelo estadístico. Mas detalles sobre las fórmulas de suavizado que emplean porciones polinómicas dentro en los modelos gamlss pueden consultarse en Stasinopoulos et al (2015).

Los grados de libertad de los modelos suavizados con $cs()$, son optimizados usando el Criterio de Información de Akaike (*AIC*) y el Criterio Bayesiano de Schwarz (*SBC*) (Rigby y Stasinopoulos, 2005).

El Criterio de Información de Akaike (*AIC*) admite la existencia de un modelo "real" que describe los datos, e intenta escoger dentro de un grupo de modelos valorados el que minimiza la divergencia Kullback-Leibler ($K - L$), que está relacionada con la información que se pierde en un modelo aproximado que no es el "real". El mejor modelo es aquel con menor valor de *AIC* (Akaike, 1974), expresado como.

$$AIC = -2 \hat{l} + 2p \quad (\text{Ec 2-16})$$

Donde $\hat{l} = \ln(ML)$, ML es la máxima verosimilitud del modelo, p el número de parámetros usados en el modelo.

El Criterio Bayesiano Schwartz tiene como supuesto, la existencia de un modelo "verdadero" que describe la relación entre la variable dependiente y las diversas variables explicativas entre el conjunto de modelos en evaluación. El estadístico *SBC* maximiza la probabilidad de identificar el modelo verdadero en el conjunto; y con esto define el mejor modelo como aquel con menor *SBC* (Schwarz, 1978).

$$SBC = -2 \hat{l} + p \cdot \ln(n) \quad (\text{Ec 2-17})$$

Ambos criterios de información tienen en común maximizar la función de verosimilitud como medida de ajuste, Sin embargo, la diferencia fundamental se basa en valores críticos diferentes. Cuando se usa *AIC* se admite que ninguno de los modelos valorados corresponde al modelo "real" y por lo tanto se intenta escoger aquel con menor pérdida de información o minimizar la divergencia (K-L), mientras que el *SBC* adopta que existe un modelo que describe la relación ente las variables involucradas e intenta maximizar la probabilidad de escoger el modelo verdadero.

Los modelos gamlss emplean el estadístico Criterio de Información de Akaike Generalizado, en el cual: k es la penalidad requerida asociada al número de parámetros de la distribución y, df son los grados de libertad totales (efectivos) usados en el modelo (Rigby y Stasinopoulos, 2008).

$$AIC = -2 \hat{l} + 2 (k \cdot df) \quad (\text{Ec 2-18})$$

Es importante resaltar que en los modelos aditivos gamlss los df para el suavizado de un término aditivo son tomados como grados de libertad extra sobre la parte lineal; ej., en un modelo con un única covariable con suavizado cs que tenga un total de 5 df , en realidad 3 df son extra y los otros 2 df son empleados en la parte lineal y constante de la variable explicativa.

La revisión de AIC y SBC evita el sobredimensionamiento de los modelos siguiendo el principio de parsimonia, ya que al incluir suavizado en la dependencia para describir la relación entre los parámetros de la distribución y las covariables explicativas, los modelos tienden a incrementar su complejidad (sobre parametrizar). Así cuando los grados de libertad del modelo con suavizado resulten mayores al umbral establecido ($k = 3$), la función de distribución de ajuste será penalizada, reduciendo el total de grados de libertad para simplificar el modelo sin degradar su capacidad de describir adecuadamente el comportamiento de las series.

Hasta ahora el procedimiento de penalización en modelos con suavizado $cs()$, involucra cierta subjetividad o conocimiento antecedente especializado (López-de-la-Cruz, 2013; Villarini et al., 2009b). Por lo que las versiones más recientes de la herramienta gamlss recomiendan substituir los splines cúbicos $cs()$, por la función de Beta splines penalizados, (en adelante $pb()$). Las funciones $cs()$ y $pb()$ se basan en B-splines de porciones polinómicas de grado 3, pero mientras los $pb()$ toman iguales distancias entre nodos en el eje x , en los $cs()$ los nodos son diferentes según los valores de la variable x . Detalles sobre la función B-splines puede consultarse en Stasinopoulos et al (2015). Otra diferencia es la penalidad. Los $pb()$ alcanzan el suavizado en la función, por penalización del parámetro lambda. Mientras que los $cs()$ logran el suavizado al penalizar la segunda derivada de la función. Sin embargo, Las curvas de suavizado de ambas funciones, son muy similares (Stasinopoulos et al., 2015). Finalmente, los $pb()$ minimizan los grados de libertad (df) del modelo, por diferentes métodos estadísticos ej.: Máxima Verosimilitud (ML), GAIC, etc. Mientras, Villarini, Smith, et al. (2009b) y López and Francés (2013), reportan la necesidad de acotar, a criterio experto los df en los modelos con $cs()$, lo cual puede repercutir en cierta subjetividad en el resultado. La justificación para mantener ambas alternativas de suavizado es que en ocasiones la convergencia de los modelos con métodos Locales, es menos estable comparada con aquellos que tienen los grados de libertad fijos (Rigby et al., 2016).

2.6.4 Sobre la selección de la combinación de covariables de cada modelo

Todos los cálculo de los modelos de análisis de frecuencias implementados en esta Tesis, se llevan a cabo con el paquete estadístico GAMLSS (Rigby et al., 2016; Rigby y

Stasinopoulos, 2008, 2005) implementados en la plataforma *R* (R Core Team, 2017) de acceso gratuito y en las versiones más recientes disponibles.

La selección del conjunto de covariables que mejoran el ajuste de la función de distribución se realiza con las funciones, `stepGAIC()`, `stepGAICALL.A()`, `stepGAICALL.B()` y `stepGAIC.CH()` que permiten seleccionar o eliminar los términos aditivos de la fórmula del modelo. La función `stepGAIC()` se utiliza para construir modelos con tendencias en cada parámetro individualmente. Hace una selección del modelo paso a paso, utilizando el Criterio Generalizado de Información de Akaike (GAIC). Donde una computación paralela descarta/agrega términos aditivos teniendo en cuenta la significancia para el modelo.

`stepGAICALL.A()` y `stepGAICALL.B()` ayudan a construir modelos con términos aditivos en todos los parámetros al mismo tiempo, usando diferentes estrategias para la selección de un modelo final apropiado que pueden consultarse en el manual de `gamlss`. Mientras que `stepGAIC.CH()` es más adecuada para búsqueda del modelo con suavizado de términos acumulativos sobre el parámetro μ .

3 ÁREA DE ESTUDIO

Estudios antecedentes sobre los efectos de la variabilidad climática en la hidrología de Colombia destacan una fuerte correlación entre ENSO y la hidrología que es más intensa en el suroccidente. La dinámica de la variabilidad climática y las condiciones de vulnerabilidad del país, favorecen la ocurrencia de desastres provocados por fenómenos naturales (más de 600 eventos por año).

El río Cauca nace aproximadamente en latitud 2°0'N, longitud 76°34'W. Desemboca en el río Magdalena en 8°4'N-74°5'W. Tiene 1204 km de recorrido entre las cordilleras Occidental y Central de los Andes, y un área de drenaje aproximada de 59,000 km².

La cuenca alta, abarca 20,570 km² de área de drenaje, entre el nacimiento del Cauca, en el Macizo Colombiano, hasta el norte del departamento del Valle del Cauca (4.8°N-76°W). Está demarcada por las regiones: alto Cauca y valle alto. En la cuenca alta, el cauce presenta un comportamiento meandriforme y se identifican 39 ríos tributarios. Es monitoreada por 183 estaciones hidroclimatológicas distribuidas en los departamentos del Valle del Cauca y Cauca (CVC., 2015; CVC. et al., 2007b).

En el Alto Cauca se ubican los primeros 153 km de recorrido, en los que el río desciende de 4000 a 1000 msnm y en dicha área se ubica el embalse La Salvajina a 1155 m de altitud. La franja posterior es el valle alto, aquí el cauce recorre 425 km sobre un valle aluvial interandino, cuyo desnivel va de 1000 a 900 msnm.

En la cuenca alta se localiza el departamento del Valle del Cauca, clasificado como el tercero más poblado de Colombia con 4.61 millones de habitantes. Cali, es la capital y concentra el 50% de la población. Destaca también que el 87% de las personas en del departamento del Valle del Cauca, residen en áreas urbanas.

El área de estudio denominada en adelante Valle Alto y comprende el área tributaria al embalse Salvajina en el alto Cauca y la región del Valle del Cauca entre las estaciones La Balsa y La Victoria. La llanura aluvial del Valle Alto del río Cauca tiene 3950 km² de extensión, de los cuales el 23% (840 km²) es susceptible a inundaciones periódicas. Por lo cual, desde finales de la década de 1950 se inició la construcción de infraestructura para el control de inundaciones compuesta por más de 400 km de diques en las riberas del río Cauca y de algunos tributarios, y el embalse La Salvajina, puesto en operación en 1985 (Velasquez y Jimenez, 2004).

Entre 1950 y 2011 se registraron 14 eventos históricos de inundaciones del río Cauca (CVC. et al., 2007a). Cinco de los cuales, ocurrieron después de la construcción del embalse la Salvajina (en 1988, 1997, 1999, 2008 y 2010).

A pesar de la gran oferta hídrica del país (>5000 m³ per cápita) (WWAP, 2016); en el Valle del Cauca se han reportado sequías asociadas a condiciones climáticas y El Niño en 1976-77, 1980, 1982-83, 1986, 1997-98, 2001, 2002 y 2015 (DesInventar, 2015).

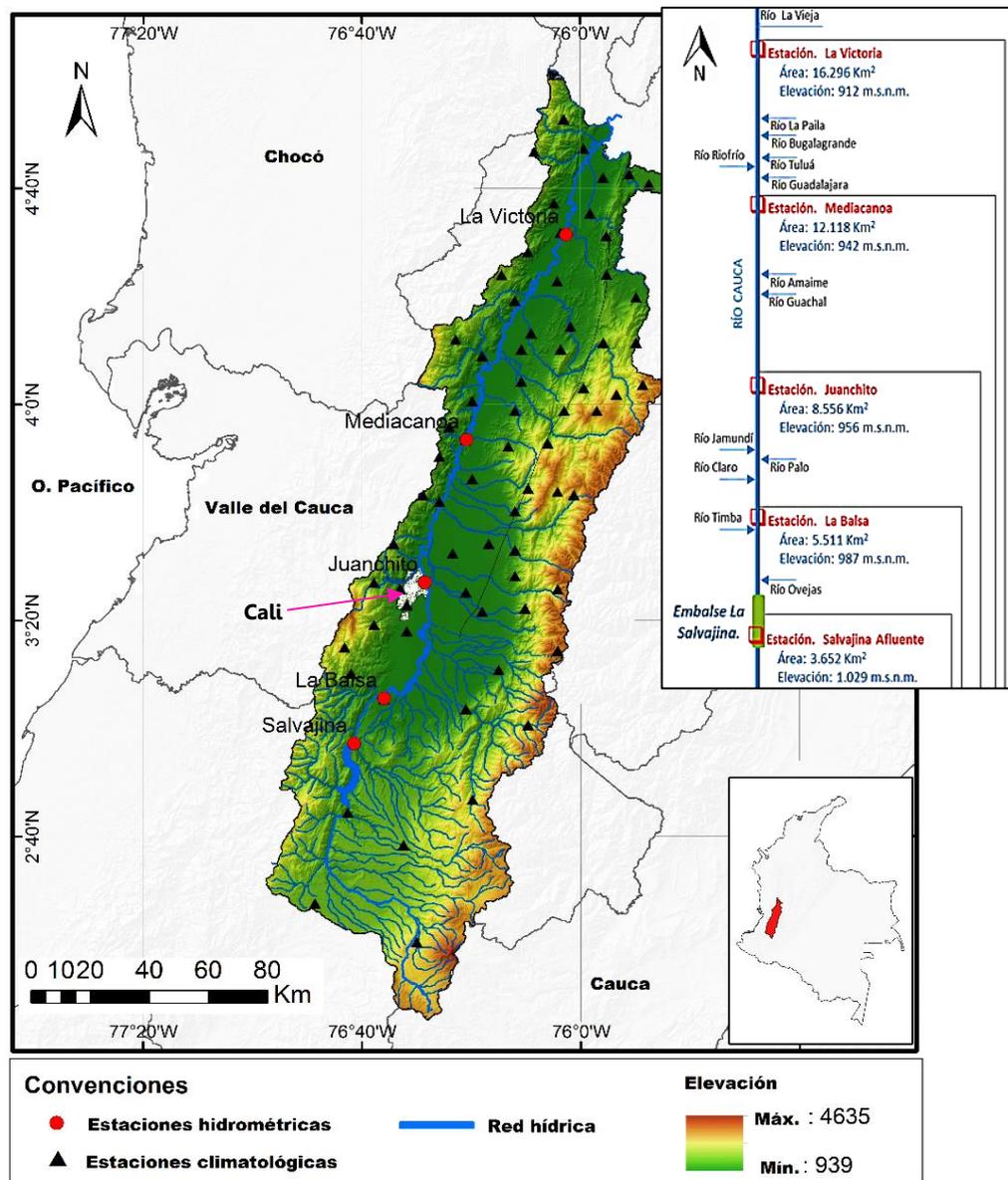


Figura 3-1. Localización de la cuenca Valle Alto del río Cauca y la red hidrológica. A la derecha una esquematización de la localización de los principales ríos tributarios. Elaboración propia.

De acuerdo al registro histórico de eventos El Niño/La Niña definidos por el ONI de la NOAA, desde 1985 se han observado eventos históricos de las fases opuestas de ENSO 1997-98, 2010-2011 y 2014-16 que se clasifican dentro de los 10 más fuertes registrados a nivel global (NOAA. et al., 2017a; Wolter y Timlin, 2011).

Las inundaciones ocurridas en 2010 – 2011 en el Valle Alto del río Cauca, representan en la historia reciente, las de mayor impacto por las pérdidas económicas, el área afectada y la magnitud de los caudales observados. En 1997 y 2015 se registraron caudales mínimos históricos que afectaron la disponibilidad de agua para consumo humano, agrícola y la producción de energía hidroeléctrica. Por lo que, al menos en principio la regulación de caudales desde el embalse parece resultar insuficiente frente a los cambios del clima.

Sumado a lo anterior, las previsiones de los modelos de Cambio Climático globales para Suramérica prevén un incremento del riesgo asociado al aumento en la frecuencia y severidad de eventos hidrometeorológicos extremos y al aumento de la vulnerabilidad de las sociedades a la variabilidad climática (Jiménez-Cisneros et al., 2014). En los países en desarrollo, como Colombia, existe además una alta vulnerabilidad frente a desastres hidrometeorológicos debido, al urbanismo no planificado en áreas peligrosas, a la intensa explotación de los recursos naturales que alteran el régimen hidrológico y al desconocimiento de la sociedad frente al riesgo de desastres. Esto aumenta el potencial de daño de las inundaciones y sequías; además su frecuente ocurrencia, va en detrimento de la capacidad de recuperación de la sociedad y ralentiza el desarrollo sostenible en regiones como el Valle Alto del río Cauca.

Todo lo anterior, invita a evaluar los cambios en la probabilidad de ocurrencia de extremos hidrológicos en el área de estudio. Este capítulo contiene la revisión de estudios antecedentes que permiten describir la región en términos de la hidroclimatología y su teleconexión con la variabilidad climática dominante.

3.1 Datos hidrológicos

Las estaciones de aforo seleccionadas para el análisis son Salvajina (afluente), La Balsa, Juanchito, Mediacanoa y La Victoria. La Balsa y Juanchito poseen registros de caudal promedio diario desde 1946. El volumen diario almacenado es obtenido de batimetrías realizadas por la CVC en 1985, 2003 y 2011 y el registro de niveles en el embalse al final del día. También se cuenta con datos de caudal de entrada al reservorio con registros desde 1965 y el caudal efluente desde 1985. Es necesario resaltar que el caudal afluente del periodo 1965-2015, es una serie temporal compuesta, ya que desde 1980, los datos de la serie corresponden a la transposición de caudales de estaciones ya suspendidas (CVC. et al., 2007b).

La Tabla 3-1 presenta las estaciones hidrométricas sobre el río Cauca que son de interés en este trabajo, ordenadas en función de su proximidad al embalse Salvajina. El porcentaje del área regulada hace referencia a la fracción de la cuenca hasta cada estación que hace parte del área de drenaje al embalse. Puede adoptarse como un indicador de la capacidad de regulación de caudales extremos en el río Cauca. En segundo lugar, los caudales medios, máximos y mínimos multianuales, de las estaciones ubicadas aguas abajo del embalse, muestran el cambio entre las series antes y después de la puesta en marcha del embalse; con incrementos en los caudales máximos y mínimos en varias estaciones. Las series de extremos hidrológicos se presentan en el anexo C).

Tabla 3-1. Características de algunas estaciones hidrométricas
Elaborado con datos de (Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca - CVC et al., 2007).

Estación	Área (km ²)	Área regulada (%)	Caudal medio (m ³ /s)		Caudal diario máximo (m ³ /s)		Caudal diario mínimo (m ³ /s)	
			1965-84	1986-15	1965-84	1986-15	1965-84	1986-15
Salvajina	3652	0	143	127	606	410	49	34
La Balsa	5111	71	206	176	838	449	51	64
Juanchito	8556	43	288	291	836	881	88	94
Mediacanoa	12118	30	335	312	833	841	79	105
La Victoria	16296	22	411	386	1201	1101	106	126

Toda la información fue suministrada por la Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca (CVC) y complementada con registros del archivo institucional del Grupo de Investigación en Ingeniería de Recursos Hídricos y Suelos, IREHISA, de la Universidad del Valle. El análisis exploratorio permitió definir como periodo común de análisis: 1965-2015. Además, las series temporales construidas consideran que el año hidrológico en Colombia inicia el 1 de junio del año *i* y finaliza el 31 de mayo del año *i*+1; y excluyen los registros de 1985 (año de llenado del embalse) porque se adoptó como atípico.

Los datos de caudal extremo de Mediacanoa no son analizados en adelante ya que, la construcción de la curva de calibración de nivel-caudal no consideró el tránsito de caudales desde Juanchito; además, aguas arriba de Mediacanoa se localiza la laguna de Sonso (zona de amortiguación natural) y el río sufre un ensanchamiento. Estos factores afectan la estimación de los caudales y deforman la serie hidrológica, mostrando valores casi idénticos o incluso levemente inferiores a los obtenidos en Juanchito.

3.2 Datos de variabilidad climática

Este trabajo se centra en la conexión de los fenómenos de macroescala con los extremos hidrológicos en el Valle del Cauca. Las variables macroclimáticas, usadas como covariables son los valores promedio por año hidrológico de:

- Variables oceánicas:
 - El Índice Oceánico El Niño, ONI.
 - La Oscilación Decadal del Pacífico, PDO.
 - Índice El Niño Modoki
 - La anomalía de la temperatura superficial de océano Pacífico región Niño3, SST3.
- Variables atmosféricas:
 - El Índice Oscilación del Sur, SOI.
 - La Corriente en Chorro del Chocó, CCC.
- Variables de características océano-atmosféricas:
- El Índice multivariado ENSO, MEI.

El índice CCC se obtuvo de la base de datos del proyecto *Reanalysis* NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996), siguiendo la metodología de (Kemp, M. U., Emiel van Loon, E., Shamoun-Baranes, J., Bouten, 2012; Rueda y Poveda, 2006). Los índices ONI, MEI, SOI, SST.n3 y PDO

climáticas se extraen de la base de datos de la NOAA (2017b); mientras que el Índice del Niño Modoki EMI, proviene de datos encontrados en JAMSTEC (2010).

3.3 Hidroclimatología

La cuenca alta del río Cauca presenta una franja de abundantes precipitaciones que aumenta o disminuye de acuerdo con la intensidad del período de vientos. La precipitación anual oscila entre 1000 y 2000 mm (CVC., 2015) y la hidroclimatología es influenciada por el patrón general de circulación atmosférica, la presencia de las cordilleras Occidental y Central de los Andes, la convección profunda, la distancia al Océano Pacífico, la vegetación y la doble migración de la ZCIT que interactúan con otros fenómenos atmosféricos de macroescala, como ENSO (Poveda et al., 2011; Puertas y Carvajal-Escobar, 2008). Dichos procesos climatológicos, hacen que las mayores precipitaciones ocurran en la zona media de la cuenca y que las lluvias presenten un régimen bimodal con periodos húmedos: en marzo-abril-mayo (MAM) y septiembre-octubre-noviembre (SON). Las menores precipitaciones ocurren durante diciembre-enero-febrero (DEF) y junio-julio-agosto (JJA), (Figura 3-2). Los meses más lluviosos no coinciden con los de mayor caudal, presentándose desfases de tiempo continuo, como consecuencia del proceso natural de saturación, drenaje de los suelos entre temporadas de lluvias y la geomorfología de la cuenca (CVC. et al., 2007a).

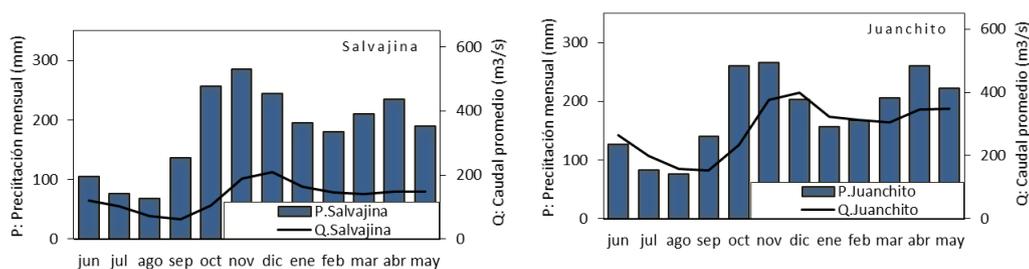


Figura 3-2. Histograma de precipitación media (mm) en el área en la cuenca a diferentes puntos de cierre del Valle Alto Cauca y régimen de caudal mensual en las estaciones de aforo.

Escobar et al. (2006) analizaron las series históricas mensuales de precipitación en el periodo 1974-2004. Identificaron que en el Valle del Cauca: i) la precipitación aumenta proporcionalmente a la altitud en las laderas occidental y central. No obstante, por encima de los 1500 msnm y en latitud menor a 3°52'N en la cordillera de los Andes, existe reducción generalizada en las lluvias que coincide, con un comportamiento típico de valle andino es decir: menores precipitaciones en el fondo del valle aluvial y en las divisorias de aguas; ii) las precipitaciones mínimas, están localizadas en la zona plana, debido a que el aire caliente asciende a la atmósfera y por el efecto de los vientos transporta la humedad a otros lugares; iii) en la divisoria de aguas de la cordillera Central las precipitaciones son menores debido, a la tasa de evaporación y el vapor de agua bajo en la atmósfera. iv) Lo contrario sucede en el parteaguas de la cordillera Occidental en la zona alta de Jamundí (Latitud 3°26'N), donde las precipitaciones son elevadas por los vientos húmedos del Pacífico que descargan en el suroccidente del Valle del Cauca.

La mayor parte de las lluvias que se presentan en el valle del río Cauca son de origen orográfico, teniendo en muchos casos, fenómenos específicos de microclimas. Normalmente entre el 80% y 90% de las grandes lluvias ocurren en las tres primeras horas

de la tormenta, lo que identifica el carácter torrencial de la mayor parte de afluentes al río Cauca en la zona (CVC. et al., 2007c). La vertiente occidental de la cordillera Central presenta un mayor índice de precipitación y el mayor número de ríos tributarios importantes al río Cauca en la región; situación que puede asociarse a: el efecto de corrientes superficiales que entran por el Pacífico y a los vientos alisios del este que trasladan núcleos de humedad hacia el interior del país; aquellos provenientes del Pacífico, rebasan la cordillera Occidental y descienden hacia el valle atravesándolo hasta llegar a la cordillera Central, depositando la precipitación en la región entre los 1600 y 2000 m de altitud. Además, durante las fases extremas de ENSO, los procesos de retroalimentación se intensifican de tal forma que durante La Niña, además de la humedad que llega del océano Pacífico, el suelo ya saturado, favorece la evapotranspiración y más lluvias convectivas. En el mismo sentido, cuando ocurre El Niño: los vientos son débiles y no traen humedad del Pacífico, así las condiciones secas, reducen la evapotranspiración y las lluvias por convección, acentuando las sequías. Por tanto, cualquier proceso de predicción hidrológica en el trópico debería incluir la doble retroalimentación, biota-clima.

3.4 Tendencias en el régimen de precipitación

La Figura 3-3 muestra variaciones a lo largo del tiempo de la precipitación anual en mm en las áreas tributarias a las estaciones de interés en el periodo 1976-2011. Se identifican tendencias no significativas de disminución de la precipitación total en la cuenca de Salvajina y de aumento en La Balsa, Juanchito y La Victoria. No obstante, Cardona et al. (2016) evalúan con la prueba Mann-Kendall, las tendencias de la precipitación trimestral y de ocho índices de precipitación extrema anual del Valle del Cauca obtenidos con el modelo RCLimdex; y concluyen que las tendencias son significativas, pero también son heterogéneas; ya que en el centro del Valle obtienen una disminución de la precipitación en los trimestres DEF, JJA y SON; mientras que el trimestre MAM no muestra cambios importantes. Por el contrario, en el sur las tendencias son de aumento en los trimestres DEF y MAM, y de descenso en JJA y SON. Al norte de la cuenca se encuentran incrementos en la precipitación en todos los trimestres. Además de lo anterior, solo la precipitación del trimestre DEF presenta una correlación significativa negativa con la altitud, mientras el resto de variables rechaza dicha conexión espacial. Otros resultados de Cardona et al. (2016) muestran que los cuatro valores más altos del índice CDD (porcentaje máximo de días con precipitación menor a 1mm) coinciden con años El Niño y sequías meteorológicas en Colombia; y que el aumento gradual de los índices de lluvia máxima en 1 y 5 días en el suroccidente del área de estudio, que pueden estar ligados a eventos extremos de lluvia mayores a 30 mm en 1 y 5 días.

Carmona y Poveda (2014) aplican una técnica de descomposición modal empírica (EMD) para evidenciar oscilaciones modales de largo plazo en variables hidrológicas. Usan la prueba Mann-Kendall para señalar las tendencias de largo plazo en series mensuales de precipitación, caudal y temperatura de Colombia, para un grupo de estaciones con una longitud de registros entre 25 y 50 años. Las precipitaciones, con 25 años de registros muestran tendencias heterogéneas, mientras que el 63% de las series más largas (50 años) indican tendencias de aumento. Los caudales mensuales presentan tendencias de

disminución en el 65% de las series con 25 años de observaciones (localizadas en la región andina). El resto de estaciones, pertenecen a la región del Pacífico y muestran señales de aumento.

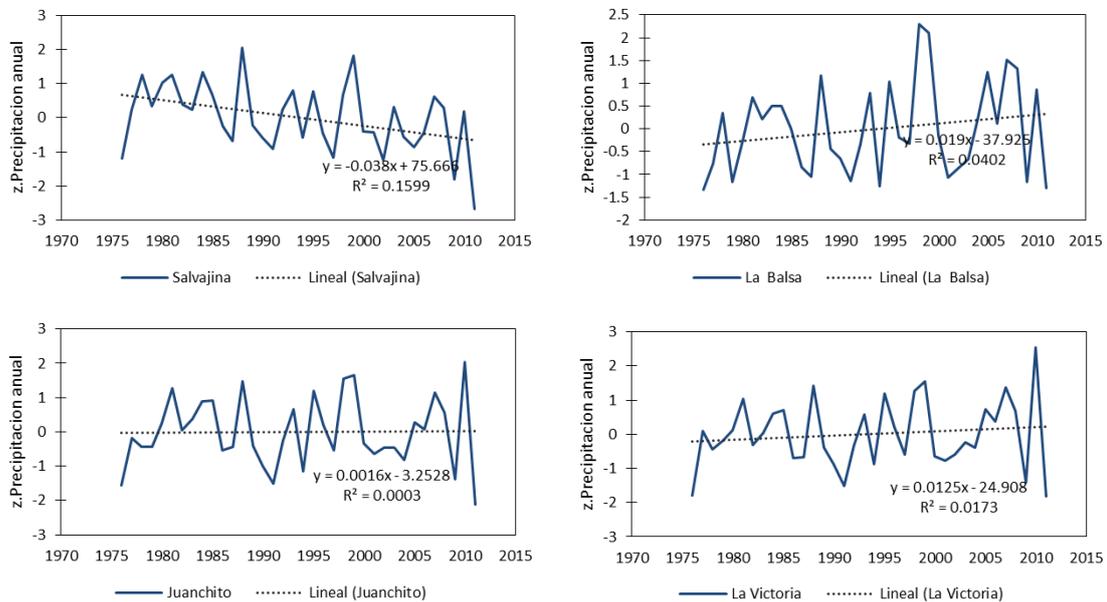


Figura 3-3. Variación temporal de precipitación anual (estandarizada) en el área tributaria a las estaciones aforo sobre el río Cauca.

Elaboración propia con datos de 70 estaciones climatológicas de la CVC periodo 1976-2011.

Puertas et al., (2011), estudiaron las alteraciones en la oferta hídrica, empleando la prueba Mann Kendall. Las variables precipitación total anual, mensual multianual y semianual-trimestral de 108 estaciones localizadas en el alto Cauca y Valle alto del río Cauca en el periodo 1975-2006. Los resultados demuestran tendencias significativas negativas en la precipitación anual, el cambio promedio es -0.7% por decenio en 24 estaciones que representan el 22% del total. Se comparan las tendencias anuales con las variables geográficas (latitud, longitud y altitud), mediante la determinación de funciones de regresión y evaluación del grado de ajuste con el coeficiente de correlación de Pearson (r). Se encontró que la precipitación ha disminuido en todos los casos por encima de los 1500 m de altitud y en latitud menor a 3.52°N dentro de las montañas de los Andes, pero existen tendencias de aumento al noreste de la cuenca, por debajo de los 1300 msnm. En el análisis de la precipitación mensual multianual se encontraron cambios significativos negativos (-0.2% por decenio), en el 42% de las estaciones. Sin embargo, tanto en la precipitación anual como mensual se encuentra una combinación de tendencias negativas y positivas en igual porcentaje de estaciones.

En síntesis, diferentes estudios confirman tendencias significativas y heterogéneas en el comportamiento de la precipitación en el sitio de estudio, resaltando entre otros, el potencial incremento en el escurrimiento en el sur de la cuenca (en la cabecera) y descenso del centro hacia el norte que pueden derivar en cambios en el comportamiento de los extremos hidrológicos del río Cauca.

3.5 Régimen de crecidas

El río Cauca presenta un régimen bimodal de caudales, con dos períodos de caudales menores (enero-marzo y julio-septiembre) y dos de crecidas (abril-junio y octubre-diciembre), tal como indica la Figura 3-4 (CVC. et al, 2007a).

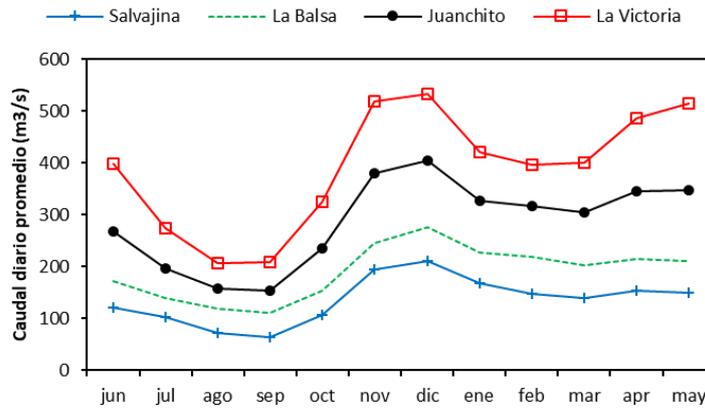


Figura 3-4. Régimen de caudales mensuales medios en el río Cauca

La clasificación de una crecida como histórica, debe considerar múltiples factores, entre los que pueden mencionarse: la magnitud de los daños causados, el caudal pico registrado, la duración de la creciente, la extensión del área afectada, etc. La Figura 3-5 contiene las series temporales de los caudales máximos anuales en el río Cauca, señalando un decrecimiento en la magnitud de las crecidas hasta 1990 y un posterior ascenso; además las crecidas registradas en la década de 1960, son históricas para Salvajina y La Balsa, mientras que en La Victoria los eventos históricos tuvieron lugar en 1975, y en Juanchito en 2010-2011.

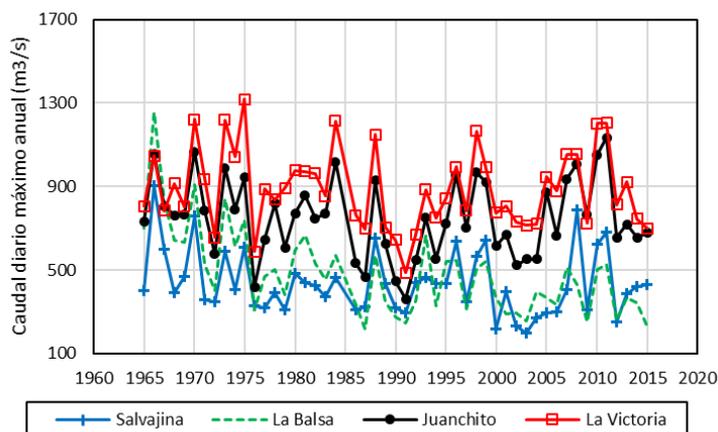


Figura 3-5. Caudal máximo diario anual en el río Cauca. 1965-2015

La Tabla 3-2 presenta 10 crecidas históricas desde 1965 en el Valle Alto del río Cauca, seleccionadas considerando: i) los 10 valores más altos de caudal máximo diario anual de las estaciones de interés, ii) Que en al menos 3 estaciones se presente un caudal dentro de los diez máximos de toda la serie anual. iii) El año esté incluido en el listado inundación histórica de la CVC.

Tabla 3-2. Caudal diario máximo anual de los diez mayores eventos de crecida en el río Cauca entre 1965 y 2011

Año hidrológico inicial	Caudal diario máximo anual (m ³ /s)				ENSO ONI	Área inundada km ²
	Salvajina	La Balsa	Juanchito	La Victoria		
1966	903	1254	1057	1048	-0.2	364
1970/71	760	908	1067	1222	-0.9	590
1973	590	839	990	1219	-1.4	400
1975/76	609	738	943	1317	-1.0	413
1984	465	569	1018	1214	-0.6	230
1988	650	568	929	1148	-1.2	80
1998/99	563	506	966	1166	-1.1	137
2008	785	429	1009	1055	-0.3	83
2010	624	505	1052	1202	-1.0	440
2011	682	524	1135	1205	-0.6	393

Por otro lado, las crecidas de 2010 y 2011 se transforman en los máximos históricos para las estaciones Juanchito y Mediacanoa. Por lo tanto, la mayor regulación del régimen de crecidas se observa en la estación La Balsa, mientras que las crecidas de Juanchito, Mediacanoa y La Victoria son afectadas por otros procesos no controlados, como: cambios del régimen de precipitación y modificación de los usos del suelo que alteran el patrón de escurrimiento de los ríos tributarios y dificultan la laminación de los picos de caudal.

Carvajal-Escobar et al. (2014), caracterizaron la distribución espacial de la precipitación máxima acumulada en tres y seis días durante las crecidas históricas entre 1988 y 2011. Para la precipitación acumulada en seis días, identifican núcleos de lluvia (de 120 mm a 375 mm), localizados en los flancos de las cordilleras Occidental y Central, sobre varias cuencas de ríos tributarios al Cauca y concluyen que el escurrimiento en dichas regiones aporta significativamente a los desbordamientos del río Cauca y estas áreas deben ser objeto de intervención.

La inundación de 1997 es un caso particular ya que ocurre en el periodo de transición entre una fase negativa y una positiva de ENSO. De un lado, la crecida ocurre en el trimestre (DEF), en el que se prevén caudales superiores al promedio. Además, entre jul/95 y feb/96 el índice ONI, se mantuvo en valores negativos inferiores a -0.5 (evento La Niña). A partir de mar/96 hasta la inundación en feb/97 la anomalía de las temperaturas en el Océano Pacífico región Niño 3-4 continúan por debajo del promedio, pero sin consolidar un evento La Niña. Así, aun cuando no todas las inundaciones ocurren durante la fase fría de ENSO; en este caso, ya existían unas condiciones previas de humedad del suelo que sumadas, a precipitaciones en toda la cuenca, ocasionan una crecida de corta duración. Cabe resaltar que posterior a dicha inundación, inició un evento El Niño fuerte que se extendió hasta 1998, ocasionando una sequía generalizada en la cuenca alta del río Cauca, evidenciando la sensibilidad del sistema hidrológico frente a extremos de ENSO.

Se estima que el Valle Alto del río Cauca posee 844 km² susceptibles a inundaciones (el 23% del total). Esta situación en una de las zonas agroindustriales más productivas de Colombia, sumada a las necesidades de abastecimiento continuo de agua y al suministro de energía eléctrica, conllevan a la creación de la CVC en 1954, institución para la gestión ambiental en el Valle del Cauca y al desarrollo de infraestructura para el control de inundaciones (Velasquez y Jimenez, 2004). La Figura 3-6, muestra el área afecta por inundaciones históricas desde 1950, destacando que durante la temporada de lluvias 2010-

2011 se produjeron inundaciones similares a las observadas en 1975, antes de la construcción del embalse.

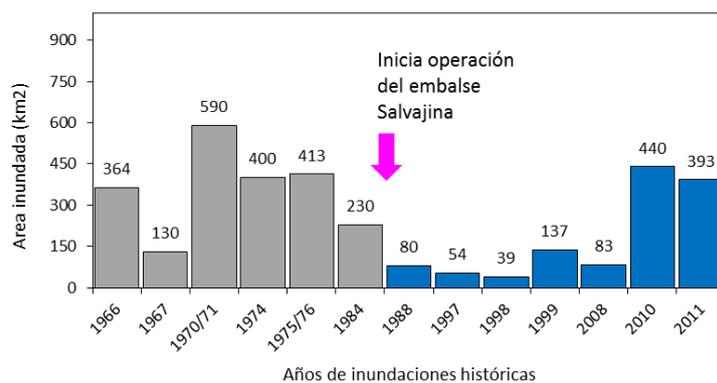


Figura 3-6. Área afectada por las inundaciones históricas del río Cauca
Elaborado con datos de (Carvajal-Escobar et al., 2014; CVC. et al., 2007a).

3.6 Sequías hidrológicas

En términos de distribución espacial, la región andina colombiana es una de las más afectadas por las sequías meteorológicas y conecta las más fuertes, a años El Niño. Según el Índice Oceánico El Niño (ONI) (NOAA, 2016); desde 1970 se han presentado 14 eventos El Niño. En la región andina colombiana las sequías meteorológicas ocurren con una frecuencia de 4 a 8 años y se observan tendencias de intensificación de dichos eventos en el suroccidente del país (Hurtado, 2012). Adicionalmente, la cuenca Magdalena – Cauca muestra los valores más críticos de anomalías con relación a El Niño. En especial, la cuenca media del Cauca muestra un 38% de disminución de los caudales en el trimestre DEF y en el departamento del Valle del Cauca, se presentan descensos de hasta el 50% en los caudales de los ríos tributarios al Cauca (Bedoya et al., 2010; IDEAM, 2014).

Loaiza et al. (2014), indican que desde 1970, se han presentado nueve sequías en Colombia que coinciden con El Niño. Según OSSO, Red, y UNISDR (2015), en el Valle del Cauca, se reportan seis sequías hidrológicas (1986, 1992, 1994, 1997-98, 2001-02 y 2015). Por consiguiente; la fase cálida de ENSO tiene una fuerte conexión con los caudales mínimos, pero la manifestación del Niño no implica necesariamente el registro de sequías meteorológica en el área de estudio.

La Figura 3-7, muestra el comportamiento de los caudales mensuales mínimos anuales desde 1965 en las cuatro estaciones de interés. Los caudales mínimos extremos se registraron con mayor frecuencia antes de 1985. Sin embargo, en 2015 se presenta un nuevo registro histórico.

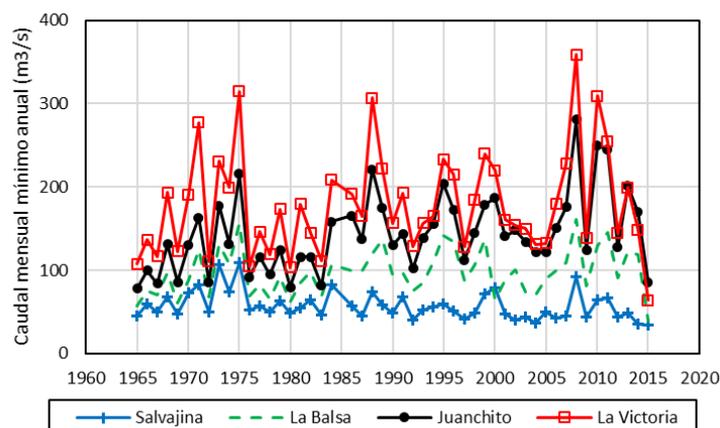


Figura 3-7. Caudal mensual mínimo anual en el río Cauca, periodo 1965-2015.

3.7 Distribución espacial de lluvia en años de eventos históricos de inundaciones y sequías.

Para identificar la variación espacial de la precipitación en la cuenca valle alto del río Cauca durante los eventos de sequía e inundaciones, se eligió revisar el comportamiento de la precipitación entre 1991-1992, (Sequía por El Niño) y 2010-2011 (Inundaciones por La Niña), ambos periodos con fuerte impacto socioeconómico en Colombia. Con información de precipitación mensual de 70 estaciones ubicadas en la cuenca, fueron determinadas la precipitación acumulada trimestral en los dos periodos de menos lluvias: DEF y JJA; y los dos más lluviosos: MAM y SON. La especialización de los resultados se llevó a cabo con interpolación tipo *kriging*, con el modelo exponencial y la transformación logarítmica de las variables. Las Figura 3-8 y Figura 3-9 respectivamente, presentan el resultado del análisis para el trimestre más seco (JJA) y más húmedo (SON) de 1992 y 2010. En la Figura 3-8 se aprecia para el año 2010 (panel derecho), una franja de abundante precipitación en el suroccidente y nororiente (piedemonte de las cordilleras Occidental y Central de los Andes) el núcleo de máximas en el suroccidente se localiza sobre el área tributaria a las estaciones Salvajina y Juanchito; también resalta que entre 1992 y 2010 en dichas regiones la diferencia de la precipitación es cercana al 67% y que la precipitación de JJA equivale que al promedio anual en el Valle del Cauca.

La distribución espacial de la precipitación acumulada en el trimestre SON de los años 1992 y 2010 (Figura 3-9) señala precipitaciones abundantes en toda la cuenca en 2010 que alcanzaron doble de la lluvia registrada en 1992. Se observa en 2010, una ampliación de los núcleos de máximas en el nororiente, en comparación con la distribución de JJA del mismo año. Confirmando la fuerte alteración del patrón de precipitación y su efecto en las inundaciones y sequías.

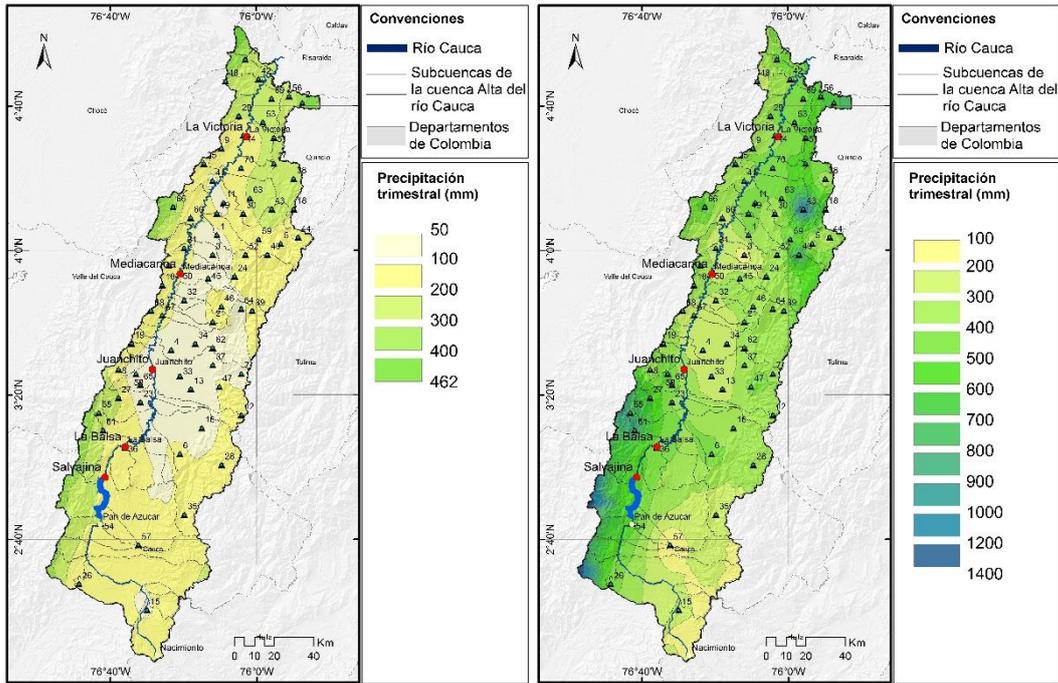


Figura 3-8. Distribución espacial de la precipitación del trimestre JJA (periodo más seco según el régimen hidrológico en Colombia). Izquierda 1992 año de sequía por El Niño y a la derecha 2010 año de inundaciones por La Niña. Elaboración propia

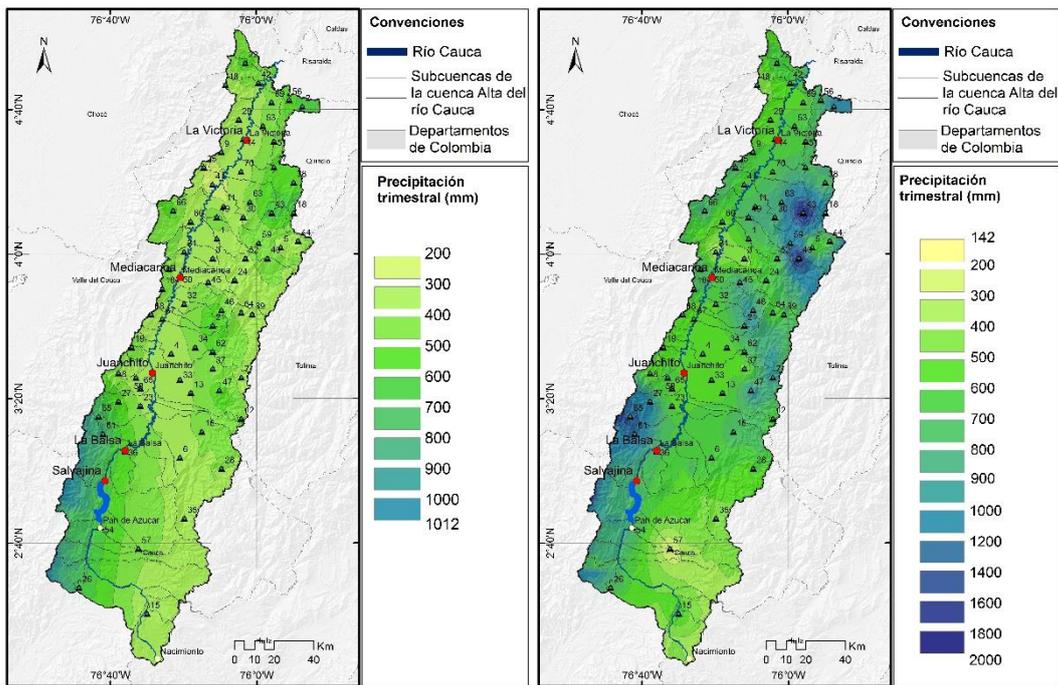


Figura 3-9. Distribución espacial de la precipitación del trimestre SON (periodo más húmedo según el régimen hidrológico en Colombia). Izquierda 1992 año de sequía por El Niño y a la derecha 2010 año de inundaciones por La Niña. Elaboración propia

3.8 Estudios previos de modelación estadística de caudales del río Cauca

Enciso, et al., (2016) realizaron el análisis de frecuencias de la precipitación y de caudales máximos diarios anuales entre 1965 y 2011, en las estaciones Pan de Azúcar, Juanchito, Mediacanoa y La Victoria, comparando el ajuste de las distribuciones Log normal 2p, Gumbel y Log Pearson III. El resultado señala a la función Log Pearson III, como la de mejor ajuste en el 68% de las 107 series de precipitación y en todas las de caudal. Una división de la serie histórica en los Regímenes Natural (RN: 1965-1985) y Alterado (RA: 1986-2011), permiten apreciar el efecto del embalse así: los eventos de crecida recurrentes en RN con periodo de retorno (T) menor a 10 años, son relativamente menos frecuentes en la serie RA. Sin embargo, la ocurrencia de eventos mayores a 1050 m³/s tiene un T de 100 años en RN, pero en RA dicho T es 12 años. Evidenciando cambios en el tiempo en la probabilidad de ocurrencia de crecidas anuales.

En el análisis regional de caudales mínimos del río Cauca, Arbeláez y Castro, (2007) ajustan las series a la función de distribución de probabilidad Wakeby. La regionalización se realiza con el método del índice de caudal establecido en función del área de la cuenca. Se encontró que la media de las descargas mínimas está linealmente correlacionada con el área de drenaje. Cabe resaltar que Wakeby es una distribución de 5 parámetros adecuada para series estacionarias con muy fuerte asimetría. Poveda y Álvarez, (2012) identificaron que la fuerte asociación entre ENSO y los caudales de crecidas en Colombia, se refleja en la función de distribución de probabilidad que describe el comportamiento de la variable hidrológica. La dinámica de las series temporales muestra tendencias, y persistencia, que invalida las hipótesis de estacionariedad e independencia requeridas para la estimación probabilística de caudales. Adoptan que una serie de tiempo hidrológica puede ser descrita como la combinación de varias series provenientes de diferentes distribuciones condicionadas por las distintas fases de ENSO y, por lo tanto, la probabilidad de ocurrencia de un evento extremo es la combinación de las probabilidades individuales de cada fase del fenómeno.

Los estudios antecedentes indican, que las series hidrológicas de caudal máximo y mínimo pueden representarse por modelos estadísticos estacionarios de más tres parámetros o más (Log Pearson III, Wakeby, distribuciones mixtas), esto quiere decir que las series presentan: alta dispersión, heterogeneidad y asimetría positiva, por lo tanto, requieren más parámetros para ajustarse a la variabilidad de las observaciones. Además, los cambios asociados a la influencia del embalse y de las fases extremas de ENSO, llevan a reflexionar sobre la validez de la hipótesis de estacionariedad y la necesidad de adelantar un análisis de frecuencias no estacionario.

4 METODOLOGÍA

Este capítulo describe los diferentes análisis hidrológicos considerados para detectar y caracterizar la variabilidad de los eventos extremos del río Cauca por efecto de las variaciones climatológicas y antrópicas.

La secuencia metodológica aplicada es: verificar las hipótesis de estacionariedad, homogeneidad e independencia de las series temporales, determinar del grado de correlación entre el volumen almacenado en el embalse y los caudales extremos, proponer un índice de alteración antrópica para describir la influencia del embalse en el régimen hidrológico, evaluar la teleconexión entre algunos índices macroclimáticos de uso común en el trópico suramericano y las variables hidrológicas; y emplear los modelos aditivos generalizados de localización, escala y forma (gamlss) para incorporar covariables en el Análisis de Frecuencias No Estacionario, teniendo en cuenta diferentes métodos de análisis como el uso de ventanas temporales, modelos de tendencia usando el tiempo como término aditivo, modelos de distribuciones de probabilidad mixtos y modelos de covariables externas.

4.1 Información Climática e Hidrológica

Toda la información fue suministrada por la Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca (CVC) y complementada con registros del archivo institucional del Grupo de Investigación en Ingeniería de Recursos Hídricos y Suelos, IREHISA, de la Universidad del Valle. Los datos climáticos se obtienen de bases de datos disponibles online del proyecto *Reanalysis* NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) y de las agencias ambientales NOAA (2017b); y JAMSTEC (2010).

Las variables anuales, consideran que el año hidrológico en Colombia inicia el 1 de junio del año i y finaliza el 31 de mayo del año $i+1$. Las series temporales excluyen los registros de 1985 (año de llenado del embalse) porque se adopta como atípico. El volumen diario almacenado es estimado a partir de batimetrías realizadas por la CVC en 1985, 2003 y 2011 y el registro de niveles en el embalse al final del día. El caudal de entrada al reservorio, es una serie temporal compuesta ya que desde 1980, los datos de la serie corresponden a la transposición de caudales de estaciones ya suspendidas (CVC. et al., 2007b). Todas las series hidrológicas se presentan en el anexo C.

Los datos de partida fueron los registros de caudal diario de las estaciones limnigráficas/hidrométricas del río Cauca: Salvajina, La Balsa, Juanchito y La Victoria, distribuidas a lo largo de la cuenca Valle Alto río Cauca. Algunas estaciones poseen

registros diarios desde 1946. Sin embargo, el análisis exploratorio define 1965-2015 como periodo común de análisis por presentar un porcentaje de datos faltantes inferior al 5 % en todas las estaciones. En este trabajo las variables de extremos hidrológicos son:

- **El caudal diario máximo anual (AM)** en m³/s: Es el valor máximo de cada año hidrológico.
- **El caudal mensual mínimo anual (Am)** en m³/s: Es el valor mínimo de cada año hidrológico y se obtuvo de los caudales promedio mensuales.
- **La duración de la crecida máxima anual (dmax)** en días. Esta variable tiene en cuenta que del análisis de las anomalías de caudal diario de los años con inundaciones históricas en el Valle del Cauca y a partir del criterio de expertos, Enciso et al. (2014) definen que en el río Cauca, la ventana de las crecidas inicia cuando el caudal diario excede un 60% el valor medio diario multianual entre 1986 y 2011. En dicho trabajo, la anomalía A_q durante cada año hidrológico depende del caudal diario promedio de la estación i ($\overline{Q_{ci}}$) y el caudal promedio multianual, en m³/s, ($\overline{Q_{mi}}$) (Ecuación 4-1). Por lo tanto, La duración de la crecida máxima anual corresponde al periodo donde los caudales son mayores a 1.6 veces el promedio multianual, entre 1986 y 2015, y se observa el máximo anual.

$$\overline{a}_q = \frac{(\overline{Q_c} - \overline{Q_m})}{\overline{Q_m}} \quad (\text{Ec 4-1})$$

Al emplear el umbral adoptado, sobre los hidrogramas de los años hidrológicos de donde se han observado crecidas históricas (Tabla 3-2), se identifica una separación media de 10 días entre los eventos de crecida máxima anual y otros de menor magnitud. Esta información, permitió adoptar de forma empírica que eventos separados 10 días consecutivos proceden de fenómenos meteorológicos diferentes, aun cuando se acepte que los caudales diarios en un río de valle aluvial, como es el caso del Cauca, muestren fuerte auto correlación y que el análisis de eventos independientes sobre un umbral es un tema en el cual se debe profundizar en el futuro. Algunos métodos empíricos para definir los eventos de crecida sobre un umbral pueden ser consultados en más detalle en Lang et al., (1999).

- **La duración del estiaje anual (dmin)** en días: Es el total de días donde se observa el caudal diario mínimo y se registran valores inferiores al índice Q₉₀ del trimestre JJA que corresponde al periodo de estiaje más severo. Para la estación Juanchito el umbral es 140 m³/s o caudal admisible para el control de estiajes y de la contaminación en la estación de aforo. Otros índices de caudal de estiaje pueden consultarse en WMO et al. (2009).

4.2 Variables macroclimáticas

Las variables macroclimáticas, usadas como términos explicativos son: el Índice Oceánico El Niño, ONI; la Oscilación Decadal del Pacífico, PDO; el Índice El Niño Modoki EMI; la anomalía de la temperatura superficial del océano Pacífico región Niño3 – SST3; el Índice Oscilación del Sur, SOI; la Corriente en Chorro del Chocó, CCC y el Índice multivariado ENSO – MEI.

Se adopta el valor promedio por año hidrológico de las diferentes variables climáticas, bajo la hipótesis que este dato capta la persistencia las señales climáticas, por lo que el valor promedio anual de los índices climáticos puede expresar adecuadamente años típicos de las fases opuestas de ENSO y mostrar buena teleconexión con ambos extremos hidrológicos, sin embargo, el grado de teleconexión y persistencia será verificado más adelante.

Adicional al uso de los índices climáticos, se realiza un Análisis de Componentes Principales (ACP) de los siete índices climáticos y las componentes principales que explican el mayor porcentaje de varianza, se incorporan en los modelos estadísticos no estacionarios, como otra alternativa de análisis de frecuencias.

4.3 Análisis de estacionariedad

La no estacionariedad en las series de tiempo hidrológicas y climáticas, es evaluada con diferentes pruebas estadísticas. La independencia es valorada a través de la función de auto correlación y la prueba Ljung-Box (Ljung y Box, 1978; Montenegro, 1989). La prueba de Mann-Kendall es la utilizada en la identificación de tendencias; al ser la presencia de auto-correlación en la serie un factor de calado en los resultados de la prueba, se aplica la prueba Mann-Kendall con pre-blanqueo (Yu y Wang, 2002; Yue y Wang, 2004) sí el coeficiente de la función de auto-correlación es significativo. Para determinar los puntos de cambio en la media se aplicaron las pruebas estadísticas de Pettitt (Pettitt, 1979), Buishand (Buishand, 1982), SNHT (Toreti et al., 2011) y von Neumann (von Neumann, 1941). Los puntos de cambio en la varianza fueron evaluados con la prueba Levene (Levene, 1960).

Cuando se identifican puntos de cambio, independientemente de la significancia estadística, se divide la serie temporal de tamaño n en dos submuestras. La muestra m_1 va del año i hasta el año k de la ruptura y la muestra m_2 , desde el año k hasta el año n . Sí el tamaño de la submuestra lo permite ($n_m > 20$), se repiten las pruebas de Mann-Kendall y Pettitt, para corroborar la estacionariedad de las submuestras.

La serie se considera estacionaria, si no se detectan tendencias y puntos de cambio en el registro completo y en sus muestras; de lo contrario es no estacionaria (Figura 4-1).

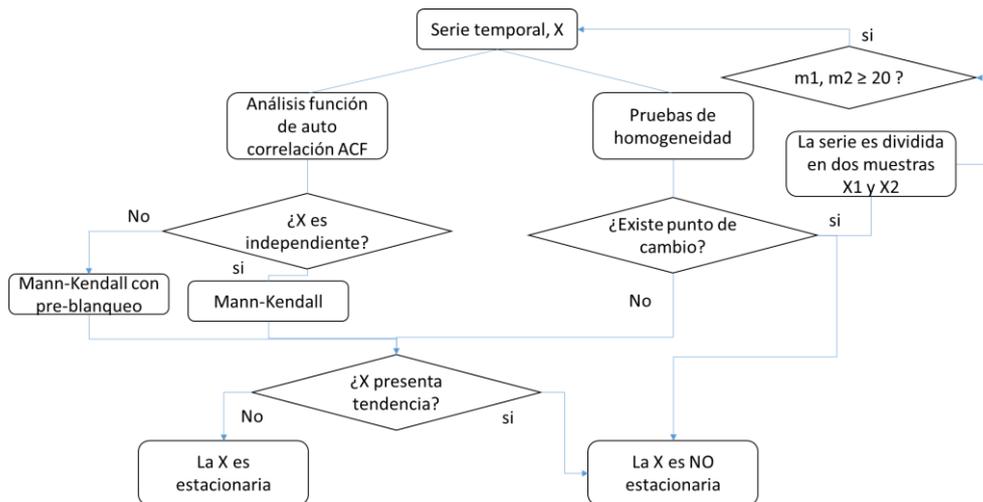


Figura 4-1. Diagrama de flujo de la evaluación de estacionariedad.
Elaboración propia

4.3.1 Función de auto correlación

La función de auto correlación serial (en inglés ACF) expresa el grado de dependencia temporal entre observaciones de una misma señal y permite encontrar patrones repetitivos, como la periodicidad. Por lo tanto, el análisis de dependencia serial es una comparación de la correlación entre la serie temporal X_t , con una versión de sí misma desplazada en el tiempo k periodos, definida por la expresión:

$$r_k = \frac{\sum_{t=0}^{n-k} (x_t \cdot x_{t+k}) - 1/(n-k) \sum_{t=0}^{n-k} (x_t) \cdot \sum_{t=0}^{n-k} (x_{t+k})}{\sqrt{\sum_{t=0}^{n-k} x_t^2 - \frac{1}{n-k} (\sum_{t=0}^{n-k} x_t)^2} \sqrt{\sum_{t=0}^{n-k} x_{t+k}^2 - \frac{1}{n-k} (\sum_{t=0}^{n-k} x_{t+k})^2}} \quad (\text{Ec 4-2})$$

La ACF cumple que cuando $k = 0$, entonces $r_0 = 1$; $-1 \leq r_j \leq 1$; y simetría si $\rho_j = \rho_{j-k}$. Además, en la media que k aumenta, ρ_j disminuye. También es común definir el número máximo de rezagos (*Lags*) entre $0.1n$ y $0.25n$, dependiendo del tamaño n de la muestra.

La estructura interna de la serie temporal X_t es obtenida con el análisis gráfico del auto-correlograma, el cual traza los valores de ρ_j en función de k . Los límites críticos de la función de auto correlación pueden ser obtenidos con:

$$(r_k) \text{ límites} = \left\{ \frac{1}{n-k} \right\} \left(-1 \pm z_{1-\frac{\alpha}{2}} \sqrt{n-k-1} \right) \quad (\text{Ec 4-3})$$

Donde, $z_{1-\frac{\alpha}{2}}$ es la desviación normal estándar para un nivel de significancia α (Para 95% de confianza $z = 1.96$). Sí el valor de r_k excede el rango de valores críticos, la hipótesis nula de independencia es rechazada, esto indica la serie temporal presenta algún grado de persistencia (Machiwal y Jha, 2012). Complementando este análisis, sí la ACF indica dependencia serial, el resultado es confirmado con la prueba estadística no paramétrica Ljung-Box, también adecuada para aceptar/rechazar la hipótesis de independencia.

4.3.2 Prueba Ljung-Box

La prueba Ljung-Box, es usada para respaldar la significancia estadística, cuando el análisis ACF indica dependencia. El test evalúa que todos los coeficientes de correlación son simultáneamente iguales a cero y por lo tanto independientes, determinando el estadístico:

$$Q = n(n+2) \sum_{k=1}^h \left(\frac{\hat{r}_k^2}{n-k} \right) \quad (\text{Ec 4-4})$$

Donde n es el tamaño de la muestra, \hat{r}_k es la auto correlación a rezago k y h es el número de retardos evaluados. La hipótesis nula (H_0) acepta que los datos son independientes si $Q \sim \chi_m^2$, es decir sigue una distribución Chi-cuadrado para una significancia α , con $m = h - p - q$ grados de libertad, para p, q orden del modelo ajustado. Se rechaza la H_0 si $Q > \chi_{1-\alpha, h}^2$ (Ljung y Box, 1978).

4.3.3 Prueba de homogeneidad normal estándar (SNHT)

Dada una variable X con media \bar{X} y desviación estándar S , el estadístico $T(k)$ es usado para comparar la media de los primeros k años con el resto $(n - k)$ años, siguiendo la ecuación:

$$T_{(k)} = k\bar{z}_1^2 + (n - k)\bar{z}_2^2, \quad k = 1, 2, 3 \dots n; \text{ donde} \quad (\text{Ec 4-5})$$

$$\bar{z}_1 = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k \frac{(X_i - \bar{X})}{S}, \text{ y } \bar{z}_2 = \frac{1}{n-k} \sum_{i=k+1}^n \frac{(X_i - \bar{X})}{S} \quad (\text{Ec 4-6})$$

El año k es un punto de cambio si T es un máximo. Para rechazar la hipótesis nula el estadístico $T_0 = \max T(k); 1 \leq k \leq n$, donde T_0 es el valor crítico que depende del tamaño de la muestra (Alexandersson, 1986) en (Escalante-sandoval y Garcia-Espinoza, 2014).

4.3.4 Prueba de Pettitt

Pettitt, (1979) define como hipótesis nula H_0 que la serie sigue una o más distribuciones que tienen el mismo parámetro de localización. La hipótesis alternativa H_a es que existe un punto de cambio. Esta prueba no paramétrica se basa en la comparación de los rangos r_i dos muestras de la serie temporal de tamaño n , para los primeros k años de registro y los últimos $(n - k)$ años. El estadístico que se emplea se define como:

$$X_k = 2 \sum_{i=1}^k r_i - k(n+1); \quad k=1,2,\dots,n \quad (\text{Ec 4-7})$$

El cambio brusco en la media es detectado cuando, el valor del año T cumple

$$X_T^* = \max_{1 \leq k \leq n} |X_k| \quad (\text{Ec 4-8})$$

Donde X_T es el estadístico de Pettitt y T es el punto de cambio. La significancia estadística se da para $p \leq 0.05$ cuando:

$$p \sim 2 \exp\left(\frac{-6X_T^2}{n^3 + n^2}\right) \quad (\text{Ec 4-9})$$

4.3.5 Prueba de Buishand

La prueba estadística de Buishand, tiene un principio bayesiano y por tanto, puede ser aplicada en series con cualquier tipo de distribución, para identificar los cambios en la Media. El estadístico de Buishand es:

$$S_0^* = 0; y, S_k^* = \sum_{i=1}^k (X_i - \bar{X}) \quad \text{para } k=1,2,\dots,n \quad (\text{Ec 4-10})$$

Cuando la serie es homogénea S_k^* alcanza una caída alrededor de cero. Sin embargo, el año k es un punto de cambio sí, S_k^* alcanza un máximo (pendiente negativa) o un mínimo (pendiente positiva). El rango R es:

$$R = \left(\frac{\max(S_k^*) - \min(S_k^*)}{S} \right); 0 \leq k \leq n \quad (\text{Ec 4-11})$$

Donde S es la desviación estándar de la muestra. Luego la razón $\frac{R}{\sqrt{n}}$ es comparada con valores críticos para definir la significancia estadística (Buishand, 1982).

4.3.6 Prueba de von Neumann

Esta prueba es robusta para señalar desviaciones al supuesto de homogeneidad en la media de la variable X . Sin embargo, no permite identificar el punto de cambio en la media de la serie temporal. La evaluación se realiza con el estadístico N definido como:

$$N = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} (X_i - X_{i+1})^2}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \quad (\text{Ec 4-12})$$

Donde (\bar{X}) es el promedio de la serie. La variable X es homogénea, cuando $N = 2$; y se rechaza la hipótesis Nula (H_0) sí $N \ll 2$. La significancia estadística para $p < 0.05$ es definida por los valores críticos de N para una significancia alfa del 5% (Buishand, 1982; von Neumann, 1941).

4.3.7 Prueba de Levene

La prueba de Levene es de tipo inferencial, usada para valorar cambios en la varianza de una serie temporal dividida en al menos dos grupos. La hipótesis Nula H_0 sostiene que las varianzas poblacionales son idénticas (homocedasticidad). Si el p-valor < 0.05 , se rechaza H_0 y no es posible descartar que hay cambios en la varianza. En este caso el estadístico es determinado por:

$$W = \frac{(N - k) \sum_{i=1}^k N_i (Z_i^* - Z^*)^2}{(k - 1) \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^{N_i} (Z_{ij} - Z_i^*)^2} \quad (\text{Ec 4-13})$$

Donde, W es el resultado de la prueba, k es el número de diferentes grupos a los que pertenecen los casos muestreados; N es el número total de casos en todos los grupos, N_i el número de casos en el i -ésimo grupo, Y_{ij} el valor de la j -ésima caso del i -ésimo grupo; además:

$$Z_{ij} = \begin{cases} |Y_{ij} - \bar{Y}| \\ |Y_{ij} - \tilde{Y}| \end{cases} \quad (\text{Ec 4-14})$$

Donde \bar{Y} la media del i-ésimo grupo, y \tilde{Y} es la mediana del i-ésimo grupo. Luego

$$Z^{**} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^{N_i} Z_{ij} \quad (\text{Ec 4-15})$$

$$Z^* = \frac{1}{N_i} \sum_{j=1}^{N_i} Z_{ij} \quad (\text{Ec 4-16})$$

Z^{**} es la media de todo Z_{ij} ; mientras que Z^* es la media de Z_{ij} del grupo i . La significancia de W es verificada con $F(\alpha, k-1, N-k)$ donde F es un cuantil de la prueba F de distribución, con $k-1$ y $N-k$ son los grados de libertad, y $\alpha = 0.05$ es el nivel de significación elegido (Levene, 1960).

4.3.8 Prueba Mann-Kendall

La prueba de Mann-Kendall es un análisis no paramétrico que permite identificar tendencias en la serie temporal, sin asumir linealidad. En este caso el estadístico de Mann-Kendall es:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(Q_j - Q_i) \quad (\text{Ec 4-17})$$

Donde Q_i y Q_j son observaciones con $j > i$, y la función sgn es:

$$\text{sgn}(Q_j - Q_i) = \begin{cases} 1 \text{ sí } (Q_j - Q_i) > 0 \\ 0 \text{ sí } (Q_j - Q_i) = 0 \\ -1 \text{ sí } (Q_j - Q_i) < 0 \end{cases} \quad (\text{Ec 4-18})$$

La prueba estadística estandarizada es:

$$Z_s = \begin{cases} \frac{S-1}{[\text{var}(S)]} \text{ si } S > 0 \\ 0 \text{ sí } S = 0 \\ \frac{S+1}{[\text{var}(S)]} \text{ si } S < 0 \end{cases} \quad (\text{Ec 4-19})$$

La varianza de la muestra para una serie con elementos sin colas es:

$$\text{var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (\text{Ec 4-20})$$

Si uno o más datos son iguales (tendencias) la varianza es:

$$\text{var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^g t_i(i-1)(2i+5)}{18} \quad (\text{Ec 4-21})$$

Donde n es el tamaño de la muestra, t_i es el número de elementos de extensión i , y g es el número de elementos con tendencia. El p-valor de cada prueba es:

$$p = 2[1 - \Phi(|Z_s|)] \quad (\text{Ec 4-22})$$

Donde Φ es la distribución acumulada de la función normal estándar. Así la H_0 se rechaza si $Z_s > Z_{\frac{\alpha}{2}}$ y $Z_s < -Z_{\frac{\alpha}{2}}$. Debido a que la dependencia serial afecta los resultados de la prueba. Yue y Wang (2004) propone aplicar el pre-blanqueo. De tal forma que, si r_1 es el coeficiente correlación a rezago 1, el pre-blanqueo de la variable Q es:

$$Q_t = Q_{t-1} - r_1 Q_t \quad (\text{Ec 4-23})$$

4.4 Análisis de componentes principales

El Análisis de Componentes Principales (ACP) es una técnica que permite sintetizar información (número de variables) de un conjunto de datos cuantitativos correlacionados. El ACP produce nuevas variables, llamadas componentes principales CP que son combinaciones lineales de las variables originales, el nuevo conjunto de CP es de igual cantidad de variables, solo que no están correlacionadas (Funciones Ortogonales). Las CP retienen la variabilidad presente en los datos originales. Para la selección de la cantidad de CP a incluir se adopta el criterio de emplear el conjunto que CP que representa el 80% de la varianza total.

Siendo X un vector de p variables aleatorias estandarizadas, entonces:

$$CP_k = a_{k1}x_1 + \dots + a_{kp}x_p = \sum a_{kj}x_j; k = 1, 2, \dots, p \quad (\text{Ec 4-24})$$

Donde a_{kj} son constantes numéricas y x_j son los valores estandarizados que tienen las variables en cada uno de los sujetos de la muestra, de tal forma que las nuevas variables CP tengan varianza máxima de orden decreciente y ausencia de correlación entre sí. Las CP se obtienen diagonalizando la matriz de correlaciones R o covarianzas S , de las variables originales, de tal forma que a_{kj} se obtiene con las coordenadas de los vectores propios asociados a los valores propios de S o R , ordenados de forma decreciente y que representan las varianzas de las CP más detalles sobre la formulación matemática puede consultarse en Carvajal-Escobar, (2004).

En este trabajo se aplica el ACP a:

- Los caudales diarios máximos anuales de las estaciones Salvajina, La Balsa, Juanchito y La Victoria, para el análisis de correlación con índices del embalse y variables climáticas.
- Los caudales mensuales mínimos anuales de las estaciones anteriores, para el análisis de correlación con índices del embalse y variables climáticas.
- Los valores promedio por año hidrológico de los índices climáticos ONI, PDO, EMI, anomalía de SST3, SOI, CCC y MEI; con el fin de generar nuevos índices, que

permitan construir modelos estadísticos parsimoniosos y emplearlos en la modelación de los extremos hidrológicos.

4.5 El embalse y los extremos hidrológicos

Para identificar los efectos del embalse en los extremos hidrológicos, se propone comparar los periodos 1965-1984 (en adelante régimen no regulado - RN) y 1986-2015 (régimen regulado - RR), de todas las variables hidrológicas de las estaciones La Balsa, Juanchito y La Victoria. Para determinar los cambios en el régimen de caudales máximos/mínimos, se compara el coeficiente de caudal mensual de los periodos: no regulado RN (1965-1984) y regulado RR (1986-2015), siguiendo la expresión:

$$Cc = Q_i / \bar{Q} \quad (\text{Ec 4-25})$$

Teniendo en cuenta que desde la puesta en operación del embalse el valor de \bar{Q} ha cambiado en todas las estaciones (ver Tabla 3-1), se adopta que el Coeficiente Cc equivale a la relación entre el caudal máximo o mínimo promedio Q_i de cada mes i , y el caudal promedio multianual del periodo 1986-2015 \bar{Q} , ambos en m^3/s .

También se evalúa el cumplimiento de los objetivos de regulación de caudales máximos y mínimos desde 2007. Para esto, se determina para cada mes el porcentaje de días con caudales superiores a $130 \text{ m}^3/\text{s}$ e inferiores a $900 \text{ m}^3/\text{s}$ y se compara con el cumplimiento de la regla de operación desde 1985.

4.6 Índices de embalse como señales de alteración antrópica del régimen hidrológico

Se analiza la posible conexión entre los índices de embalse ($IE1$, $IE2$) y las variables hidrológicas. El análisis se lleva a cabo, evaluando el grado de correlación de los índices de embalse con las componentes principales (CP) más significativas de los caudales extremos anuales de cuatro estaciones de aforo, estimadas de acuerdo con la metodología del apartado 4.4.

4.6.1 Índice de escurrimiento medio $IE1$

El índice de embalse propuesto por López y Francés (2013) y empleado por Machado et al. (2015), considera la relación entre el porcentaje de área regulada y la tasa de retención del volumen de escurrimiento medio multianual es:

$$IE1(t) = \sum_{i=1}^n \frac{A_{Ri}(t)}{A_S} \cdot \frac{C_{Ri}(t)}{C_S} \quad \text{para } i=1,2,\dots,n \quad (\text{Ec 4-26})$$

Donde, A_{Ri} es el área tributaria al embalse en km^2 , en el año t , A_S es el área tributaria a la estación en km^2 , C_S es el Volumen promedio escurrido en la cuenca hasta la estación S y en hm^3 , C_R es la Capacidad total de almacenamiento del embalse en hm^3 ; y n el número de embalse aguas arriba de la estación. El índice permite establecer el grado de alteración en

función del porcentaje de área no regulada y el escurrimiento medio que no puede ser retenido en el embalse.

4.6.2 Índice de volumen almacenado IE2.

El efecto de un embalse en la regulación de caudales disminuye, en la medida que aumenta el área de drenaje a una estación de aforo, sí el área tributaria al embalse es fija. Sin embargo, el volumen almacenado también influye en la capacidad de regular las crecidas, ya que niveles altos de almacenamiento o una baja disponibilidad de retener volúmenes limita la capacidad de gestión frente inundaciones aguas abajo del embalse, y en periodos de sequía niveles mínimos de almacenamiento también limitan la posibilidad de aumentar las descargas para alcanzar los caudales mínimos de regulación, por lo tanto, los cambios en el almacenamiento también afectan el grado de alteración de los caudales extremos en la estación objetivo. Es bajo la hipótesis anterior que, que este trabajo propone un ajuste al índice *IE1* (Ec 4-26), reemplazando el coeficiente de capacidad de retención del escurrimiento medio en la cuenca por un coeficiente que permita considerar los efectos de la operación del embalse, así el volumen disponible/almacenado es incluido como factor de alteración del régimen de crecidas y estiajes con la expresión:

$$IE2(t) = \sum_{i=1}^N \frac{A_{Ri}(t)}{A_S} \cdot \frac{C_R(t)}{\bar{V}_R(t)} \quad (\text{Ec 4-27})$$

Donde $\bar{V}_R(t)$ es el volumen almacenado anualmente en hm^3 .

Con el objetivo de incluir un valor anual de volumen almacenado representativo para ambos extremos hidrológicos se realiza un análisis de correlación entre las series anuales de volumen de cada mes y el promedio por año hidrológico vs La componente principal (*CP*) más significativa de los caudales máximos y mínimos anuales de las estaciones aguas abajo del embalse, obtenidas con la metodología del apartado 4.4. El análisis estadístico se lleva a cabo aplicando la prueba de correlación de Kendall Tau. También se evalúa el grado de correlación entre los índices de embalse *IE1*, *IE2* y las *CP* de los caudales extremos anuales para verificar su significancia en la modelación estadística.

4.6.2.1 Prueba Kendall Tau

El coeficiente de correlación Kendall Tau (τ), es una prueba no paramétrica basada en rangos o relación entre las posiciones de datos ordenados entre dos variables. Este tipo de análisis es menos afectado por valores extremos o desviaciones a la linealidad. Como otros coeficientes, la correlación está dada para: $-1 < \tau < 1$, así la pendiente de la correlación depende del signo de τ y su intensidad del máximo valor absoluto $|\tau|$.

El cálculo consiste en organizar parejas de datos $n = (x_1, y_1), (x_2, y_2), \dots, (x_n, y_n)$, acomodadas de menor a mayor, de acuerdo con la magnitud de los valores de x , donde y_i es la variable dependiente. Una vez ordenados, se estima el número de pares concordantes

n_c para $y_i > y_j (i > j)$, y el número de casos discordantes n_d , tal que $y_i < y_j (i > j)$. Así el coeficiente τ es expresado por:

$$\tau = \frac{n_c - n_d}{\frac{1}{2}n(n-1)} \quad (\text{Ec 4-28})$$

La significancia estadística depende de la distribución normal del estadístico Z para alfa 0.05, para $S = n_c - n_d$:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & S < 0 \end{cases} \quad (\text{Ec 4-29})$$

Donde $\text{var}(s) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18}$, y la significancia depende del valor $|Z| > Z_{1-\frac{\alpha}{2}}$.

4.7 Análisis de teleconexión entre extremos hidrológicos y las variables macroclimáticas

Aunque la conexión entre los índices climáticos y el régimen de precipitación y caudales en el valle alto del río Cauca ha sido documentado en capítulos anteriores. Es importante confirmar el grado de dependencia con las variables de extremos hidrológicos utilizadas en este estudio. El análisis se basa en el coeficiente de correlación de Kendall Tau sin rezagos y permite identificar la asociación entre variables sin implicar relación lineal. Los análisis de correlación tienen en cuenta las siguientes variables:

- Los valores anuales de los índices climáticos: media móvil trimestral y promedio por año hidrológico
- La(s) Componentes Principales que representan el 80% de la variabilidad de los caudales diarios máximos anuales y las CP significativas de los caudales mensuales mínimos anuales de las cuatro estaciones hidrométricas en el río Cauca en el periodo 1965-2015.

4.8 Modelación estadística de los extremos hidrológicos

La modelación estadística de la frecuencia y magnitud de los extremos hidrológicos se basa en los modelos aditivos generalizados de localización, escala y forma gamlss, empleando el paquete estadístico GAMLSS sobre la plataforma R en las versiones más recientes disponibles. Los diferentes métodos de Análisis de Frecuencias contemplados son:

- **Modelo estacionario M0:** corresponde a modelos gamlss, donde los parámetros de la distribución son constantes e independientes de las covariables.
- **Modelo de tendencia temporal M1:** en este caso los parámetros de la distribución de probabilidad pueden mostrar tendencias asociadas al tiempo en los modelos gamlss.

- **Modelo de distribuciones mixtas M2:** los parámetros de una distribución mixta de dos componentes varían en función de la probabilidad de ocurrencia de eventos extremos ENSO en el periodo 1965-2015.
- **Modelo de covariables M3:** se refiere a modelos aditivos gamlss, en los cuales los parámetros de la distribución cambian, a lo largo del periodo de análisis, en función de uno o varios índices climáticos, un índice de embalse o la combinación de ambos tipos de variables explicativas.
- **Modelos de covariables M4:** similar al método anterior, en esta sección los gamlss poseen parámetros que dependen de las Componentes Principales más significativas de los índices climáticos y de los índices de embalse.
- **Pronósticos:** a partir de los mejores modelos obtenidos tipo M3 y M4 de tendencias lineales, se formulan proyecciones en función de nuevos datos agregados a los términos aditivos.

Los gamlss descritos en capítulos anteriores, poseen gran flexibilidad para la selección de la función de distribución y el tipo de tendencias sobre sus parámetros, y por lo tanto permite realizar comparaciones. Los modelos aditivos gamlss asumen que las variables independientes aleatorias Y_i para $i = 1, \dots, n$, tienen una función de distribución de densidad $F_Y(y_i|\theta_i)$, donde $\theta_i = (\mu_i, \sigma_i, \nu_i, \tau_i)$, representa un vector de 4 parámetros (localización, escala y dos de forma), cada uno de los cuales puede ser una función de variables explicativas (Stasinopoulos et al., 2015). La Figura 4-2, resumen las variables independientes, las covariables, el tipo de tendencias y el grupo de funciones de distribución preseleccionados a ser modelados en gamlss.

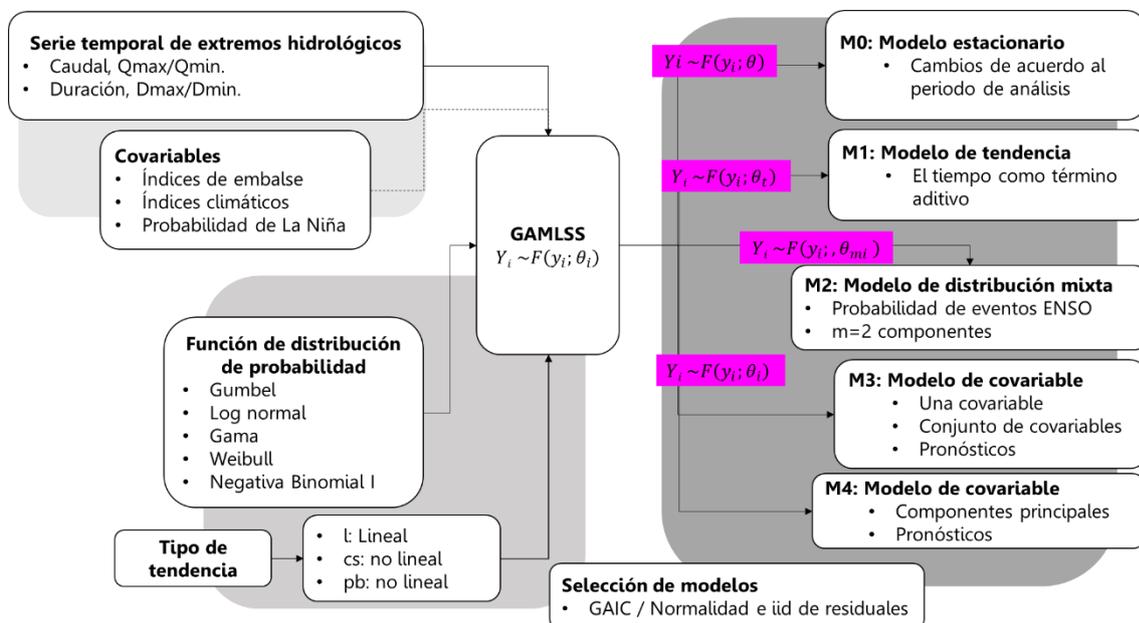


Figura 4-2. Metodología para la modelación estadística de extremos hidrológicos. A la izquierda las variables de entrada a los modelos y las diferentes distribuciones de probabilidad empleadas, así como el tipo de tendencia aplicada a los parámetros, donde l representa dependencia lineal, cs () suavizado por splines-cúbicos y pb () suavizado por B-splines penalizados. A la Derecha y los diferentes modelos estadísticos obtenidos con la herramienta gamlss.

4.8.1 Funciones de suavizado

Los modelos estadísticos no estacionarios, pueden presentar tendencias lineales o no lineales a través de funciones de suavizado. Los términos aditivos y el tipo de tendencias sobre los parámetros son vinculados al modelo gamlss, a través de una función de enlace monotónica $g_k(\cdot)$ para $k = 1, 2, \dots, 4$ y los efectos aleatorios corresponden a modelos aditivos semi-paramétricos, expresados por:

$$g_k(\theta_k) = \eta_k = X_k \beta_k + \sum_{j=1}^{m_k} h_{jk}(x_{jk}) \quad (\text{Ec 4-30})$$

Donde θ_k y η_k son vectores de longitud n , X_k es una matriz de covariables de orden $n \times m$ (índices climáticos y de embalse), y β_k es un vector de parámetros de longitud m , $h_{jk}(x_{jk})$ representan la dependencia funcional entre los parámetros de la distribución y x_{jk} que es un vector de covariables para $j = 1, 2, \dots, m$.

La incorporación de términos de suavizado en los GAMLSS tiene muchas ventajas, como es el poder identificar no linealidades en los efectos de las covariables en la modelación de los parámetros. Este trabajo emplea como modelos de suavizado, los B-splines penalizados, $pb(\cdot)$ y cuando esto no es posible se utilizan los splines cúbicos $cs(\cdot)$.

Hasta ahora el procedimiento de penalización en modelos con suavizado $cs(\cdot)$, involucra cierta subjetividad o conocimiento antecedente especializado (López-de-la-Cruz, 2013; Villarini et al., 2009b). Por lo anterior, las versiones más recientes de la herramienta GAMLSS recomiendan substituir los splines cúbicos $cs(\cdot)$, por la función de Beta splines penalizados, $pb(\cdot)$ (Rigby et al., 2016).

Las funciones $cs(\cdot)$ y $pb(\cdot)$ se basan en B-splines de porciones polinómicas de grado 3 pero, mientras los $pb(\cdot)$ toman iguales distancias entre nodos en el eje x , en los $cs(\cdot)$ los nodos son diferentes según los valores de la variable x . Otra diferencia es que los $pb(\cdot)$ alcanzan el suavizado en la función, por penalización de parámetros lambda. Mientras que los $cs(\cdot)$ logran el suavizado al penalizar la segunda derivada de la función. Sin embargo, Las curvas de suavizado de ambas funciones, son muy similares (Stasinopoulos et al., 2015).

Los $pb(\cdot)$ minimizan los grados de libertad (df) del modelo, por diferentes métodos estadísticos ej.: Máxima Verosimilitud (ML), GAIC, etc. Mientras, Villarini, Smith, et al.(2009b) y López and Francés (2013), reportan la necesidad de acotar, a criterio experto los df en los modelos con $cs(\cdot)$, lo cual puede repercutir en cierta subjetividad en el resultado. La justificación para mantener ambas alternativas de suavizado es que en ocasiones la convergencia de los modelos con métodos locales tipo pb , es menos estable comparada con aquellos que tienen los grados de libertad fijos (Rigby et al., 2016).

4.8.2 Selección de los términos aditivos y el tipo de tendencia

Los modelos no estacionarios son estimados con un proceso de dos etapas, usando las funciones: `stepGAICALL.A()`, `stepGAICALL.B()` y `stepGAIC.CH()`. Las funciones permiten construir los modelos seleccionando los términos aditivos e identificando el tipo de dependencia, al filtrar los más adecuados por el Criterio de Información de Akaike Generalizado. Las etapas para la adición acumulativa de términos aditivos y el tipo de dependencia son:

1. Aplicar las funciones: `stepGAICALL.A()` y `stepGAICALL.B()` para construir modelos agregando términos aditivos en cada parámetro de la distribución. El proceso hace una computación que descarta/agrega términos aditivos uno a uno, evaluando un parámetro cada vez o en todos de forma simultánea. El resultado es un modelo con dependencia lineal a múltiples covariables. Las estrategias de selección de cada subrutina pueden consultarse en el manual de `gamlss` (Rigby y Stasinopoulos, 2008; Stasinopoulos et al., 2015).
2. Una vez definido los modelos de tendencia lineal. Se aplica la función `stepGAIC.CH()`: que busca una a una, cuales covariables pueden presentar tendencias no lineales. Este proceso solo se aplica en el parámetro μ .
3. Usar la función `drop1All()` para verificar la significancia de las covariables en el modelo.

4.8.3 Selección de modelos

La selección de los modelos se apoya en los resultados del Criterio de Información de Akaike y el Criterio Bayesiano de Schwarz (SBC). En la práctica es frecuente encontrar que mientras *AIC* es generoso en la selección del modelo, el *SBC* es muy restrictivo; esto significa que la selección basada solo en el *AIC* puede llevar a seleccionar el modelo con mayor cantidad de parámetros, alterando el principio de parsimonia. Mientras que con el uso de *SBC* es más probable obtener un modelo más parsimonioso al tener una penalidad más fuerte sobre los grados de libertad del modelo. En cuanto a cual criterio de información es más adecuado para la selección de los modelos, Burnham y Anderson (2004) sostienen que el *AIC* debe ser utilizado si la relación $\frac{n}{p} \geq 40$. No obstante, Wang y Liu (2006) encuentran diferencias poco significativas en el uso de ambos criterios para seleccionar modelos asociados a la dinámica poblacional de peces. Recientemente, Emiliano et al (2014) encuentran un mejor desempeño de *SBC* en comparación con *AIC*, para seleccionar modelos con datos que se ajustan a una distribución normal y con tamaño $n \geq 100$ y un mal desempeño de ambos criterios de información para identificar los modelos adecuados en series de tiempo.

Los `gamlss` emplean el estadístico Criterio de Información de Akaike Generalizado (*GAIC*) que reordenan la ecuación 2-17 como:

$$GAIC = -2 \cdot \ln(ML) + 2(k \cdot df) \quad (\text{Ec 4-31})$$

Para el estadístico *GAIC*, el valor del coeficiente *k* asociado a la penalización de los grados de libertad en función del número de parámetros del modelo, puede arrojar resultados

similares a los de otros estadísticos que se basan en la maximización de la función de verosimilitud. De tal forma que, cuando $k = 0$ entonces GAI C equivale a la Desviación Global, sí $k = 2$ el estadístico se refiere al valor clásico de AIC (ecuación 2-15), por el contrario sí $k = \ln(n)$ entonces GAI C = SBC (ecuación 2-16); y para $k = 3.84$, es el estadístico de la prueba Chi-cuadrado con un grado de libertad para un único parámetro desde que $\chi_{1,0.05}^2 = 3.84$ (Stasinopoulos et al., 2015).

El manual de *gamlss* sugiere usar un valor de penalidad en el rango $2.5 \leq k \leq 3.0$ (Rigby y Stasinopoulos, 2008). En esta tesis se adopta una penalidad $k = 3$, como límite para seleccionar un modelo cuyo grado de complejidad no degrade la capacidad de describir el comportamiento de la serie y conserve en lo posible el principio de parsimonia. Bajo el supuesto de que, en series de corta longitud y en modelos de interacción entre variables hidrológicas y climáticas los modelos con menor cantidad de parámetros pueden tender a expresiones lineales que no representan adecuadamente la complejidad de los procesos ambientales por lo que el criterio SBC puede ofrecer una excesiva penalización de los grados de libertad de ajuste de los modelos no lineales.

4.8.1 Bondad de ajuste de los modelos

En ausencia de un estadístico para determinar la bondad de ajuste de los modelos *GAMLSS*, Stasinopoulos et al. (2015) proponen verificar la normalidad presente en los cuatro primeros momentos estadísticos de los residuales, el coeficiente de correlación de Filliben y el comportamiento de los gráficos sin tendencia (*worm-plot*). Con base en este análisis se asegura que el modelo seleccionado represente la parte sistemática y que la información remanente (residuales) es i.i.d (ruido blanco).

4.8.2 Funciones de distribución

Las series discretas, son ajustadas a las distribuciones Poisson (PO) y Negativa Binomial tipo I (NBI), la PO permite cambios en la media y es adecuada para variables simétricas y sin dispersión; mientras la NBI posee dos parámetros que flexibiliza el forzamiento de en la varianza y consigue representar series con asimetría positiva y alta dispersión (Tabla 4-1).

Tabla 4-1. Distribuciones para variables discretas (Stasinopoulos et al., 2015)

Distribución Discretos	Función de densidad de probabilidad	Momentos de las distribuciones	Funciones de enlace $gk(*)$
Poisson	$p_Y(y \mu) = P(Y = y \mu) = \frac{e^{-\mu}\mu^y}{y!}$ <p>donde $y = 1, 2, \dots, \mu > 0$</p>	$E(Y) = \mu$ $Var(Y) = \mu$	$\mu = \text{Log}$
Binomial Negativa tipo I	$p_Y(y \mu, \sigma) = \frac{\Gamma(y + \frac{1}{\sigma})}{\Gamma(\frac{1}{\sigma})\Gamma(y + 1)} \left(\frac{\sigma\mu}{1 + \sigma\mu}\right)^y \left(\frac{1}{1 + \sigma\mu}\right)^{\frac{1}{\sigma}}$ <p>donde $y = 1, 2, \dots, \mu > 0, \sigma > 0$</p>	$E(Y) = \mu$ $Var(Y) = \mu + \sigma\mu^2$	$\mu = \text{Log}$ $\sigma = \text{Log}$

Las funciones de distribución de probabilidad evaluadas para las series continuas de caudal (Tabla 4-2), son: Weibull, (Gumbel o Valor Extremo I (GU), Log normal 2p (LN) y Gamma 2p (GA), todas de dos parámetros asociados a la media y la varianza, ampliamente usadas para en el análisis de frecuencias de extremos hidrológicos con cierto grado de asimetría. Dichas distribuciones presentan un menor error cuadrático medio en comparación con el uso de métodos basados en el ajuste grafico de las observaciones siguiendo algún orden de posición (*plotting position*) (Ouarda et al., 2008).

Tabla 4-2. Distribuciones para variables continuas con asimetría positiva (Stasinopoulos et al., 2015)

Distribución Continuos	Función de densidad de probabilidad	Momentos de las distribuciones	Funciones de enlace gk(*)
Weibull	$f_Y(y \mu, \sigma) = \frac{1}{\sigma} \exp \left\{ - \left(\frac{\sigma y^{\sigma-1}}{\mu^\sigma} \right) \exp \left[- \left(\frac{y}{\mu} \right)^\sigma \right] \right\}$ $y > 0, \mu > 0, \sigma > 0$	$E(Y) = \mu \Gamma \left(\frac{1}{\sigma} + 1 \right)$ $Var(Y) = \mu^2 \left\{ \Gamma \left(\frac{2}{\sigma} + 1 \right) - \left[\Gamma \left(\frac{1}{\sigma} + 1 \right) \right]^2 \right\}$	$\mu = \text{Log}$ $\sigma = \text{Log}$
Reverse Gumbel o Valor Extremo Tipo I	$f_Y(y \mu, \sigma) = \frac{1}{\sigma} \exp \left\{ - \left(\frac{y-\mu}{\sigma} \right) - \exp \left[- \left(\frac{y-\mu}{\sigma} \right) \right] \right\}$ $-\infty < y < \infty, \text{ donde } -\infty < \mu < \infty, y \sigma > 0$	$E(Y) = \mu + \gamma \sigma \cong \mu + 0.57722\sigma$ $Var(Y) = \pi^2 \sigma^2 / 6 \cong 1.64493\sigma^2$	$\mu = \text{Identidad}$ $\sigma = \text{Log}$
Gumbel	$f_Y(y \mu, \sigma) = \frac{1}{\sigma} \exp \left\{ \left(\frac{y-\mu}{\sigma} \right) - \exp \left[\left(\frac{y-\mu}{\sigma} \right) \right] \right\}$ $-\infty < y < \infty, \text{ donde } -\infty < \mu < \infty, y \sigma > 0$	$E(Y) = \mu - \gamma \sigma \cong \mu - 0.57722\sigma$ $Var(Y) = \pi^2 \sigma^2 / 6 \cong 1.64493\sigma^2$	$\mu = \text{Identidad}$ $\sigma = \text{Log}$
Log Normal 2	$f_Y(y \mu, \sigma) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2} y} \exp \left\{ - \frac{[\log(y) - \mu]^2}{2\sigma^2} \right\}$ $y > 0, \mu > 0, \sigma > 0$	$E(Y) = \omega^{\frac{1}{2}} e^{\mu}$ $Var(Y) = \omega(\omega - 1)e^{2\mu}$ $\omega = \exp(\sigma^2)$	$\mu = \text{Log}$ $\sigma = \text{Log}$
Gamma	$f_Y(y \mu, \sigma) = \frac{1}{(\sigma^2 \mu)^{\frac{1}{\sigma^2}} \Gamma \left(\frac{1}{\sigma^2} \right)} y^{\frac{1}{\sigma^2} - 1} * e^{-\frac{y}{\sigma^2 \mu}}$ $y > 0, \mu > 0, \sigma > 0$	$E(Y) = \mu$ $Var(Y) = \sigma^2 \mu^2$ $\sigma^2 = 1/\alpha, \mu = \alpha\beta$	$\mu = \text{Log}$ $\sigma = \text{Log}$

4.9 Modelos estacionarios: M0

El análisis de frecuencias convencional es empleado para identificar no estacionariedad en la fdp. Para tal fin, se evalúan modelos estacionarios en muestras de la serie según:

- los puntos de cambio en la media,
- las fases de ENSO, empleando como filtro los años hidrológicos catalogados como representativos de La Niña, el Niño y Normales según los criterios de la NOAA y el índice ONI y,
- en ventanas móviles de longitud 25 años en las series de extremos anuales con periodo de registro 1946-2015.

La no estacionariedad es confirmada si la función de distribución cambia; o sí para un mismo cuantil, la magnitud de los valores extremos cambia en las diferentes muestras.

4.10 Modelos de tendencia temporal: M1

El uso de tendencias temporales es ampliamente utilizado. En este caso se emplean para identificar sí los modelos se ajustan a cambios graduales en uno o varios parámetros. El análisis se realiza a todo el periodo de registro (1965-2015) y permite verificar la hipótesis de estacionariedad.

4.11 Modelos de distribución mixta: M2

GAMLSS, permite modelar distribuciones mixtas considerando no estacionariedad. En este caso la variable aleatoria y ; proviene de k componentes, que tienen una distribución $f_k(y)$, con un peso π_k para $k = 1; 2; \dots; K$, entonces la densidad (marginal) de Y está dada por:

$$f_Y(y) = \sum_{k=0}^K \pi_k f_k(y) \quad (\text{Ec 4-32})$$

Donde, $0 < \pi_k < 1$; es la probabilidad de cada componente k , para $k = 1; 2; \dots; K$, y $\sum_{k=0}^K \pi_k = 1$. Cuando la función de densidad $f_k(y)$ depende de los parámetros θ_k , y de una variable explicativa (término aditivo) x_k , entonces $f_Y(y) = f(y|\theta_k, x_k)$. El modelo determina la Máxima Verosimilitud con un algoritmo de Maximización Esperada (EM) o un modelo Logístico para una Distribución Multinomial. Este trabajo adopta un modelo de dos componentes:

$$F_T(X \geq x) = \pi(x_1)_1 \cdot f(y|\theta_1, x_1) + (1 - \pi_1) \cdot f(y|\theta_2, x_2) \quad (\text{Ec 4-33})$$

Donde, los parámetros de cada población y los pesos son funciones la tasa ocurrencia de La Niña $x_k = \frac{n_{ik}}{n}$, o razón entre la cantidad de datos n_{ik} de cierta fase de ENSO y el total de registros n . Las componentes son:

- k_1 = Caudales diarios máximos anuales de años La Niña, seleccionados por valor promedio anual de ONI ≤ -0.30 ;
- k_2 = Caudales diarios máximos anuales de años El Niño y Normales, seleccionados por valor promedio anual de ONI > -0.30 .

4.12 Modelos de covariable: M3 y M4

Los modelos estadísticos no estacionarios usan las covariables climáticas (ONI, PDO, CCC, MEI, SOI, SST, EMI); las principales CP de los índices climáticos y los índices de embalse (IE1, IE2). El proceso de selección se basa en el Criterio de Información de Akaike Generalizado (GAIC) y el diagnóstico de ajuste de los modelos se realiza verificando la normalidad e independencia de los residuales. La construcción del modelo tiene en cuenta la siguiente estructura:

- i) Para la estación en régimen natural se evalúan el conjunto de índices climáticos y se obtiene un modelo M3. En el caso de estaciones con régimen alterado por embalses, de los siete modelos usando individualmente cada una de las covariables climáticas, se seleccionan los índices climáticos de los tres mejores modelos;
- ii) Posteriormente, de los dos posibles modelos incorporando los índices de embalse (IE1 e IE2) como covariables, se selecciona como término aditivo, aquel índice que resulta estadísticamente más significativo.
- iii) Con las cuatro covariables obtenidas (tres climáticas y un índice de embalse), se valora el efecto conjunto de patrones de alteración y se obtiene un modelo M3.

- iv) Los modelos M4 incorporan de forma simultánea el índice de embalse más significativo, (obtenido en el paso ii) y las principales CP de los índices climáticos.

4.13 Modelos de covariable como herramientas de pronóstico

La herramienta gamlss permite formular pronósticos en modelos de una covariable, una vez se han establecido las funciones de dependencia entre las covariables y los parámetros de la distribución de probabilidad que representa la variable aleatoria, es posible formular proyecciones en función de nuevos datos agregados a los términos aditivos. Sin embargo, la herramienta, solo realiza pronósticos en modelos aditivos de tendencias lineales. Por lo tanto, en este trabajo se valoran la capacidad predictiva de la parte lineal de los modelos M3 obtenidos en el apartado 4.11.

Para los mejores modelos, se emplearán los primeros 25, 35 y 45 años de registros para calibrar los modelos. Posteriormente los datos de las covariables en el periodo restante se emplean para realizar el pronóstico y las observaciones no incluidas en cada calibración son utilizadas en la validación.

5 ESTACIONARIEDAD EN LAS VARIABLES HIDROLÓGICAS

La modelación estadística tradicional se basa en que la serie temporal observada proviene de una población que no presenta dependencia y que posee características estadísticas estacionarias (hipótesis i.i.d.). Enfocándonos en la hipótesis de estacionariedad, existen múltiples factores que pueden alterar el régimen hidrológico haciendo que una serie temporal resulte no estacionaria, entre ellos se tienen: cambios bruscos en los momentos estadísticos, tendencias significativas y/o tendencias significativas. Entre los elementos de alteración del régimen hidrológico destacan la variabilidad climática, el cambio climático, mudanzas en los usos del suelo, la construcción de obras hidráulicas, etc. Este capítulo presenta el análisis la hipótesis de estacionariedad de las variables climáticas e hidrológicas.

5.1 Estacionariedad en las variables hidrológicas de máximos anuales

A continuación, se realizan diferentes pruebas de hipótesis para aceptar o rechazar los supuestos sobre independencia, estacionariedad y homogeneidad de los índices de extremos hidrológicos en el río Cauca, a través de análisis estadístico no paramétrico de dependencia serial, tendencias graduales y cambios bruscos en la media y la varianza.

La Figura 5-1 presenta el comportamiento gráfico de los coeficientes de correlación de los caudales diarios máximos anuales. La serie de máximos anuales en La Balsa rechaza la hipótesis Nula (H_0) mostrando dependencia serial de 1 año y 3 años, para $r = 0.423$ y 0.371 , respectivamente, esta dependencia es confirmada con la prueba no paramétrica Ljung-Box. Las demás series de caudal diario máximo anual son independientes.

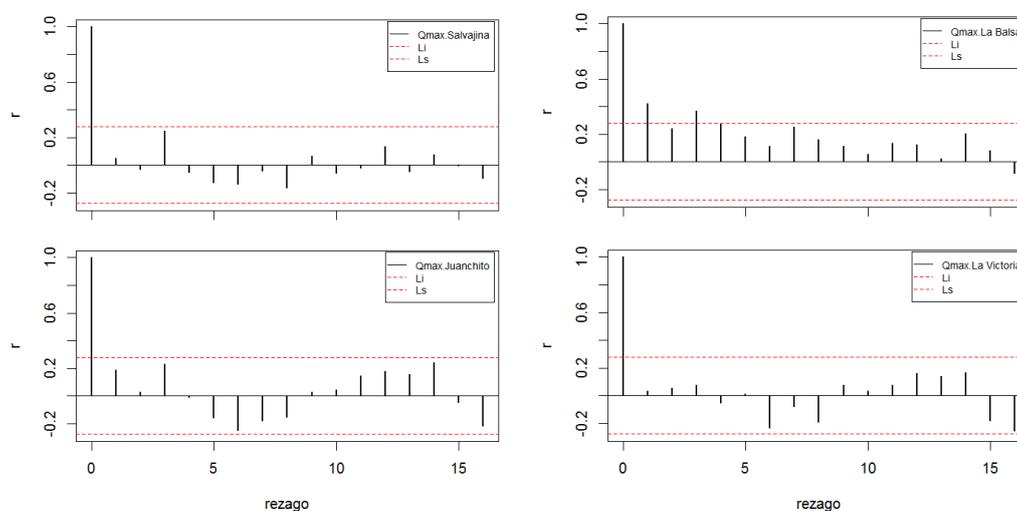


Figura 5-1. Función de auto correlación de las series de caudal diario máximo anual entre 1965 y 2015 ($\alpha = 95\%$ y rezago en años)

En el caso de la Balsa los coeficientes positivos consecutivos son señales de persistencia y puede depender dos factores, la memoria de los caudales de ríos perennes y a las descargas del embalse que producen un régimen pulsátil de los flujos del río que afecta las estaciones más próximas a la represa (Ramirez et al., 2010). La serie temporal duración de las crecidas en las estaciones La Balsa, Juanchito y la Victoria, aceptan la hipótesis de independencia (Figura 5-2).

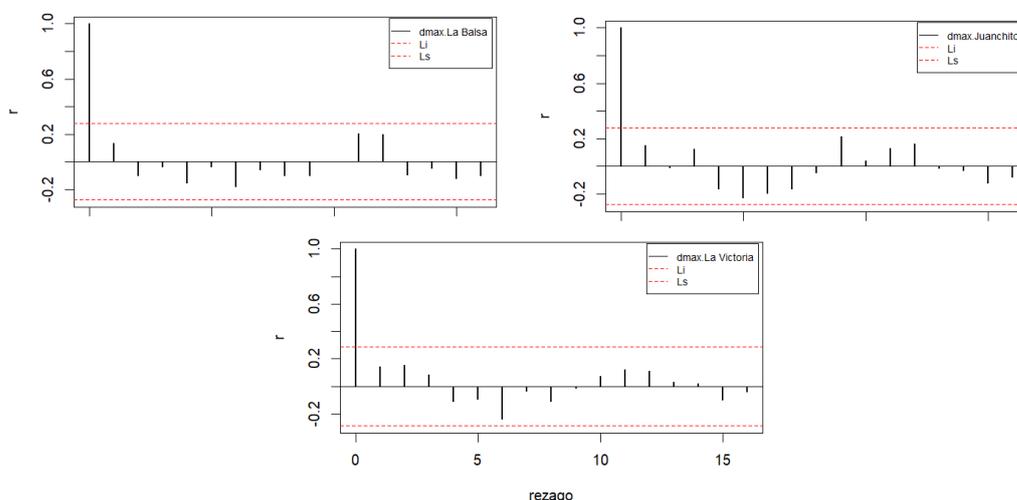


Figura 5-2. Auto correlación de la duración de las crecidas entre 1965 y 2015 ($\alpha = 0.95$ y rezago en años)

5.1.1 Rupturas y tendencias en las crecidas anuales

La Figura 5-3, muestra el comportamiento en el tiempo de las crecidas en todas las estaciones. Resalta la pendiente negativa de la línea de suavizado (*lowess*) de los caudales máximos en La Balsa. En Juanchito la tendencia muestra una disminución hasta mitad de la década de 1990 y un posterior cambio de sentido en la mediana, aumentando la magnitud hasta 2015.

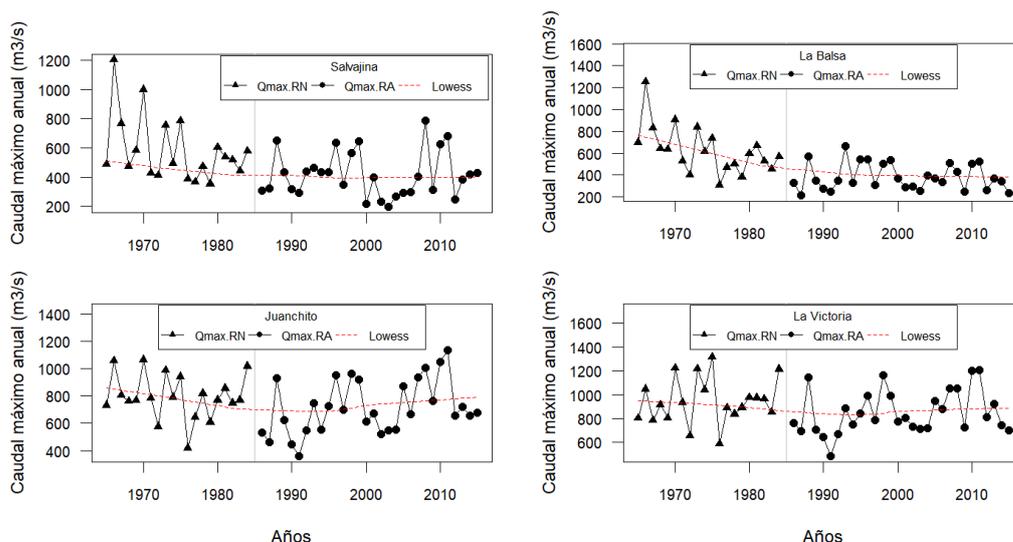


Figura 5-3. Caudales de crecida en el río Cauca entre 1965 y 2015.

Los triángulos resaltan las observaciones en régimen no regulado (RN) y los círculos los registros durante el régimen alterado (RA). La tendencia es graficada en rojo usando suavizado tipo Lowess.

Las pruebas estadísticas (Tabla 5-1), permiten corroborar las tendencias identificadas en el análisis gráfico (Figura 5-3). Los datos de la estación La Balsa rechazan la hipótesis de estacionariedad mostrando un punto de cambio importante en 1984, y un marcado descenso en la magnitud de las crecidas a lo largo del tiempo. En este caso, el 70% del área de la cuenca aferente es regulada por el embalse Salvajina y, por tanto, presenta fuerte alteración antrópica del régimen de crecidas, explicando los cambios en 1984, por el llenado del embalse y su puesta en operación en 1985.

Tabla 5-1. Resultados de las pruebas de hipótesis de homogeneidad para los caudales diarios máximos anuales en el río Cauca

Von N es la prueba de von Neumann, ACF es el resultado del análisis de auto correlación, M-Kendall es la prueba Mann-Kendall; p.c., es el año de cambio indicado en la prueba; Sig., es la significancia estadística, NS es no significativos, P1 significativo al 1%, P5 significativo al 5% y P10 es significativo al 10%. Tau es el estadístico de la prueba Mann-Kendall y su signo indica el sentido de la pendiente. (*) Indica que las pruebas de Mann-Kendall incluyen procesos para retirar la dependencia serial. (**) Pruebas realizadas para muestras Salvajina 1965-1998 indican otro cambio en 1975 NS y en Juanchito 1975-2015, un cambio en 2004 NS.

Periodo	Estación	Pettitt		Buishand		SNHT		Von N.	Levene	ACF	M-Kendall	
		p.c.	Sig	p.c.	Sig	p.c.	Sig	Sig	Sig	Sig	tau	Sig
RH 65-15	Salvajina**	1998	NS	1976	NS	1970	NS	NS	NS	NS	-0.14	NS
	La Balsa	1984	P1	1985	P1	1975	P1	P1	P5	P5	-0.33	P1
	Juanchito**	1984	NS	1976	NS	1975	NS	NS	NS	NS	-0.06	NS
RA 86-15	La Victoria	1984	NS	1985	NS	1984	NS	NS	NS	NS	-0.08	NS
	Salvajina	1999	NS	2008	NS	2007	NS	NS	NS	NS	0.00	NS
	La Balsa	1991	NS	2000	NS	2011	NS	NS	NS	P5	-0.04	NS
RN 65-84	Juanchito	1994	P5	1995	NS	1994	NS	NS	P10	NS	0.29	P5
	La Victoria	1992	NS	1996	NS	1992	NS	NS	NS	NS	0.21	NS
	Salvajina	1975	NS	1971	NS	1970	NS	NS	NS	NS	-0.22	NS
RN 65-84	La Balsa	1975	P5	1971	NS	1970	P5	NS	NS	P5	-0.38	P5
	Juanchito	1975	NS	1976	NS	1975	NS	NS	NS	NS	-0.02	NS
	La Victoria	1969	NS	1973	NS	1983	NS	NS	NS	NS	0.11	NS

Al evaluar las muestras 1965-1984 (Régimen no alterado = RN), se encuentra un nuevo punto de cambio en la media de los caudales en 1975 para Salvajina, La Balsa y Juanchito (Tabla 5-1). También se identifica una disminución gradual de las crecidas entre 1965 y 1984 (no significativa). En general, la alteración puede atribuirse tanto a efectos antrópicos, como climáticos ya que a finales de la década de 1950 inicia la construcción del proyecto para la regulación de caudales en el río Cauca, compuesto entre otros por: diques en las riberas del río, sistemas de bombeo y el embalse Salvajina (Velasquez y Jimenez, 2004). En relación a la variabilidad climática, en la década de 1970 ocurre un aumento en la frecuencia de ocurrencia de eventos ENSO y un cambio de fase de la PDO que afecta el régimen de precipitación especialmente en el norte de Suramérica y por lo tanto, la magnitud de las crecidas anuales hasta 1984 (Espinoza Villar et al., 2009; Méndez González et al., 2011).

En el régimen alterado (1986-2015), las pruebas de homogeneidad coinciden en resaltar la década de 1990 como periodo de cambios en las crecidas. Como posibles explicaciones Méndez González et al. (2011), aprecian una conexión entre condiciones de sequía durante el invierno boreal en México durante la fase negativa (fría) de la PDO. En el caso de estudio también se observan eventos extremos de sequías en la región que coinciden periodos cortos de fases frías de la PDO, entre 1989 y 1999.

Entre 1986 y 2015, los caudales de Juanchito muestran una ruptura en la media y tendencias de aumento significativas. Sin embargo, las crecidas de Juanchito en el periodo 1965-2015

resultan estacionarias. Estos resultados contradictorios pueden ser explicados, por los cambios en la pendiente de la línea de suavizado en los periodos 1965-1994 y 1995-2015 que representan, en cada periodo, tendencias de cambio opuestas y por lo tanto, parecen enmascarar la no estacionariedad en todo el periodo de registros 1965-2015 (Figura 5-3).

5.1.2 Rupturas y tendencias en la duración de las crecidas

Las líneas de tendencia de las series temporales de la duración de las crecidas máximas anuales, no muestra cambios importantes en La Balsa. Sin embargo, los periodos de caudales altos en Juanchito disminuyen hasta finales de la década de 1990 y luego empiezan a incrementar. La duración de las crecidas en La Victoria muestra una marcada tendencia de aumento, desde los años 90 (Figura 5-4).

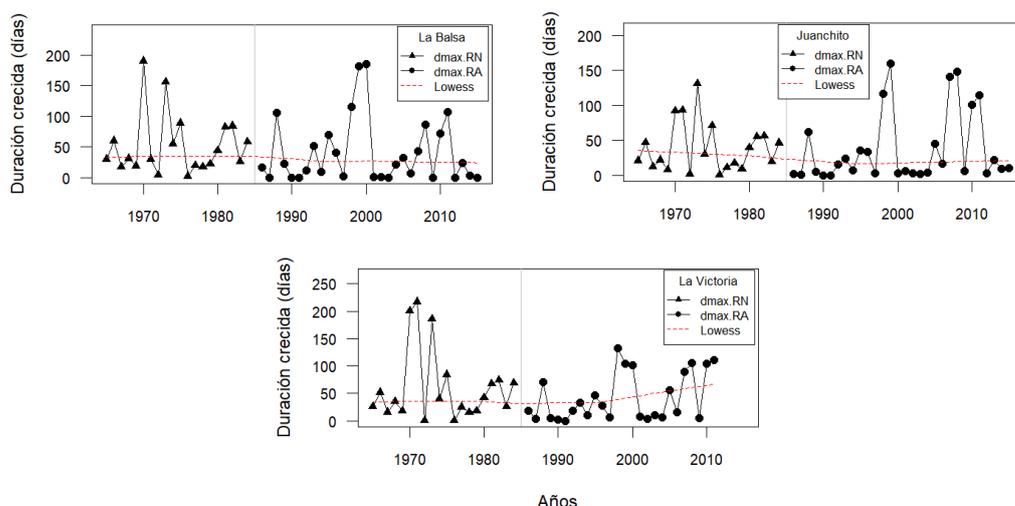


Figura 5-4. Duración de las crecidas anuales en el río Cauca desde 1965.

La Tabla 5-2 presenta los resultados de las pruebas estadísticas. En Juanchito el periodo 1965-2015 es estacionario. Sin embargo, existe una tendencia de aumento en el régimen alterado (similar al comportamiento de los caudales de crecida). También existen tendencias de aumento en RA para La Victoria, para un p-valor < 0.10. Esto confirma la alteración del régimen de crecidas posterior a la construcción del embalse, identificado en el capítulo 5.

Tabla 5-2. Resultados de las pruebas de homogeneidad aplicadas a la duración de las crecidas máximas anuales en el río Cauca.

(*) Indica que las pruebas de Mann-Kendall incluyen procesos para retirar la dependencia serial.
 (**) Pruebas realizadas para muestras Salvajina 1965-1998 indican otro cambio en 1975 NS y en Juanchito 1975-2015, un cambio en 2004 NS.

Periodo	Estación	Pettitt		Buishand		SNHT		Von N.	Levene	acf	M-Kendall	
		p.c.	Sig	p.c.	Sig	p.c.	Sig	Sig	Sig	Sig	tau	Sig
RH 65-15	La Balsa	1999	NS	2000	NS	1999	NS	NS	NS	NS	-0.13	NS
	Juanchito**	1984	NS	1997	NS	2005	NS	NS	NS	NS	-0.03	NS
	La Victoria	1975	NS	1976	NS	1975	NS	NS	NS	NS	0.00	NS
RA 86-15	La Balsa	2000	NS	2001	NS	2000	NS	NS	NS	NS	0.00	NS
	Juanchito	2004	NS	1998	NS	1997	NS	NS	NS	NS	0.23	P10
RN 65-84	La Victoria	1997	NS	1998	NS	1997	NS	NS	NS	NS	0.28	P10
	La Balsa	1979	NS	1976	NS	1969	NS	NS	NS	NS	0.07	NS
	Juanchito	1975	NS	1976	NS	1975	NS	NS	NS	NS	0.04	NS
	La Victoria	1979	NS	1977	NS	1976	NS	P5	P1	NS	0.06	NS

5.2 Estacionariedad en las variables hidrológicas de mínimos anuales

Los caudales mensuales mínimos anuales en todas las estaciones, adoptan la hipótesis de independencia (Figura 5-5). Sin embargo, la duración de los caudales mínimos en La Balsam, Juanchito y La Victoria, señalan dependencia serial a rezago 11 años con valores $r = 0.348, 0.338$ y 0.294 , respectivamente (Figura 5-6). La persistencia identificada debe ser eliminada en las pruebas de Mann Kendall para evitar señalar tendencias inexistentes en las series de duración del estiaje anual.

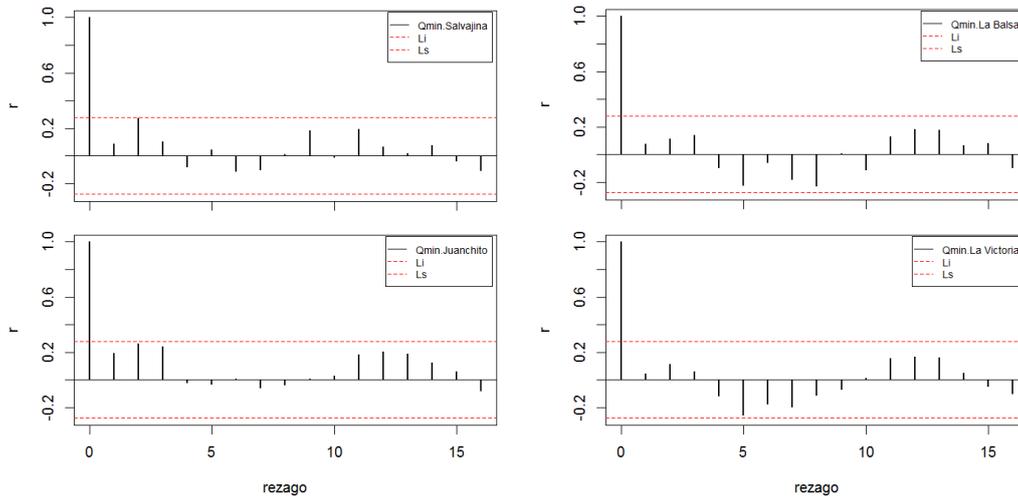


Figura 5-5. Auto correlación de los caudales mensuales mínimos anuales con un intervalo de confianza del 95% y rezago en años.

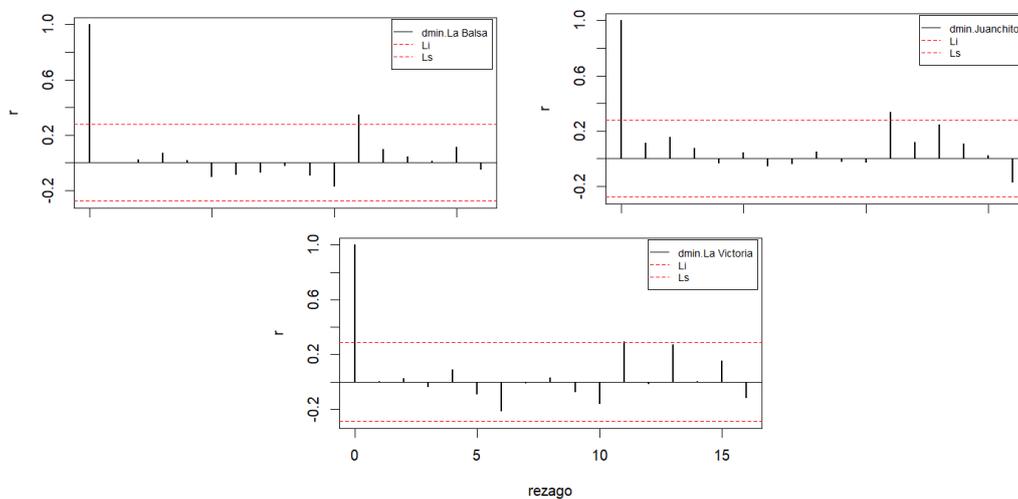


Figura 5-6. Análisis de auto correlación de la duración de los caudales mínimos anuales entre 1965 y 2015, (c.i.=0.95 y rezago en años).

5.2.1 Rupturas y tendencias en los caudales mínimos anuales

Las series temporales de caudales mensuales mínimos anuales desde 1965, indican: una tendencia decreciente en Salvajina, pero un aumento progresivo en el resto de estaciones. Además, los caudales observados en el año 2015 son los mínimos históricos para Salvajina, La Balsa y La Victoria; mientras que en Juanchito igualan los valores observados en el régimen no alterado (1965-1984) (Figura 5-7). Los resultados de las pruebas de

estacionariedad confirman las tendencias de disminución de los caudales mínimos en Salvajina y el aumento gradual de los caudales en La Balsa y Juanchito. Las observaciones de mínimos en La Victoria resultan estacionarias, aunque presentan cambios en la media no significativos en 1975 para RN, 2011 en RA y 1984 en el registro histórico 1965-2015 (Tabla 5-3).

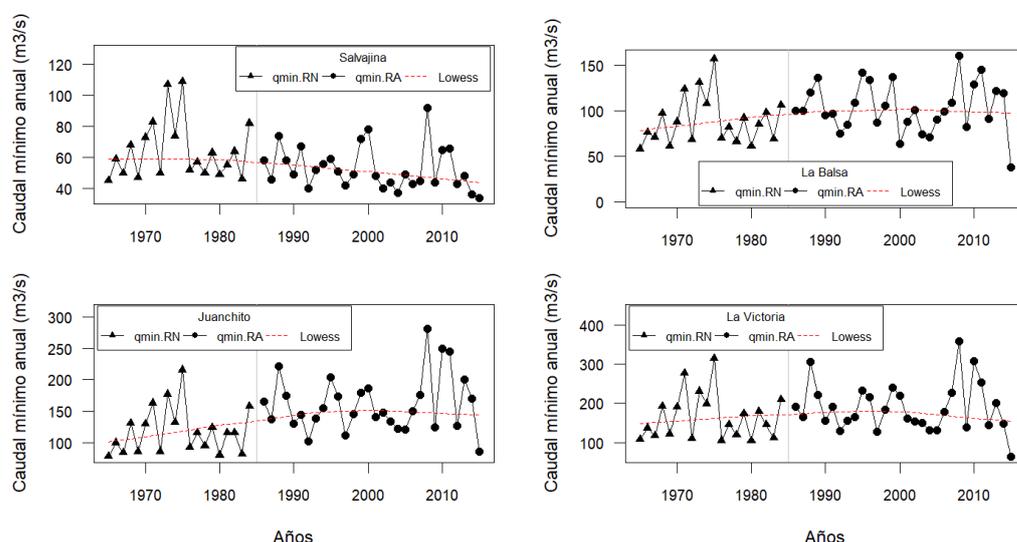


Figura 5-7. Serie temporal caudal mensual mínimo anual en el río Cauca. Periodo 1965-2015.

Tabla 5-3. Resultados de las pruebas de hipótesis de homogeneidad para los caudales mensuales mínimos anuales en el río Cauca.

En rojo y negrita pruebas estadísticas que rechazan la hipótesis nula de estacionariedad. (**)

Pruebas realizadas para muestras 1965-1999 y 1965-1983 indican otro cambio en 1975 NS

Periodo	Estación	Pettitt		Buishand		SNHT		Von N.	Levene	acf	M-Kendall	
		p.c.	Sig	p.c.	Sig	p.c.	Sig	Sig	Sig	Sig	tau	Sig
RH 1965- 15	Salvajina	1999	P1	1991	NS	1975	NS	NS	NS	NS	-0.30	P1
	La Balsa	1983	P5	1984	NS	2013	NS	NS	NS	NS	0.16	NS
	Juanchito	1983	P1	1984	P1	1983	P5	P1	NS	NS	0.26	P5
RA 1986- 15	La Victoria	1983	NS	1984	NS	2013	NS	NS	NS	NS	0.07	NS
	Salvajina	2000	P5	2001	NS	2011	NS	NS	NS	NS	-0.26	P5
	La Balsa	2006	NS	2000	NS	2014	NS	NS	NS	NS	-0.01	NS
RN 1965- 84	Juanchito	2005	NS	2007	NS	2006	NS	NS	NS	NS	0.03	NS
	La Victoria	2011	NS	2012	NS	2014	NS	NS	NS	NS	-0.10	NS
	Salvajina	1969	NS	1976	NS	1969	NS	NS	NS	NS	0.07	NS
RA 1986- 15	La Balsa	1969	NS	1971	NS	1969	NS	NS	NS	NS	0.12	NS
	Juanchito	1969	NS	1970	NS	1967	NS	NS	NS	NS	0.10	NS
	La Victoria	1975	NS	1976	NS	1975	NS	NS	NS	NS	0.03	NS

Las tendencias decrecientes en los caudales mínimos en Salvajina pueden estar asociadas a las predicciones de intensificación de las sequías meteorológicas en el suroccidente de Colombia (Hurtado, 2012); y a cambio graduales de algunos índices de precipitación trimestral en el Valle del Cauca del periodo 1970-2013 reportadas por Cardona et al. (2016) quienes encontraron disminuciones significativas (para un alfa de 0,10) en la precipitación total en los trimestres JJA y SON en la región aferente al embalse y a Juanchito; las cuales pueden explicar los cambios de los caudales mínimos en Salvajina. Por el contrario, en La Balsa y Juanchito los cambios se asocian más a la alteración antrópica, ya que opuesto al análisis de Cardona et al. (2016), se confirma una tendencia de incremento en los caudales que solo puede ser explicada por la regulación en el embalse.

5.2.2 Rupturas y tendencias en la duración del estiaje anual

La duración de los eventos de estiaje (Figura 5-8) muestra tendencias de disminución en todo el periodo de registro de La Balsa; y de 1965 a 1995 en Juanchito y La Victoria; también se aprecia que los eventos de 1992 y 2015 en algunos casos aparecen como extraordinarios. Posteriormente, a partir de la década de 2000, la permanencia del estiaje parece incrementar gradualmente en Juanchito y la Victoria. Sin embargo, aunque el sentido de la pendiente es confirmado en las pruebas de estacionariedad de Mann-Kendall, las tendencias carecen de significancia estadística (Tabla 5-4).

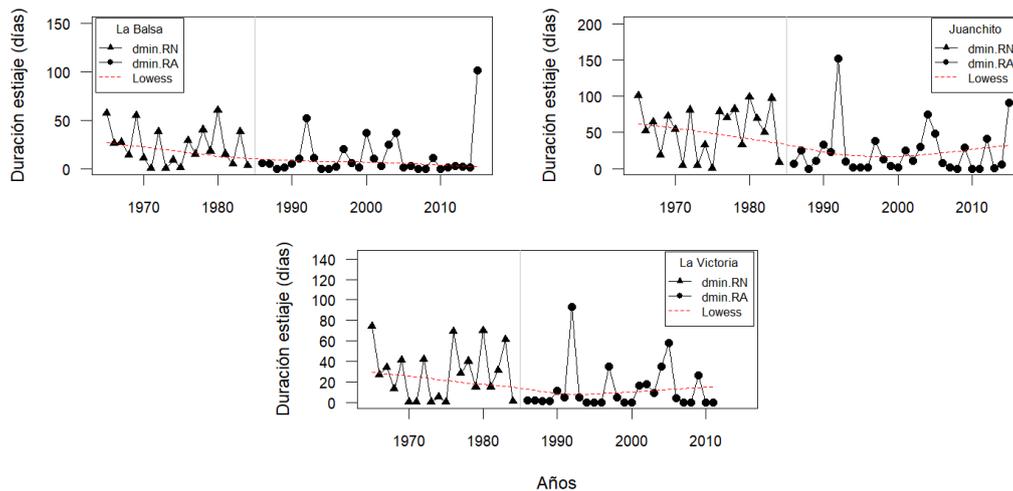


Figura 5-8. Duración de los periodos de estiaje en el río Cauca. Periodo 1965-2015.

Tabla 5-4. Resultados de las pruebas de homogeneidad aplicadas a la duración del estiaje máximo anual del río Cauca.

(*) indica el uso de pre-blanqueo en la prueba estadística. (**) resalta las pruebas realizadas para muestras 1965-1983 que indican otro cambio en 1975 NS

Periodo	Estación	Pettitt		Buishand		SNHT		Von N.	Levene	acf	M-Kendall	
		p.c.	Sig	p.c.	Sig	p.c.	Sig	Sig	Sig	Sig	tau	Sig
RH 65-15	La Balsa	1983	P5	1984	P5	2013	P1	P5	NS	NS	-0.14*	NS
	Juanchito**	1983	P1	1984	p5	1983	P5	P5	NS	NS	-0.14*	NS
	La Victoria	1983	NS	1984	NS	1983	NS	NS	NS	NS	-0.16*	NS
RA 86-15	La Balsa	2004	NS	2015	NS	2014	P1	P1	NS	NS	-0.04	NS
	Juanchito	2005	NS	1993	NS	2014	NS	NS	NS	NS	-0.04	NS
	La Victoria	2006	NS	1992	NS	1991	NS	NS	NS	NS	-0.04	NS
RN 65-84	La Balsa	1969	NS	1970	NS	1965	NS	NS	NS	NS	-0.09	NS
	Juanchito	1975	NS	1976	NS	1965	NS	NS	NS	NS	0.03	NS
	La Victoria	1975	NS	1971	NS	1970	NS	NS	NS	NS	0.03	NS

Las tendencias aumento del periodo de estiaje pueden tener relación con sequías meteorológicas confirmadas en: may/02-mar/03, jun/04-feb/05, ago/06-ene/07, jun/09-abr/10 y jun/14-mar/16 (IDEAM, 2017, 2012). Dichos eventos, junto a las tendencias de disminución de la precipitación en JJA y SON (Cardona et al., 2016), a una baja recarga del acuífero y al aumento de la evapotranspiración en los periodos de escasa precipitación, pueden reforzar condiciones secas e incrementar la duración de los caudales mínimos en Salvajina.

6 INFLUENCIA DEL EMBALSE EN EL RÉGIMEN DE LOS EXTREMOS HIDROLÓGICOS

Las presas son la principal obra de ingeniería para regular el acceso al agua para múltiples usos. De acuerdo con Lehner et al. (2011) en Colombia existen 29 embalses con capacidad de 600 hm³ y el 76% de ellos fueron construidos entre 1950 y 1999. A nivel nacional, en los últimos 15 años la construcción de nuevos embalses incrementó el volumen total de almacenamiento, llegando a 19,300 hm³. Además, de 29 embalses que se destinan a la producción hidroeléctrica, solo 4 tienen como propósito principal el abastecimiento de agua y, únicamente el embalse La Salvajina tiene función multipropósito.

La política de operación de un embalse define las descargas en cualquier momento como: una función del nivel de agua, de las condiciones hidrometeorológicas, de la magnitud de los caudales, de las demandas de agua en corto y largo plazo del año, y de los diferentes propósitos de uso. Todas estas variables causan conflictos asociados al almacenamiento y descarga (Chen et al., 2012). Tanto el diseño hidráulico como la gestión de descargas requieren del análisis del riesgo de inundaciones, bien sea por condiciones naturales o por rotura de presas. Para tal fin, el análisis de frecuencia de los caudales extremos sigue siendo una de las herramientas principales a la hora de determinar los objetivos de control de los caudales de salida de un embalse. Considerar los caudales máximos esperados para periodos de retorno 100, 500 y hasta 10,000 años permite definir los límites de operación y plantear estrategias para el control de inundaciones, estiajes, desabastecimiento de agua y el riesgo de desastres por rotura de las presas.

La llanura aluvial del Valle Alto del río Cauca tiene 3950 km² de extensión, de los cuales el 23% (840 km²) es susceptible a inundaciones periódicas (Figura 6-1). Por lo cual, desde finales de la década de 1950 se inició la construcción de infraestructura para el control de inundaciones, la cual se compone por más de 400 km de diques en las riberas del río Cauca y en algunos tributarios; así como del embalse La Salvajina, puesto en operación en 1985 (Velasquez y Jimenez, 2004). La presa está localizada a 47 km al sur de Santiago de Cali en la cordillera Occidental de los Andes. El embalse tiene una longitud de 23 km, 400 m de ancho y 150 m de profundidad. La estructura posee una capacidad máxima de almacenamiento de 848 hm³ y un volumen útil de 696 hm³ (CVC. et al., 2007c).

Desde su construcción, se han presentado algunos eventos históricos de crecientes y sequías asociadas a condiciones climáticas y a las fases extremas de ENSO (DesInventar, 2015; Enciso et al., 2014; Loaiza et al., 2014). Aunque ninguna obra de protección hidráulica puede controlar el 100% del riesgo de inundación o sequía, es importante describir la influencia del embalse en los registros de las estaciones hidrométricas localizadas en el área de estudio. Para tal fin, se realizó un análisis comparativo del régimen de los extremos

hidrológicos de los periodos: 1965-1984 (en adelante régimen no regulado - RN) y 1986-2015 (régimen regulado - RR). Además, se actualiza la evaluación del porcentaje de tiempo en que se cumple la regla de operación para el control de inundaciones y de la contaminación por caudales mínimos. Esta información sirve de base para presentar los índices de embalse a emplearse como covariables en la modelación estadística no estacionaria de los extremos hidrológicos del Valle Alto Cauca.

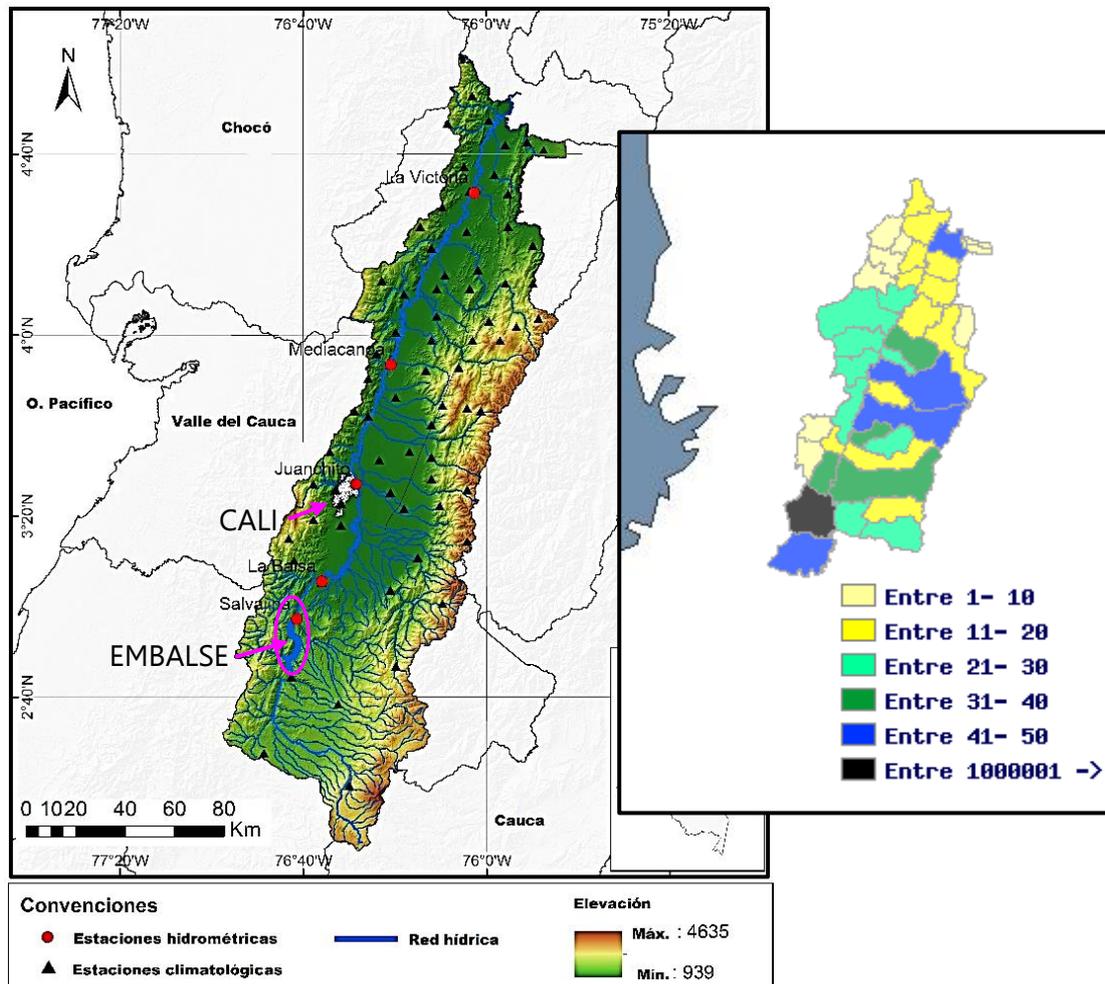


Figura 6-1. Valle Alto del río Cauca, cordillera de los Andes, Colombia. Localización del embalse La Salvajina y las estaciones de aforo La Balsa, Juanchito y La Victoria. a la derecha total de reportes de inundaciones en municipios de la cuenca entre 1985-2015 (DesInventar, 2015).

6.1 Regla de operación del embalse

La operación del embalse multipropósito es mensual y su capacidad de almacenamiento está asociada a la precipitación en el trimestre OND que es el periodo de mayor pluviosidad (Figura 6-2). En octubre de cada año se registran los volúmenes mínimos en el embalse, preparándose para el almacenamiento del escurrimiento y el control de descargas durante la temporada de caudales altos; de otro lado, en junio y julio se presentan los mayores volúmenes almacenados con el fin de tener capacidad de compensar el periodo de estiaje sobre el río Cauca.

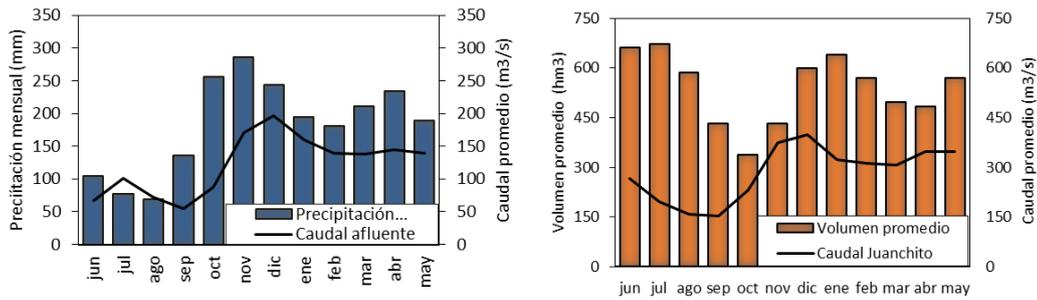


Figura 6-2. Precipitación mensual en el área tributaria al embalse y el caudal afluente a Salvajina (izquierda). Almacenamiento anual en el embalse Salvajina y caudal promedio en Juanchito (estación objetivo de regulación) (derecha).

Los objetivos de operación del embalse son:

- El beneficio económico de la producción de energía hidroeléctrica.
- Garantizar el 95% del tiempo caudales diarios entre 130 m³/s y 900 m³/s en la estación Juanchito para el control de la contaminación y la mitigación de inundaciones.

Las medidas de contingencia frente a inundaciones extremas varían en función del nivel de alerta de inundación; resaltando que la operación del embalse debe:

- Mantener un volumen libre para prever capacidad de almacenamiento frente a emergencias por caudales altos aguas arriba/abajo del embalse.
- En caso extremo y sí el nivel de agua, en el embalse, alcanza el máximo admisible (1148 msnm), evitar el fallo de la obra; por tanto, dependiendo del nivel de agua en la represa, pueden incrementarse las descargas de agua, incluso si hay caudales altos en Juanchito (Tabla 6-1).

Según Ramírez Callejas et al. (2007) los periodos de caudales mínimos extremos, entre 1946-2006, que requirieron de operaciones especiales de contingencia fueron 10, donde nueve de ellos se presentaron durante la fase Cálida de ENSO (El Niño). Sin embargo, también se han presentado operaciones especiales para condiciones de estiaje en años No ENSO y hay años El Niño que no requieren de operaciones especiales.

Los eventos de estiaje tienen en común que los caudales, aguas arriba/abajo del embalse, son menores a los promedios mensuales, ubicándose en el percentil 85 o superior en las curvas de duración de los caudales mensuales. Por tanto, esta condición debe accionar el estado de alerta. Las medidas de contingencia incluyen: aumentar el seguimiento a las condiciones hidrometeorológicas y evitar que los niveles del embalse descendan por debajo de los niveles mensuales de reserva establecidos en la regla de operación. Adicionalmente, se recomienda: observar con especial atención el comportamiento de los caudales en los meses noviembre – diciembre durante años El Niño. Si los caudales registrados corresponden a valores mensuales mínimos ubicados en el percentil 85 o superior, se debe dar prioridad a garantizar el caudal mínimo en la estación Juanchito, conservar las condiciones biológicas del río y diluir la carga contaminante en dicho tramo.

En 2006 se revisan las reglas de operación con un modelo matemático de programación dinámica y se proponen varios ajustes. Ramírez Callejas et al. (2007) identifican que en los meses de caudales bajos, la gestión del embalse logra garantizar caudales superiores a 130 m³/s durante el 77% del tiempo, y se presentan problemas de calidad ambiental en el río Cauca. En sus recomendaciones plantean la necesidad de aumentar el caudal mínimo objetivo a 140 m³/s (Caudal Básico de Mantenimiento) para promover el equilibrio ambiental y satisfacer las diferentes demandas del Cauca. Por lo tanto, este valor se adopta como umbral para definir la duración de los periodos de estiaje en Juanchito. La Tabla 6-1, presenta de forma resumida las reglas de operación de 1985 y 2006 (Ramírez et al., 2010, 2007; Sandoval García et al., 2011). Sin embargo, las innovaciones no fueron implementadas ya que las restricciones del modelo disminuyen considerablemente los rangos de operación de cada mes.

Tabla 6-1. Reglas de operación del embalse multipropósito La Salvajina (Ramírez et al., 2007).

Objetivos	1985	2006
Calidad del agua en periodos secos	Garantizar 130 m ³ /s como caudal mínimo en la estación Juanchito	Mantener el volumen mínimo para garantizar en tiempo seco un caudal mínimo diario en Juanchito de 140 m ³ /s el 95% del tiempo. Caudal efluente medio mínimo mensual: 60 m ³ /s en mayo y junio
Control de inundaciones	El caudal de crecida debe ser inferior al caudal máximo regulado para un periodo de retorno de 30 años (900 m ³ /s en el año 2005)	Garantizar un volumen libre, denominado volumen de espera, necesario para amortiguar las crecidas y retener volúmenes que no deben ser liberados aguas abajo para evitar inundaciones. Garantizar caudales inferiores a 900 m ³ /s el 95% del tiempo en Juanchito, Nivel del embalse inicial y final debe ser cercano al mínimo el 1 de noviembre de cada año: 211.7 hm ³
Producción hidroeléctrica y beneficio económico	Seguir la curva de los volúmenes máximos permitidos para el control de crecientes y de esa manera mantener el nivel de agua (y la reserva de energía) en el embalse lo más alto posible en todo momento. Ajuste de objetivos de almacenamiento mensual de acuerdo con el programa establecido por un comité de expertos de CVC y EPSA que tiene en consideración el nivel y volumen al inicio del mes, el pronóstico de caudal afluente y los objetivos de producción de energía.	Se tiene en cuenta el costo de producción de energía en épocas de sequía hidrológica y el beneficio por generación de energía como: el producto de la tarifa mensual y la potencia activa. Mantener un caudal efluente diario máximo de Salvajina de 225 m ³ /s para garantizar la producción de energía.
Disminuir el Riesgo de fallo estructural	La variación de caudal efluente en un periodo de 24 horas no debe ser superior a 180 m ³ /s.	Caudal efluente máximo es 350 m ³ /s La variación máxima mensual del estado del embalse: 210 hm ³ . No obstante se recomienda estimar con más certeza en posteriores estudios.

El análisis de los extremos hidrológicos del río Cauca, no solo es importante para la gestión de crecidas y estiajes, los efectos de la alteración del régimen hidrológico también influyen en la gestión integrada de los recursos hídricos, en relación no solo a la mayor/menor disponibilidad de agua para diferentes usos; sino que tiene efectos sobre la calidad ambiental de la corriente superficial. Teniendo en cuenta esto, considero importante al menos mencionar la alteración de la calidad ambiental del río Cauca, como fuente principal de abastecimiento de agua para la ciudad de Cali que tiene 2.4 millones de habitantes. La planta de potabilización Puerto Mallarino, se ubica próxima a la estación Juanchito, trata en media 8.5 m³/s y suministra agua al 80% de la población.

El río Cauca es receptor de vertimientos líquidos parcialmente tratados; y en la actualidad Cali hace un aporte de carga contaminante de 58 t/día de DBO₅, que representa el 43% del total para el departamento del Valle del Cauca (CVC., 2015). Por lo tanto, las descargas de agua del embalse cumplen un papel en la dilución de la contaminación en el río.

De acuerdo con datos recabados (Redacción El Tiempo, 2009; Villamil Muñoz, 2009) entre 2006 y 2009, hubo al menos 102 cortes del servicio de abastecimiento de agua en la ciudad de Cali, por contaminación en el río. Estos cortes han sido consecuencia de: incrementos en la concentración de sedimentos en el agua a niveles no tratables, durante las temporadas de lluvias; a bajos niveles en el río; y a la carga contaminante, en periodo seco, que paraliza la operación de la planta potabilizadora. El elevado riesgo sanitario llevó a la empresa de acueducto a instalar dos reservorios de agua cruda con una capacidad total de 180,000 m³, cuyo objetivo es garantizar agua para ocho horas de operación, sin depender del río Cauca. Sin embargo, aún es frecuente la suspensión del suministro de agua por problemas de contaminación (Noticiero 90 minutos, 2016; Varela, 2016). Esta información muestra que los problemas de contaminación se extienden a los periodos de caudales altos, además desde una visión más general, la alta concentración de partículas suspendidas en el agua, después de las lluvias, es un indicador de procesos erosivos y pérdida de suelos en la cuenca.

6.2 Capacidad de regulación de caudales extremos

La mayoría de los grandes embalses tienen múltiples propósitos, siendo la laminación de las avenidas uno de ellos. El impacto de los embalses en la laminación de crecientes es evaluado en función de los cambios hidrológicos en el cauce aguas abajo y dependen entre otros de: su tamaño en relación con el aporte hídrico de la cuenca, el funcionamiento de la presa, los usos del agua almacenada y los niveles de agua en el embalse antes de la avenida (López-Moreno et al., 2000; Moreno et al., 2003; Vericat y Batalla, s. f.). La laminación del caudal de crecida tiene efectos en la distribución de sedimentos, en la morfología del río y en su biología; junto a los cambios en la duración de las crecidas, la tasa de retención y el porcentaje de volumen de reserva, son indicadores de la regulación (López Moreno et al., 2003).

6.2.1 Retención del escurrimiento medio anual

La siguiente tabla resume el porcentaje de área a la estación de aforo que hace parte del área aferente al embalse y los caudales promedio. Es posible apreciar que en la medida que

el área a la estación aumenta, incrementa el caudal promedio y disminuye el porcentaje de área regulada, como consecuencia también se reduce la capacidad del embalse de controlar los caudales extremos. El porcentaje de volumen regulado proporciona información que permite inferir el volumen drenado al río y su relación con la capacidad del embalse, para lo cual es necesario analizar la relación entre la capacidad total de almacenamiento (848 hm³) y el escurrimiento medio. El embalse puede retener el 68% del escurrimiento anual a La Balsa, el 27% de Juanchito y el 22% de La Victoria (Tabla 6-2). Estos datos permiten confirmar que la capacidad de regulación disminuye a medida que el área tributaria a la estación aumenta.

Tabla 6-2. Porcentaje de área regulada y volumen de escurrimiento medio retenido en las estaciones de aforo del valle alto de río Cauca.

Estación	Área (km ²)	Área regulada (%)	Caudal medio (m ³ /s)		Volumen de escurrimiento medio	
			1965-84	1986-15	(hm ³)	Volumen Regulado (%)
La Balsa	5111	71	206	176	1246	68
Juanchito	8556	43	288	291	3089	27
Mediacanoa	12118	30	335	312	3172	27
La Victoria	16296	22	411	386	3863	22

El volumen de escurrimiento anual a las estaciones hidrométricas ubicadas aguas abajo del embalse, es determinado por el método del SCS para condiciones típicas. Se emplea información de 70 estaciones pluviométricas, distribuidas en el área de estudio. La precipitación corresponde al total del trimestre OND (máximas precipitaciones) y los datos morfométricos, son extraídos de información secundaria disponible para 57 cuencas tributarias al río Cauca (CVC. et al., 2007c; Enciso et al., 2014). Las limitaciones de información resaltan la necesidad de completar estudios detallados sobre los parámetros morfométricos, hidrológicos y de las condiciones de humedad antecedente de las subcuencas tributarias al río Cauca.

6.2.2 Alteración del régimen de caudales extremos

El grado de alteración del régimen hidrológico del río Cauca en el valle alto producto de la operación del embalse Salvajina, puede observarse en las curvas del comportamiento mensual multianual de los coeficientes de caudales máximos/mínimos anuales (Figura 6-3). Los principales cambios en las crecidas son:

- La estación con mayor alteración del régimen hidrológico es La Balsa, se aprecia una considerable disminución de los caudales máximos mensuales y un moderado aumento de los caudales mínimos de agosto y septiembre.
- Los caudales mínimos mensuales en la estación hidrométrica Juanchito presentan alteración, esto puede identificarse en por el aumento en el coeficiente de caudales en los periodos julio - septiembre y enero-abril. Este cambio permite alcanzar los caudales mínimos de la regla de operación del embalse (130 m³/s).
- Los caudales máximos y mínimos en la estación hidrométrica La Victoria, no presentan modificaciones significativas en el régimen mensual. Este resultado puede tener

relación con el bajo porcentaje de área regulada y por lo tanto una limitada influencia del embalse en esta estación (Tabla 6-2).

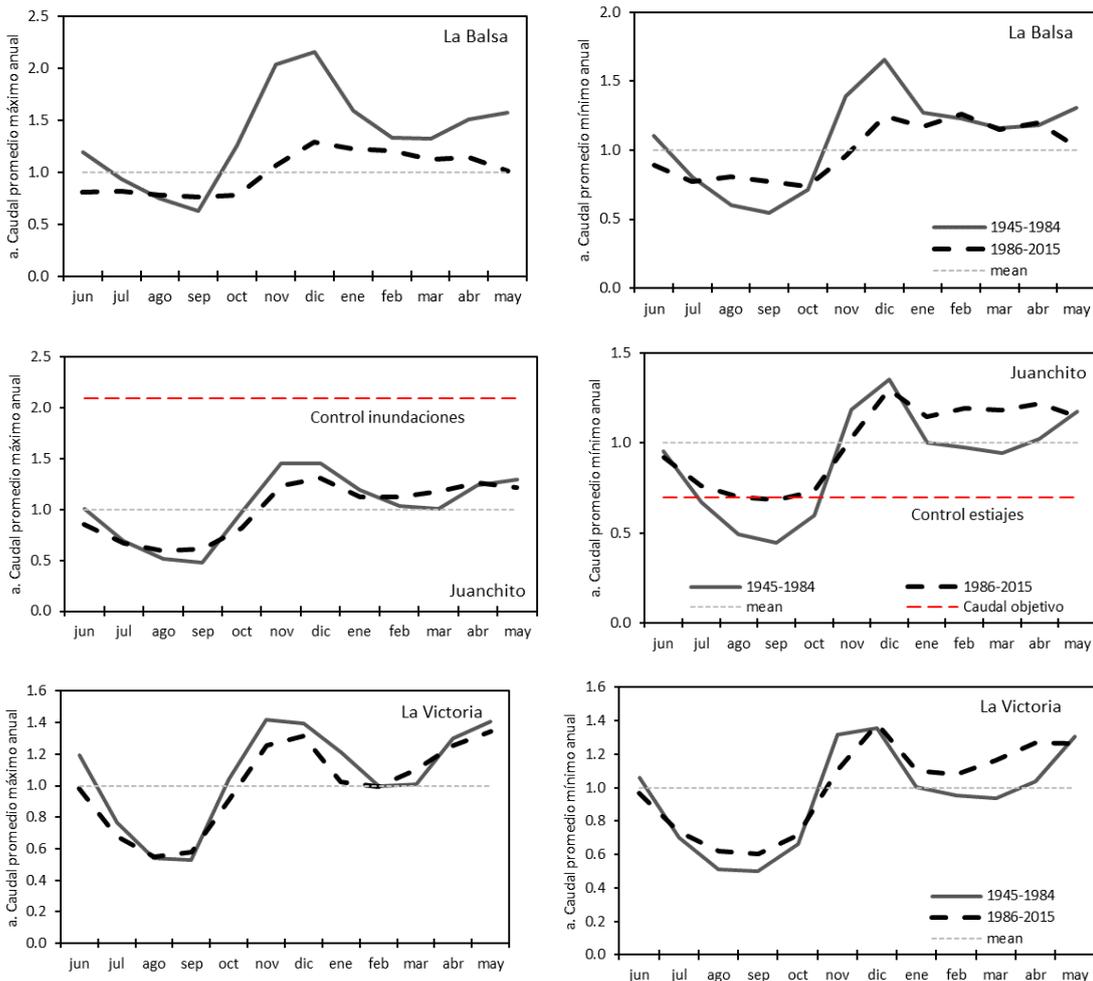


Figura 6-3. Coeficiente de caudal para los máximos anuales (panel izquierdo) y los mínimos anuales (panel derecho), dividido en los periodos de régimen natural (1945-1984) y régimen alterado (1986-2015)

Algunas razones por las cuales, entre 1986 y 2015, no se observan cambios significativos en el régimen de crecidas en las estaciones de Juanchito y la Victoria, en comparación con los caudales máximos mensuales entre 1965 y 1984, son:

- Existen tendencias de incremento de la precipitación en algunas áreas de la cuenca, que junto a los cambios en el uso del suelo pueden estar alterando las condiciones de escurrimiento anual. Cardona et al. (2016) analizaron las series temporales de índices extremos climáticos de precipitación en 39 estaciones meteorológicas del Valle Alto Cauca en el periodo 1970-2013. Identifican para p -valor < 0.10 , que: la precipitación acumulada en 1 y 5 días consecutivos aumenta entre 40 -80 mm en el sur de la cordillera occidental de los Andes (entre el embalse y Juanchito). Además, las tendencias de cambio climático prevén, un incremento promedio del 6% de la precipitación total del Valle del Cauca, al año 2100 (IDEAM et al., 2015).

- Perez et al. (1998) realizan un análisis de Demodulación Compleja para identificar señales de Cambio Climático de largo plazo en Colombia. Los resultados, confirman señales de cambio de la amplitud de los ciclos anual, semianual y desplazamientos de las fases del régimen hidrológico de los caudales del río Cauca. Esto significa que desde hace más de una década se detectan tendencias en los caudales y una intensificación de su variabilidad en el tiempo, es decir: periodos secos, cada vez más secos y periodos húmedos, que se han vuelto más húmedos; además de desplazamiento de fase indica p.ej., que el periodo seco junio-julio tiende a ocurrir más temprano en el año. El resultado junto a las tendencias de la precipitación, tienen implicaciones en la planificación de los sistemas hidráulicos, al dificultar el análisis de los pronósticos y afecta la toma de decisiones sobre la descarga de caudales de embalses como Salvajina.
- El tránsito de caudales entre la descarga en Salvajina y Juanchito es 24 horas en condiciones normales, por lo tanto, cuando se identifican crecidas súbitas de las otras fuentes de aguas abajo del embalse, el tiempo de respuesta entre las operaciones de contingencia y la efectiva laminación de las crecidas puede ser insuficiente.

6.2.3 Regulación en las crecidas históricas del río Cauca

Con los datos de caudal efluente del embalse y caudal diario en cada estación de aforo se establece que el porcentaje de caudal aportado por el embalse, a los eventos históricos de crecida es:

$$C_E = Q_{E(i-tv)} * \frac{100}{Q_{Mj i}}, \quad (\text{Ec 5-1})$$

Donde $Q_{E(i-tv)}$ en m^3/s , es el caudal efluente del embalse en el día $(i - tv)$, el día i de la crecida histórica en la estación j , tv es el tiempo de viaje entre Salvajina y la estación j y $Q_{Mj i}$ es el caudal histórico observado en la estación j en el día i en m^3/s . Luego el porcentaje de caudal aportado por los ríos tributarios, aguas abajo del embalse es $C_{T i}$:

$$C_T = 100 - C_E \quad (\text{Ec 5-2})$$

Al estimar la distribución de los caudales que contribuyen a la crecida máxima anual (Tabla 6-3) se identificaron tres aspectos importantes: i) La mayoría de crecidas inicia en noviembre y los caudales altos permanecen al menos dos meses; ii) el porcentaje de caudal que proviene de las descargas del embalse oscila entre 19% y 37%.; iii) la crecida de diciembre de 1999 es la que más relación tiene con descargas de agua del embalse. Este comportamiento puede ser explicado en parte por la duración de los caudales altos en la cuenca (208 días). Adicionalmente, se tiene que durante el evento de crecida registrado en abril de 2011 el 81% del aporte de caudal está asociado a los ríos tributarios entre el embalse y Juanchito. Estos datos proporcionan información que permiten inferir que es el escurrimiento del área no regulada la que mayor relación tiene con las crecidas históricas en el río Cauca.

Tabla 6-3. Porcentaje de caudal aportado por el embalse, durante crecidas históricas en la estación de aforo Juanchito.

Año Hidrológico yyyy	Periodo de la crecida dd/mm/yy			Duración crecida días		Caudal diario Juanchito m ³ /s	Porcentaje de caudal aportado	
	Inicio	Pico	Fin	ascenso	Total		Embalse, C_E	Tributarios, C_T
1988	09/11/88	03/12/88	15/01/89	24	68	929	35%	65%
1998	22/11/98	24/02/99	15/05/99	95	127	966	32%	68%
1999	28/10/99	25/12/99	23/05/00	58	208	920	37%	63%
2008	15/11/08	27/11/08	02/03/09	12	108	1009	29%	71%
2010	30/10/10	05/12/10	10/01/11	36	72	991	27%	73%
2010	09/02/11	23/4/11	03/06/11	73	115	1092	19%	81%
2011	10/11/11	16/12/11	07/03/12	36	119	1135	26%	74%

Los resultados anteriores son similares a los obtenidos por Ramirez et al. (2010) quienes presentan una revisión de los efectos del embalse Salvajina, en el régimen hidrológico del periodo 1985 – 2006. En sus resultados destacan que la gestión de volúmenes logra disminuir la magnitud de los picos en el tiempo y el área inundada en el Valle del Cauca; y el embalse retiene un 17% del caudal que pasaría por Juanchito durante los periodos de crecidas y que en años secos aporta hasta el 50% del caudal mitigando el riesgo de desabastecimiento de agua.

6.2.4 Regulación en las sequías históricas

Existe una confusión extendida, según la cual las personas se refieren a la época seca del año como “la sequía”. Dando la impresión de un evento común y repetitivo; por tal razón estamos menos preparados para la ocurrencia de dicho fenómeno y sus consecuencias (Loaiza et al., 2014). El análisis hidrológico preliminar de los caudales mínimos anuales y su duración sirven de indicador de la intensidad de las sequías hidrológicas y de la influencia del embalse en la regulación de caudales. La Tabla 6-4 presenta los caudales mensuales mínimos anuales en las 4 estaciones ubicadas aguas abajo del embalse, durante las sequías meteorológicas en Colombia para el periodo 1985 - 2015. La mayoría de eventos coincide con fases positivas de ONI y la PDO; además las descargas del embalse aportan más del 50% del caudal observado en Juanchito contribuyendo a la disminución de los efectos de los periodos de estiaje.

Tabla 6-4. Caudal mensual mínimo anual en el río Cauca durante eventos de sequía histórica en Colombia.

Año hidrológico		1991-92	1997	2002	2004	2006	2009	2014-15
Periodo de sequía	inicia	ago-91	abr-97	may-02	jun-04	ago-06	jun-09	oct-14
	termina	dic-92	mar-98	mar-03	feb-05	ene-07	abr-10	jun-16
Duración (meses)		16	11	10	8	5	10	20
Variabilidad climática	ONI	1.1	1.6	0.7	0.6	0.4	0.7	1.8
	PDO	0.3	1.7	1	0.6	0	0.3	1.5
Caudal mensual mínimo anual (m ³ /s)	La Balsa	75	87	74	71	99	82	38
	Juanchito	102	112	134	122	150	124	86
	Mediacanoa	112	117	136	126	159	120	52
Porcentaje de caudal aportado a Juanchito	La Victoria	129	128	150	131	179	139	64
	Embalse, C_E	61%	80%	81%	93%	78%	66%	56%
	R. Tributarios, C_T	39%	20%	19%	7%	22%	34%	44%

6.3 Efectos del embalse en la duración de las crecidas y estiajes anuales

6.3.1 Duración de las crecidas

La serie temporal de duración de los eventos de crecida máxima anual entre 1965 y 2015, muestra moderadas reducciones en la media, para los eventos en las estaciones La Balsa y La Victoria. En lo que respecta a los eventos en la estación Juanchito, no se identificaron cambios importantes. Aunado a lo anterior, en Juanchito se observa que la duración máxima de los eventos durante 1986-2015 supera la duración de los ocurridos en 1965-1984 (Figura 6-4).

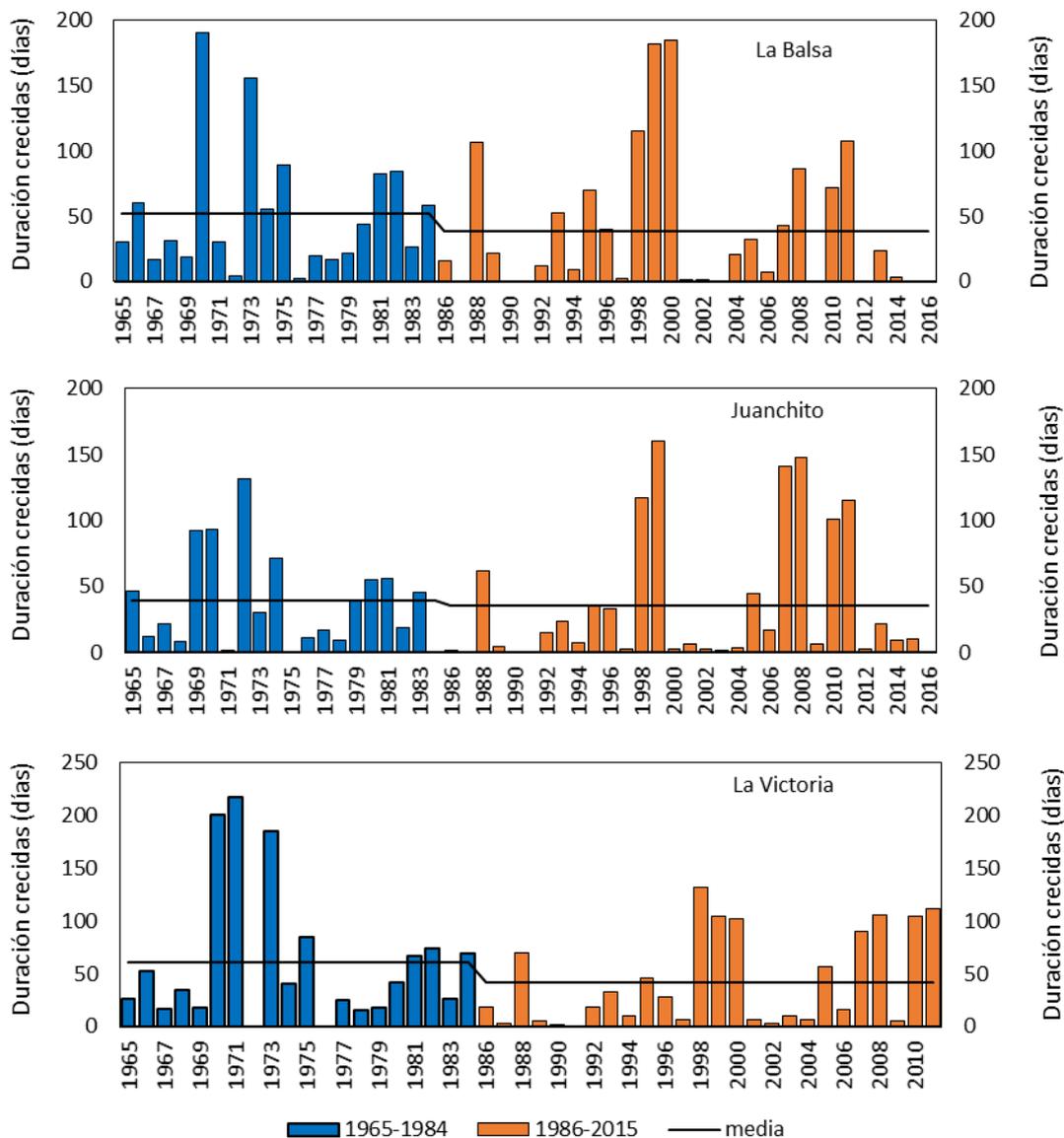


Figura 6-4. Duración de la crecida máxima anual. De arriba hacia abajo las estaciones de aforo La Balsa, Juanchito y La Victoria.

6.3.1 Duración de los eventos de estiaje

El efecto del embalse sobre la duración de los eventos de estiaje (Figura 6-5) muestra: una disminución en la duración media de los eventos de caudal bajo en todas las estaciones. El cambio más representativo ocurre en la estación Juanchito, donde el tiempo promedio cae de 53 a 23 días. Es importante resaltar que en 2015 se registra el máximo periodo de estiaje en La Balsa, y en Juanchito la duración del evento es similar a la observada en el régimen no regulado. En 1992 se registra el mayor periodo de estiaje en La Victoria; en dicho año ocurrió una de las sequías meteorológicas más fuertes en la historia de Colombia.

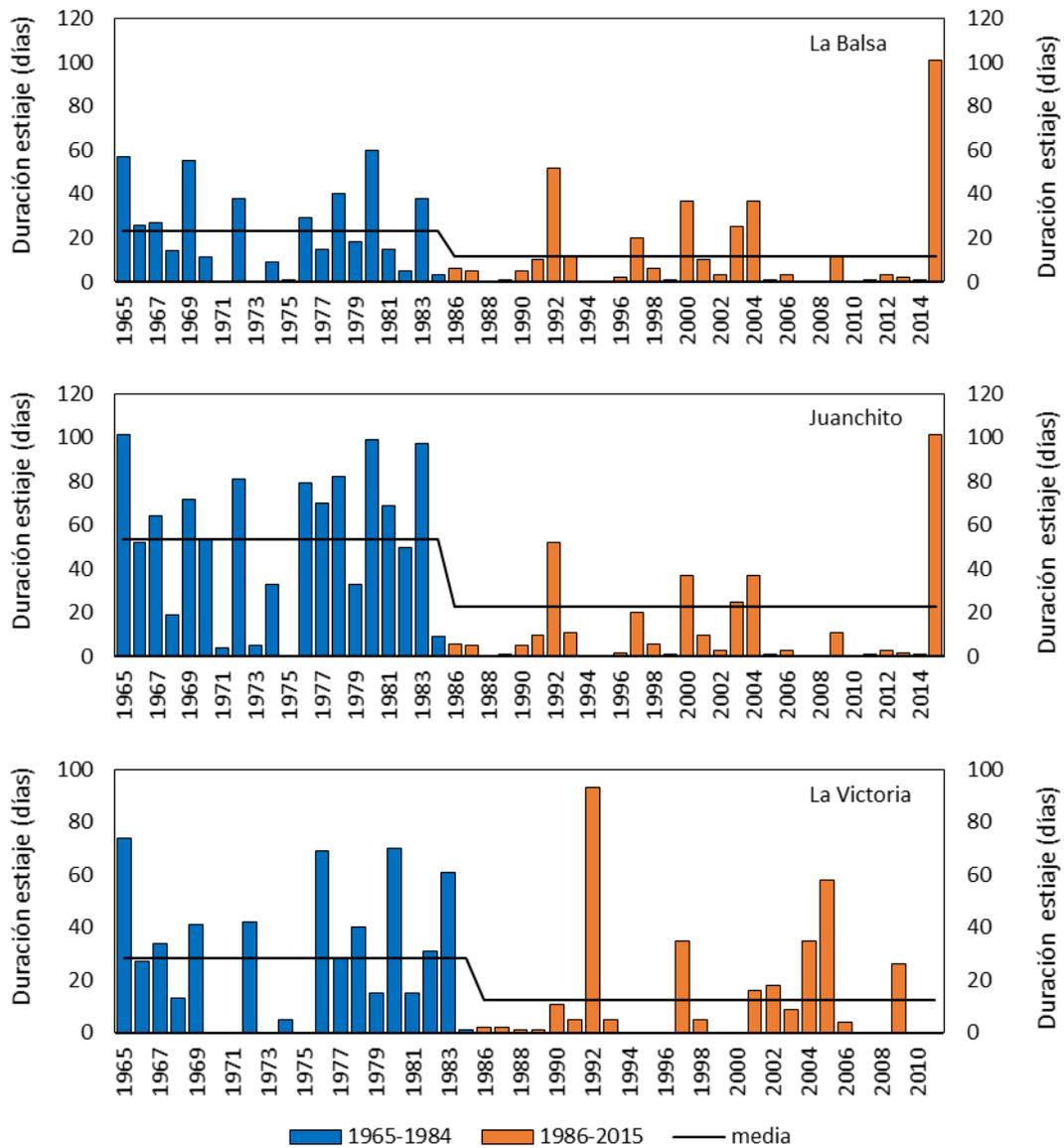


Figura 6-5. Duración de los caudales bajos en el río Cauca. De arriba hacia abajo las estaciones de aforo La Balsa, Juanchito y La Victoria.

6.3.2 Alcance de los objetivos de regulación para control de inundaciones y caudales bajos

Ramirez et al. (2010) evaluaron el porcentaje de tiempo en que se garantizan caudales entre 130 m³/s y 900 m³/s, de 1985 a 2006 con las restricciones de operación impuestas al embalse (Figura 6-6), identificando que: aumentó del 45% al 79%, el porcentaje de días con caudales diarios superiores a 130 m³/s en el mes de agosto. En el mes de septiembre el porcentaje de tiempo con caudales diarios cumpliendo la regla de operación de mínimos se incrementó significativamente del 30% al 88%; y que hasta el año 2006, los caudales diarios eran inferiores a 900 m³/s el 99% del tiempo. Al actualizar la información sobre el porcentaje de tiempo en que se cumplen los objetivos de regulación en el periodo 2007-2015, para caudales de estiaje y crecidas (Figura 6-6); se encuentra lo siguiente:

- El porcentaje de tiempo con caudales mayores a 130 m³/s, aumenta acercándose al 95% en julio y agosto.
- Por el contrario: septiembre, octubre, diciembre, enero y febrero; muestran una caída en el porcentaje de cumplimiento, oscilando entre el 80% y 90%; esto quiere decir que desde el 2007, se ha mejorado el cumplimiento en julio y agosto, pero se ha ampliado la cantidad de meses con caudales inferiores a 130 m³/s.
- En el caso de las crecidas, en el régimen no regulado los caudales diarios eran inferiores a 900 m³/s el 97% del tiempo. Con la entrada en operación del embalse y hasta el 2006, el porcentaje de tiempo de cumplimiento de la meta era próximo al 99%. No obstante, desde el 2007 el indicador muestra una caída en el índice de noviembre y diciembre, pasando al 92% y 90%, respectivamente.
- Los caudales diarios que exceden el objetivo de control de crecidas oscilan en el rango de 908 m³/s a 1135 m³/s. Esto permite identificar que en los últimos 10 años han aumentado, tanto la magnitud como, la duración de las crecidas anuales.

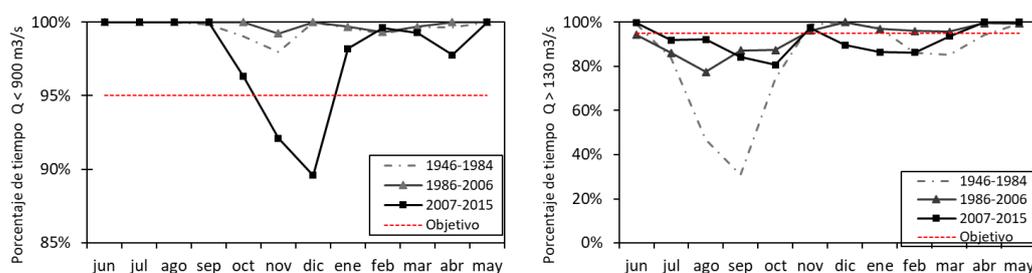


Figura 6-6. Porcentaje de días entre 1986 y 2015 en que los caudales diarios son mayores a 130 m³/s e inferiores a 900 m³/s.

La información del periodo 1986-2006 se basa en los datos de Ramírez et al. (2010), la información del periodo 2007-2015 es de elaboración propia con datos de la CVC.

6.4 Relación entre el volumen almacenado en el embalse y los extremos hidrológicos

La política de operación de un embalse es un problema multivariado que define las descargas en cualquier momento como una función de: el nivel actual en el embalse, las condiciones hidrometeorológicas, la magnitud de los caudales, y las demandas de agua en corto y largo plazo (Chen et al., 2012), en este trabajo consideramos que el volumen

promedio anual es una variable que expresa todos estos condicionantes, bajo la hipótesis de que puede parametrizar ambos extremos hidrológicos del río Cauca. La Figura 6-7 muestra el comportamiento del volumen anual promedio, donde se puede observar que los volúmenes mínimos históricos en los años 1997, 2006-07 y 2015; así como los máximos almacenamientos en 1988, 1995, 2004, 2008 y 2013. La disminución en la capacidad de almacenamiento a lo largo del tiempo está asociada a la acumulación de sedimentos en el fondo; mientras que el aumento/disminución del volumen anual almacenado depende entre otros del efecto del Fenómeno El Niño Oscilación del Sur.

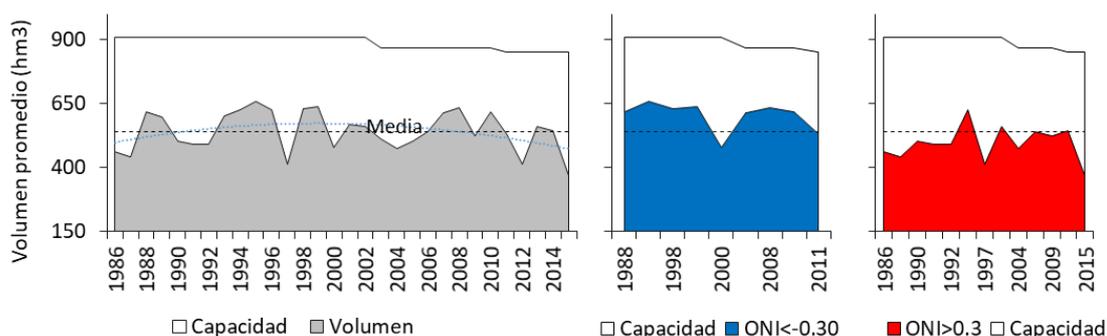


Figura 6-7. Volumen anual promedio almacenado en el embalse La Salvajina (Izquierda). Incremento del volumen almacenado en años La Niña (Centro) y descenso de volumen promedio en años El Niño (Derecha).

El Análisis de Componentes Principales (ACP) es aplicado a tanto a las series de caudal diario máximo anual, como para los datos de caudal mensual mínimo anual de las estaciones Salvajina, La Balsa, Juanchito y La Victoria, ambos análisis permiten formular series de tiempo rotadas que contienen la variabilidad conjunta, (denominada CP) y facilitan el análisis de teleconexión con la serie temporal volumen almacenado en el embalse. La primera componente principal de los caudales máximos (CP1.AM) y la de los caudales mínimos (CP1.Am), representan el 80% y 82% de la varianza (respectivamente), por lo que en ambos casos se consideran suficientes para representar el conjunto de variables.

La Figura 6-8 contiene el comportamiento en el tiempo de la CP1 de los caudales máximos anuales y los mensuales mínimos anuales (arriba y abajo respectivamente). Los gráficos de los autovalores y las cargas factoriales se presentan en los Anexos de este documento.

El análisis de correlación entre los valores de volumen mensual, promedio trimestral, promedio por año hidrológico, y las CP1 de los caudales extremos anuales, permite seleccionar la serie temporal adecuada a emplear en el índice de embalse IE2. La Tabla 6-5 y Figura 6-9 presentan el grado de correlación ordenando las variables de acuerdo con la secuencia mensual del año hidrológico en Colombia. En la mayoría de los meses se presenta una significancia estadística para un p-valor < 0.05. De todos, el volumen promedio por año hidrológico presenta una fuerte correlación con ambos extremos hidrológicos y puede emplearse en la selección del índice de embalse. La correlación es positiva, esto es, los caudales extremos mínimos ocurren cuando el volumen almacenado es mínimo y aumentan en la medida que aumenta el volumen almacenado.

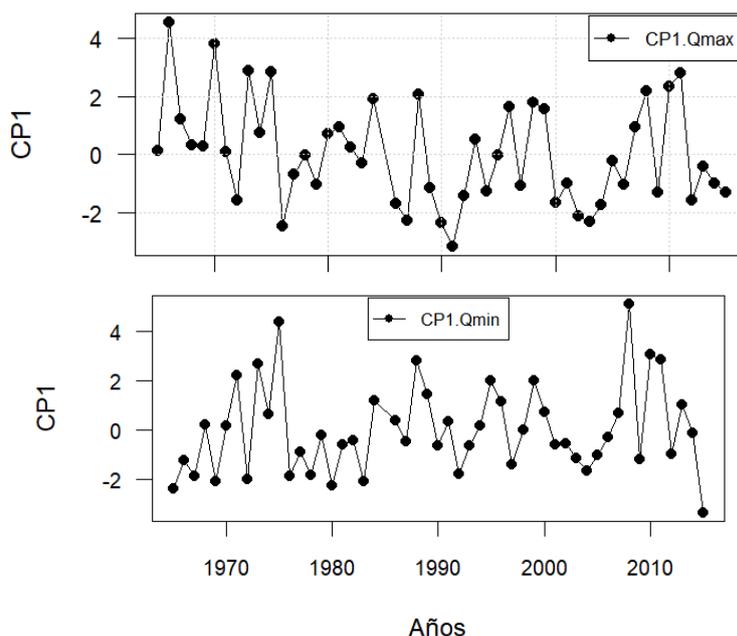


Figura 6-8 Primera Componente Principal de las series de caudales extremos del río Cauca. Arriba CP1 de los caudales diarios máximos anuales en Salvajina, La Balsa, Juanchito y La Victoria en el periodo 1965-2015. Abajo CP1 de los caudales mensuales mínimos anuales de las mismas estaciones hidrométricas

Tabla 6-5. Coeficiente de correlación Kendall Tau entre el volumen mensual multianual en Salvajina y las CP1 de los caudales máximos/mínimos anuales en el valle alto del río Cauca.

τ . CP1.AM es el coeficiente tau para la CP1 de los caudales máximos anuales y τ . CP1.Am es el coeficiente tau para la CP1 de los caudales mínimos anuales. p es el p valor y aquellos con significancia estadística se resaltan en negrita.

Volumen mensual	τ . CP1.AM	p	τ . CP1.Am	p	Volumen trimestral	τ . CP1.AM	p	τ . CP1.Am	p
Junio	0.16	0.21	0.46	0.00	JJA	0.23	0.07	0.50	0.00
Julio	0.26	0.05	0.49	0.00	JAS	0.26	0.04	0.48	0.00
Agosto	0.20	0.12	0.46	0.00	ASO	0.26	0.05	0.44	0.00
Septiembre	0.28	0.03	0.46	0.00	SON	0.22	0.09	0.39	0.00
Octubre	0.15	0.25	0.32	0.01	OND	0.33	0.01	0.37	0.00
Noviembre	0.28	0.03	0.29	0.03	NDE	0.32	0.01	0.31	0.02
Diciembre	0.34	0.01	0.27	0.04	DEF	0.31	0.02	0.25	0.05
Enero	0.18	0.16	0.19	0.14	EFM	0.26	0.04	0.23	0.07
Febrero	0.28	0.03	0.25	0.05	FMA	0.38	0.00	0.29	0.03
Marzo	0.34	0.01	0.26	0.05	MAM	0.38	0.00	0.23	0.08
Abril	0.45	0.00	0.26	0.04	AMJ	0.38	0.00	0.17	0.18
Mayo	0.35	0.01	0.18	0.15	MJJ	0.34	0.01	0.19	0.15
media anual	0.45	0.00	0.51	0.00	-	-	-	-	-

6.1 Índices de embalse y los extremos hidrológicos

La descripción de los cambios en los caudales de entrada y salida al reservorio, la evolución temporal de los volúmenes retenidos, y las diferencias entre los caudales regulados y los del régimen natural anterior a la puesta en operación de una presa; han descrito los diferentes grados de alteración del régimen hidrológico.

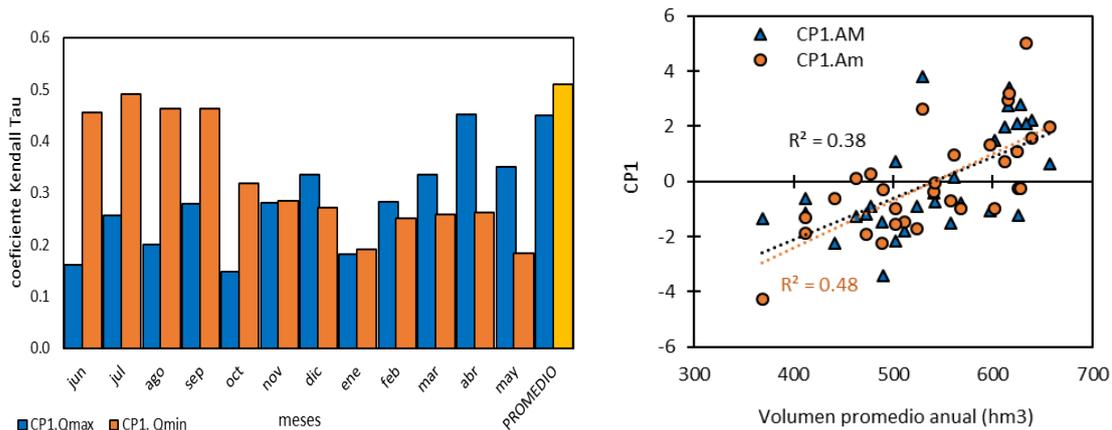


Figura 6-9. Correlación Kendall Tau entre el volumen mensual multianual en Salvajina y la CP1 de los caudales máximos/mínimos anuales en el valle alto del río Cauca (Panel izquierdo). Relación entre la CP1 de caudal extremo y el volumen promedio por año hidrológico en Salvajina (Panel derecho).

Se ha establecido que existen cambios en la magnitud y duración de los eventos extremos anuales. Sin embargo, las crecidas y los caudales mínimos representan un reto para el control de inundaciones y la dilución de la contaminación en Juanchito. Perea y Temez (1967) sostienen que, si el objetivo de un embalse es la regulación, el beneficio estará en función del volumen de almacenamiento. A continuación, se evalúan dos índices de embalse IE1 e IE2 (apartados 4.6.1 y 4.6.2, respectivamente) que pueden ser variables explicativas de la alteración de los extremos hidrológicos en el tiempo en función de la capacidad de retener el escurrimiento de OND en la cuenca y del volumen promedio anual almacenado. En la Figura 6-10 se tiene la serie temporal de ambos índices de embalse, resaltando que IE2 muestra una mayor variabilidad comparado con el índice de escurrimiento IE1.

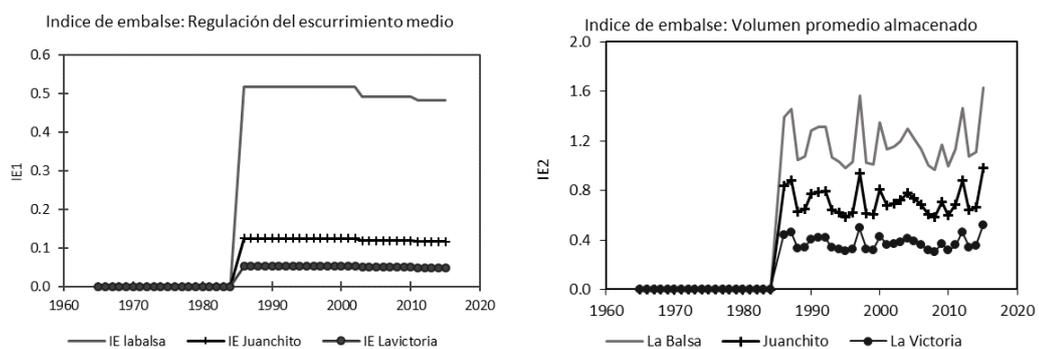


Figura 6-10. Variación en el tiempo de los índices de embalse. A izquierda IE1 o índice de escurrimiento medio, a la derecha el IE2 o índice de volumen promedio almacenado.

A manera de recordatorio, el índice de embalse en función del porcentaje de área no regulada y el escurrimiento medio que no puede ser retenido en el embalse (López y Francés, 2013), es $IE1(t) = \sum_{i=1}^n \frac{A_{Ri}(t)}{A_S} \cdot \frac{C_{Ri}(t)}{C_S}$, para $i = 1, 2, \dots, n$. Donde, $A_{Ri}(t)$ es el área tributaria al embalse en km^2 , en el año t , A_S es el área tributaria a la estación en km^2 , C_S es el volumen promedio escurrido en la cuenca hasta la estación S en el año t en hm^3 , C_R es la capacidad total de almacenamiento del embalse en hm^3 en el año t ; y n el número de

embalse aguas arriba de la estación. Destacando que el factor $\frac{C_{Ri}(t)}{C_s}$ es inferior a la unidad en todas las estaciones (Tabla 6-2), y al multiplicarse con el porcentaje de área regulada tiende a ofrecer valores IE1 cercanos a cero. Por otro lado, el índice de embalse en función de los cambios en el volumen promedio almacenado durante cada año hidrológico es definido como: $IE2(t) = \sum_{i=1}^N \frac{A_{Ri}(t)}{A_s} \cdot \frac{C_{Ri}(t)}{\bar{V}_R(t)}$. Donde, \bar{V}_R es el volumen almacenado anualmente en hm^3 cuyo orden de magnitud oscila entre la capacidad máxima de almacenamiento ($848 hm^3$) y el volumen mínimo técnico ($170 hm^3$). Por lo tanto, la relación $\frac{C_{Ri}(t)}{\bar{V}_R(t)}$ puede variar en el rango de 1.0 a 5.0 motivo por el cual, cada índice presenta diferente rango de magnitud (Figura 6-10).

La Figura 6-11 presenta la relación ente IE1 y los caudales extremos en las estaciones La Balsa, Juanchito, y La Victoria. Los valores más altos de IE1 se obtienen en La Balsa, la señal que provee el IE1 es más parecida a la de una variable categórica de punto de cambio, por tal razón el análisis de correlación entre el índice de embalse IE1 y los caudales máximos/mínimos anuales en el periodo 1986-2015, no señala correlación significativa con los extremos hidrológicos (Tabla 6-6).

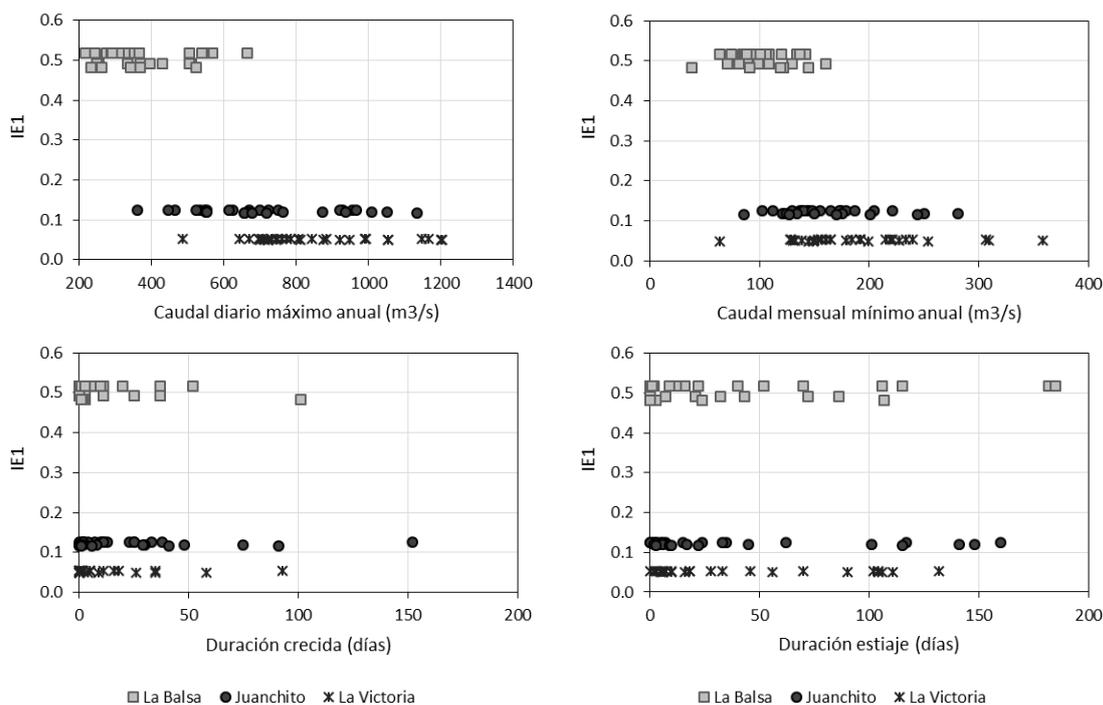


Figura 6-11. Índice de regulación del escurrimiento anual, IE1, conexión con los caudales máximos y mínimos anuales (Panel superior), y su duración (Panel inferior).

Tabla 6-6. Coeficiente de correlación Kendall Tau entre IE1 y los extremos hidrológicos. Periodo evaluado: 1986-2015. Resalta en **negrita**, la correlación significativa para p-valor < 0.05

Correlación Kendall Tau variable hidrológica	Coeficiente tau			p-valor		
	La Balsa	Juanchito	La Victoria	La Balsa	Juanchito	La Victoria
Caudal diario máximo anual (m3/s)	0.071	-0.235	-0.151	0.629	0.112	0.305
Caudal mensual mínimo anual (m3/s)	0.018	0.003	0.110	0.904	0.984	0.456
Duración crecida (días)	0.068	0.000	0.014	0.656	1.000	0.935
Duración estiaje (días)	0.101	-0.174	-0.243	0.504	0.243	0.142

La Figura 6-12 presenta los diagramas de dispersión entre el índice de embalse IE2 y los extremos hidrológicos en La Balsa, Juanchito y La Victoria. Los resultados con los caudales indican que valores mínimos de IE2 (embalse lleno) coinciden con los menores periodos de estiaje y caudales de crecida altos. En la medida que IE2 aumenta, (aumenta el volumen de espera y el embalse tiene poco volumen almacenado), disminuyen los caudales observados en las estaciones. La Tabla 6-7 muestra el grado de correlación entre el IE2 y las variables hidrológicas consideradas en el periodo 1986-2015, encontrando una correlación significativa con todas las variables hidrológicas.

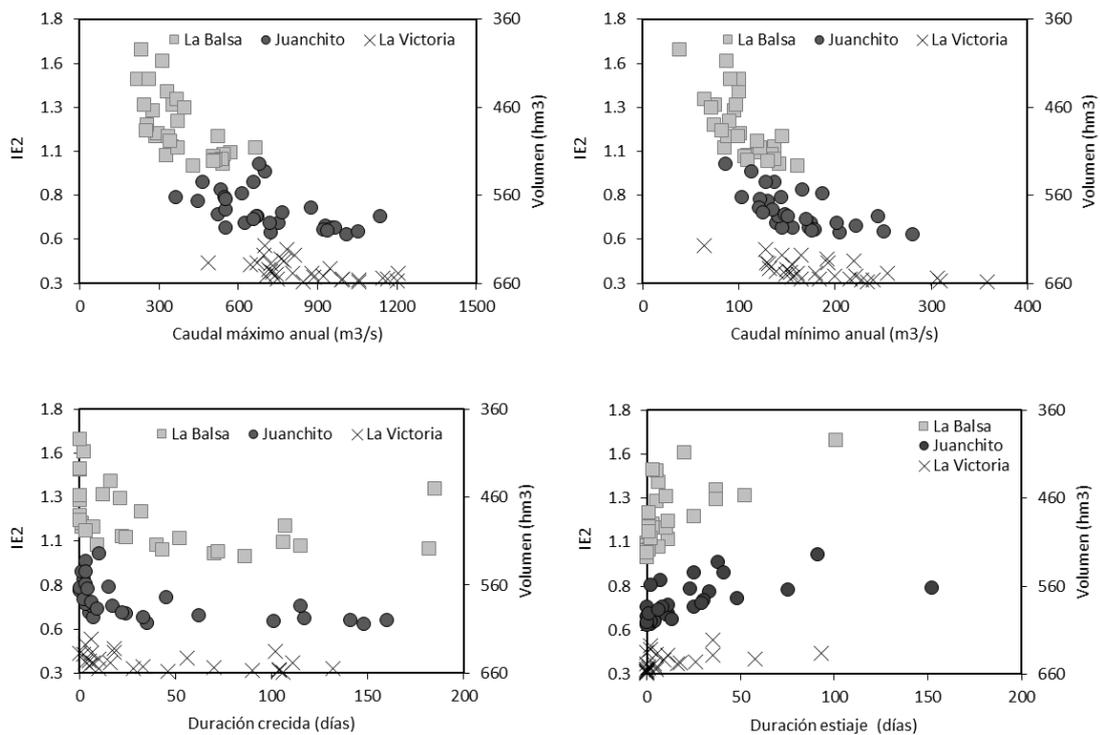


Figura 6-12. Relación entre extremos hidrológicos en el río Cauca y el índice de embalse IE2. Arriba Caudales máximos y mínimos anuales. Abajo duración de crecidas y estiajes.

Tabla 6-7. Coeficiente de correlación Kendall Tau entre los extremos hidrológicos e IE2 (1986-2015).

Correlación Kendall Tau variable hidrológica	Coeficiente tau			p-valor		
	La Balsa	Juanchito	La Victoria	La Balsa	Juanchito	La Victoria
Caudal diario máximo anual (m3/s)	-0.483	-0.445	-0.459	0.000	0.001	0.000
Caudal mensual mínimo anual (m3/s)	-0.532	-0.557	-0.536	0.000	0.000	0.000
Duración crecida (días)	0.567	0.559	0.482	0.000	0.000	0.001
Duración estiaje (días)	-0.484	-0.565	-0.404	0.000	0.000	0.004

7 INFLUENCIA DE FORZAMIENTOS CLIMÁTICOS EN LOS EXTREMOS HIDROLÓGICOS

Los efectos de la variabilidad climática en la hidrología del Valle del Cauca y Colombia, han sido ampliamente abordados en investigaciones previas (Carvajal-Escobar, Jiménez, & Materon, 1998; Gutiérrez & Dracup, 2001; Jiménez-Cisneros et al., 2014; Poveda, 2004; Poveda et al., 2005; Poveda, et al., 2002; Poveda, et al., 2006; Poveda & Álvarez, 2012; Puertas & Carvajal-Escobar, 2008). Los resultados expuestos han identificado que las variables macroclimáticas asociadas a ENSO que tienen mayor conexión con la hidroclimatología del Valle del Cauca son: la Temperatura Superficial del Océano (SST), en las regiones Niño 1-2, 3 y 3-4, el Índice de Oscilación del Sur y el Índice Multivariado ENSO (MEI). En estudios posteriores Espinoza Villar et al. (2009), Méndez et al. (2011), y Poveda et al. (2002) lograron establecer una conexión entre los cambios de fase de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y variaciones del régimen hidrológico en Norteamérica, México, Colombia y la región Amazónica de Brasil. Entre los hallazgos a destacar de estos estudios, se identifica que en la década del 70 y a finales de los años 90, el cambio de fase de la PDO tiene conexión con periodos de alta frecuencia de ocurrencia eventos El Niño/La Niña que repercutió en la hidrología. Asociada a ENSO, Poveda y Mesa, (1999) identifican que la Corriente en Chorro del Chocó (CCC) es responsable de la fuerte advección de humedad hacia el interior de Colombia entre septiembre y enero de cada año hidrológico, convirtiéndose en una variable climática de interés para el área de estudio. Recientemente, Córdoba-Machado et al. (2015) confirman que el Fenómeno el Niño Modoki altera el patrón de precipitación estacional el suroccidente colombiano, de forma diferente a los eventos ENSO convencionales, por lo tanto, es posible que dicha alteración diferenciada se extienda al comportamiento de los caudales extremos en el río Cauca.

Por todo lo anterior, este capítulo se centra en verificación de la teleconexión de los fenómenos de macroescala con los extremos hidrológicos en el Valle del Cauca. Las variables macroclimáticas, usadas son: El Índice Oceánico El Niño ONI, la Oscilación Decadal del Pacífico PDO, el Índice El Niño Modoki EMI, la anomalía de la temperatura superficial de océano Pacífico región Niño3 a.SSTn3, el Índice Oscilación del Sur SOI, la Corriente en Chorro del Chocó CCC; y el Índice multivariado ENSO MEI. Dicha evaluación, se basa en el coeficiente de correlación de Kendall Tau, que permite identificar la asociación entre variables sin implicar relación lineal. Finalmente se presentan los resultados del Análisis de Componentes Principales de los índices climáticos empleados en la modelación, que no solo disminuye el amplio grupo de covariables, sino que corrige posibles problemas de multicolinealidad y facilita el análisis.

Los criterios de la NOAA para definir las fases extremas de ENSO, se basan en ± 0.5 desviaciones estándar de los índices climáticos, por al menos cinco meses consecutivos

(NOAA, 2016). Sí se tiene en cuenta el año hidrológico en Colombia, de junio de 1965 y mayo de 2015, han ocurrido 11 eventos La Niña y 18 El Niño (Figura 7-1 y Tabla 7-1). En estos 50 años destacan dos fases frías (negativas) de la PDO: 1946-1976 y 1999-2014. La fase cálida (positiva) dominante se observa de 1977 a 1998. Además de lo anterior, al menos 20 eventos El Niño/La Niña Modoki, se han presentado en las últimas cinco décadas. Como el ONI incluye eventos Modoki, resalta, la simultaneidad entre los extremos de ENSO canónico y Modoki, desde la década de 1990.

Tabla 7-1. Eventos extremos de ENSO, ENM y la PDO en Colombia. Periodo (1965-2015) En negrita eventos ENM que no coinciden con las fases extremas de ENSO, En fondo gris claro/blanco la fase fría/cálida de la PDO.

Elaborado con datos de (JAMSTEC, 2010; NOAA. et al., 2017b; NOAA, 2016)

La Niña (LN)				El Niño (EN)					
Inicia	Termina	Inicia	Termina	Inicia	Termina	Inicia	Termina	Inicia	Termina
nov/67	mar/68	jul/95	feb/96	may/65	mar/66	sep/79	ene/80	abr/97	abr/98
jun/70	dic/71	jun/98	feb/01	oct/68	may/69	mar/82	may/83	may/02	ene/03
may/73	jun/74	jul/07	may/08	jul/69	dic/69	ago/86	may/87	jun/04	mar/05
sep/74	feb/76	jun/10	mar/11	abr/72	feb/73	jun/87	ene/88	ago/06	dic/06
sep/84	may/85	jul/11	ene/12	ago/76	ene/77	may/91	jun/92	jun/09	mar/10
abr/88	abr/89			ago/77	dic/77	sep/94	feb/95	oct/15	abr/16
La Niña Modoki (LNM)				El Niño Modoki (ENM)					
Inicia	Termina	Inicia	Termina	Inicia	Termina	Inicia	Termina	Inicia	Termina
sep/73	may/74	dic/00	abr/01	oct/65	mar/66	ago/77	dic/77	jun/94	may/95
jun/74	jul/74	dic/07	may/08	abr/66	nov/66	ene/78	feb/78	jun/04	nov/04
jul/75	feb/76	jun/08	feb/09	jul/67	feb/68	nov/90	jun/91	oct/09	mar/10
mar/83	ene/84	ago/10	mar/11	nov/68	mar/69	ago/91	dic/91		
jul/88	may/89	abr/11	jun/11						
jul/97	ago/99	nov/11	ene/12						
oct/99	may/00	feb/12	jul/12						

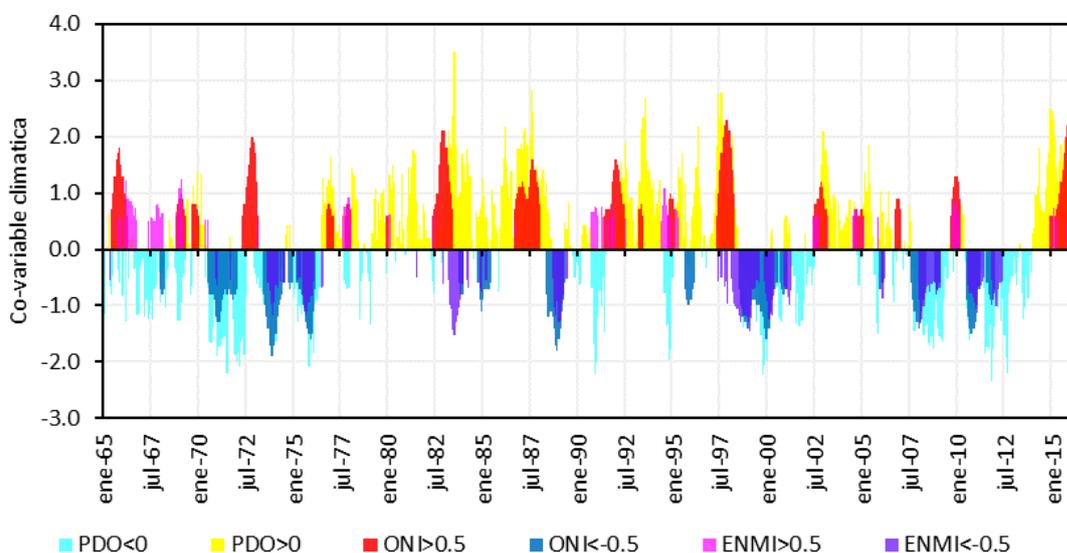


Figura 7-1. Eventos extremos de ENSO, ENM y la PDO. Periodo (1965-2015). En diferentes gamas de azul valores negativos o fase fría de los índices climáticos y en rojo – amarillo fase cálida del fenómeno (valores positivos)

Para el análisis de los efectos de ENSO en el régimen de caudales extremos se adopta que un año hidrológico *i* es tipo El Niño, La Niña o Normal sí se cumplen las siguientes condiciones:

- 1) Años El Niño, cuando entre junio del año i y mayo del año $i+1$, se observan valores de ONI mayores a 0.5 por cinco o más meses consecutivos;
- 2) Años tipo La Niña, siempre que entre junio del año i y mayo del año $i+1$, se registren valores de ONI inferiores a -0.5 por cinco o más periodos consecutivos;
- 3) Años Normales, cuando en el año hidrológico no se observan ninguna de las condiciones antes descritas.

La Tabla 7-2, presenta la clasificación final usada en este trabajo. Al comparar el valor promedio anual de ONI y la fase de ENSO (Tabla 7-2) se obtiene que: Los años El Niño coinciden con un valor promedio anual ONI > 0.3 ; años La Niña: presentan ONI < -0.3 ; y en años Normales: $-0.30 \leq \text{ONI} \leq 0.30$. Estos rangos, son empleados en adelante para valorar la influencia de ENSO en las series de extremos hidrológicos anuales.

Tabla 7-2. Clasificación de fases de ENSO por año hidrológico en Colombia usando ONI (NOAA. et al., 2015). En azul/rojo oscuro la fase fría/cálida de ENSO, en negro años Normales

Año	ONI	Inicia	Termina	Fase	Año	ONI	Inicia	Termina	Fase
1965	1.1	may-65	mar-66	El Niño	1991	1.1	may-91	jun-92	El Niño
1966	-0.2	abr-66	oct-67	Normal	1992	0.3	jul-92	may-93	Normal
1967	-0.4	nov-67	mar-68	La Niña	1993	0.2	jun-93	may-94	Normal
1968	0.6	oct-68	may-69	El Niño	1994	0.5	sep-94	feb-95	El Niño
1969	0.5	jul-69	dic-69	El Niño	1995	-0.6	jul-95	feb-96	La Niña
1970	-0.9	jun-70	may-71	La Niña	1996	-0.1	mar-96	mar-97	Normal
1971	-0.4	jun-71	dic-71	La Niña	1997	1.6	abr-97	abr-98	El Niño
1972	1.0	abr-72	feb-73	El Niño	1998	-1.1	jun-98	may-99	La Niña
1973	-1.4	may-73	jun-74	La Niña	1999	-1.1	jun-99	may-00	La Niña
1974	-0.6	sep-74	may-75	La Niña	2000	-0.5	jun-00	feb-01	La Niña
1975	-1.0	jun-75	feb-76	La Niña	2001	0.0	mar-01	abr-02	Normal
1976	0.5	ago-76	ene-77	El Niño	2002	0.6	may-02	ene-03	El Niño
1977	0.3	ago-77	dic-77	El Niño	2003	0.2	feb-03	may-04	Normal
1978	-0.1	ene-78	ago-79	Normal	2004	0.6	jun-04	mar-05	El Niño
1979	0.4	sep-79	ene-80	El Niño	2005	-0.3	abr-05	jul-06	Normal
1980	-0.1	feb-80	may-81	Normal	2006	0.3	ago-06	dic-06	El Niño
1981	0.1	jun-81	feb-82	Normal	2007	-1.0	jul-07	may-08	La Niña
1982	1.5	mar-82	may-83	El Niño	2008	-0.3	jun-08	may-09	Normal
1983	-0.4	jun-83	ago-84	Normal	2009	0.7	jun-09	mar-10	El Niño
1984	-0.6	sep-84	may-85	La Niña	2010	-1.0	jun-10	mar-11	La Niña
1986	0.9	ago-86	may-87	El Niño	2011	-0.6	jul-11	ene-12	La Niña
1987	0.6	jun-87	ene-88	El Niño	2012	-0.1	feb-12	may-13	Normal
1988	-1.2	abr-88	abr-89	La Niña	2013	-0.3	jun-13	sep-15	Normal
1989	0.0	may-89	may-90	Normal	2014	0.5	oct-15	may-15	El Niño
1990	0.4	jun-90	abr-91	Normal	2015	1.5	jun-15	abr-16	El Niño

7.1 Alteración del régimen de caudales de crecidas y estiaje

La influencia de ENSO sobre los coeficientes de caudal extremo mensual del río Cauca (Figura 7-2), muestra: incrementos de los caudales máximo y mínimos mensuales durante la fase negativa de ENSO (La Niña), mientras que cuando ocurre la fase opuesta El Niño, se aprecia una significativa disminución de las crecidas y los caudales mínimos, en todas las estaciones. Además, en Juanchito, los caudales mínimos mensuales no superan el umbral para el control de la contaminación en septiembre y octubre de los años El Niño.

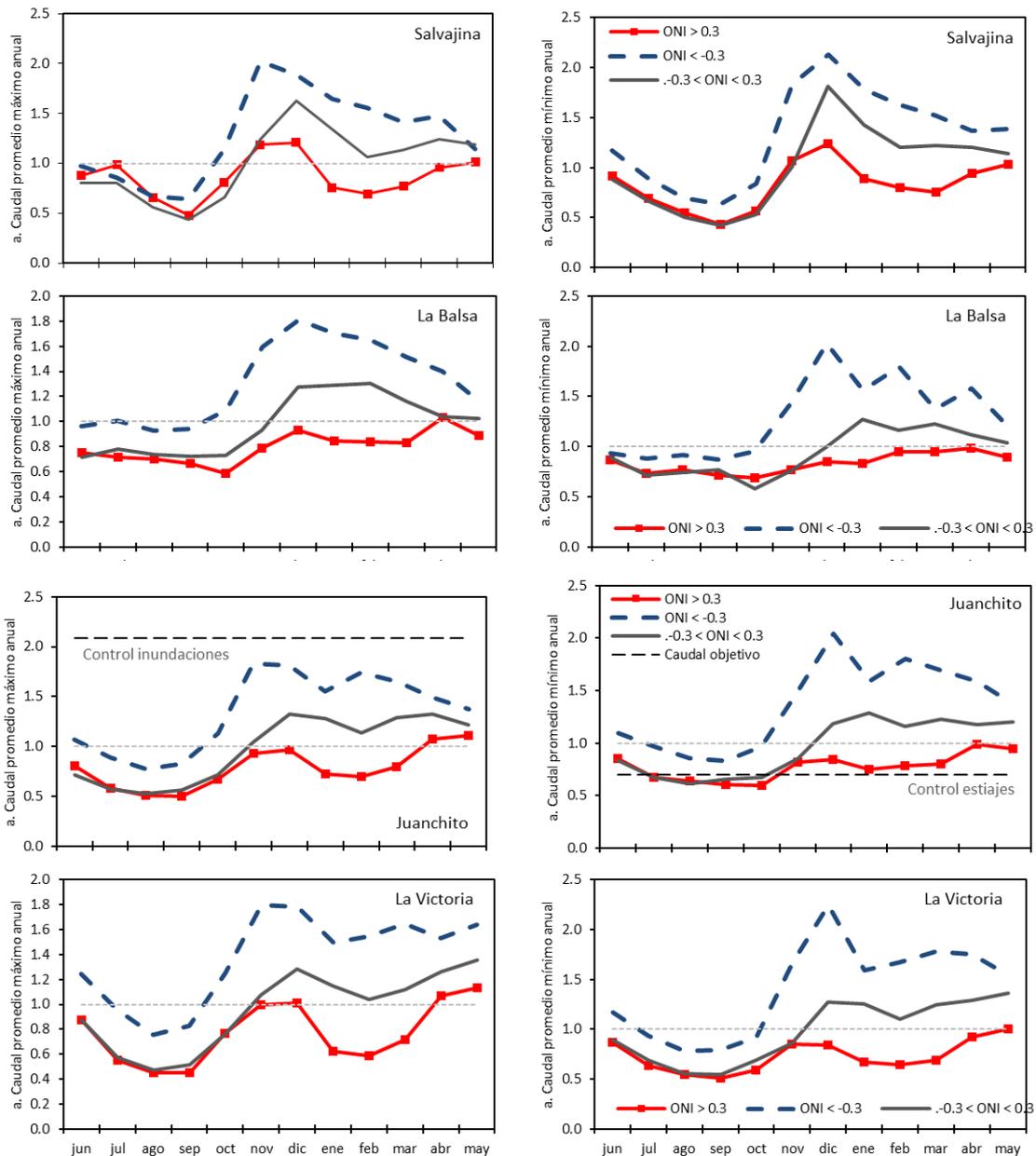


Figura 7-2. Efecto de ENSO en el régimen de caudales extremos del río Cauca en su valle Alto. En azul el comportamiento del coeficiente de caudal en años La Niña, en rojo los años El Niño y en gris años Normales. En la estación Juanchito se grafica el umbral para el control de inundaciones y estiajes

7.1 Estacionariedad en las variables climáticas de baja frecuencia

Este apartado presenta, los resultados del análisis de estacionariedad de las variables climáticas Índice Oceánico El Niño ONI, la Oscilación Decadal del Pacífico PDO, el Índice El Niño Modoki EMI, la anomalía de la temperatura superficial de océano Pacífico región Niño3 SSTn3, el Índice Oscilación del Sur SOI, la Corriente en Chorro del Chocó CCC; y el Índice multivariado ENSO MEI. Seleccionadas en apartados anteriores como representativas de la variabilidad climática en el área de estudio y a emplear en la modelación estadística de los extremos hidrológicos en el río Cauca.

La función de auto correlación de los índices climáticos confirma, para un nivel de confianza del 95%, la independencia de las covariables anuales: MEI, ONI y SOI, mientras que los índices CCC y a.SSTn3 muestran memoria a un año con $r_{CCC} = 0.308$ y $r_{SST} = -0.327$, cada uno. Los demás índices climáticos presentan dependencia serial significativa para más de un periodo de rezago. En el caso del índice de la PDO se acepta persistencia a uno y 15 años con valores r_{PDO} de 0.396 y -0.334, correspondientemente; luego la variable EMI presenta memoria significativa a rezagos 1, 5, 6, 7 y 12 años, con coeficientes de correlación r_{ENMI} equivalentes a 0.455, -0.286, -0.485, -0.315 y 0.291, respectivamente (Figura 7-3). Para corroborar la dependencia serial identificada en Las variables CCC, a.SSTn3, PDO y EMI, se aplicó la prueba no paramétrica de Ljung-Box, cuyo resultado rechaza la auto correlación en las series temporales PDO, a.SSTn3 y CCC, pero acepta la dependencia serial para el índice EMI. La combinación de señales de la PDO y ENSO, mejoran las previsiones climáticas debido a la fuerte tendencia de persistencia multi-decadal (Wang et al., 2015). Además, la persistencia edificada en el EMI puede ser explicada por la inercia térmica de la temperatura del océano Pacífico que proporciona una capacidad predictiva importante, de utilidad en la modelación de los extremos hidrológicos.

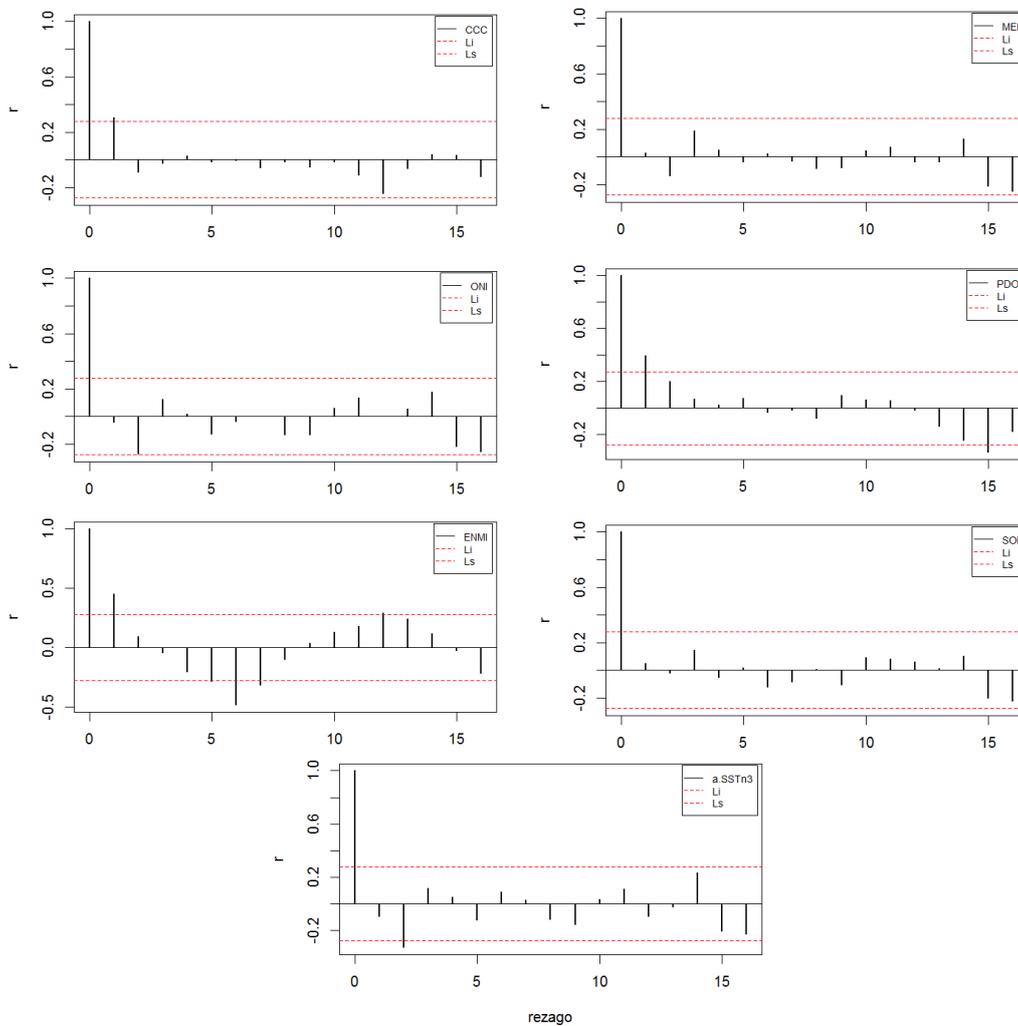


Figura 7-3. Función de auto correlación de los índices macroclimáticos con un intervalo de confianza del 95%. Donde r es el coeficiente de correlación y el rezago es en años.

Las series de valores promedio anuales, de diferentes índices climáticos son presentadas en la Figura 7-4. La única covariable que presenta cambios en el tiempo es la PDO. Esta alteración es confirmada estadísticamente (Tabla 7-3). También se aprecian cambios no significativos entre 1994 y 1997 para ONI CCC y SOI; mientras que MEI y SSTn3 muestra rupturas en la media en 1975, es necesario resaltar que los saltos observados entre 1975 y 1977, coinciden con una transición de la PDO de una fase fría a una cálida.

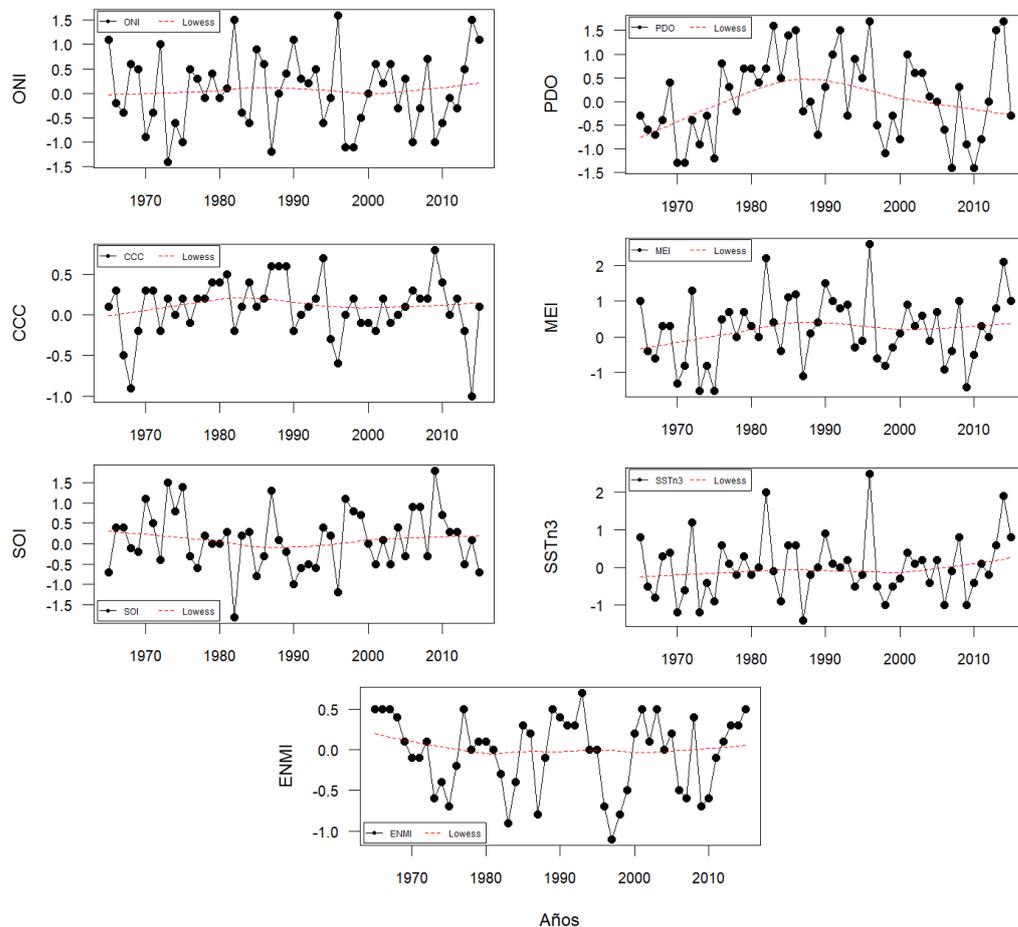


Figura 7-4. Variación temporal del promedio anual de diferentes índices climáticos asociados a la hidrometeorología del suroccidente de Colombia.

Tabla 7-3. Estacionariedad de las covariables climáticas. Periodo (1965-2015). Valores con (*) se adoptan independientes según la prueba Ljung-Box. Von N es la prueba de von Neumann, ACF es el resultado del análisis de auto correlación, M-Kendall es la prueba Mann-Kendall; p.c., es el año de cambio indicado en la prueba; Sig., es la significancia estadística, NS es no significativos, P1 significativo al 1%, P5 significativo al 5% y P10 es significativo al 10%. Tau es el estadístico de la prueba Mann-Kendall y su signo indica el sentido de la pendiente.

Co- variable	Pettitt		Buishand		SNHT		Von N.	Levene	acf	M-Kendall		
	p.c.	Sig	p.c.	Sig	p.c.	Sig				Sig	tau	Sig
ONI	1996	NS	1997	NS	2013	NS	NS	NS	NS	0.03	NS	
PDO	1975	P5	1976	P1	1975	P5	P1	NS	NS	P5*	0.04	NS
CCC	1994	NS	1995	NS	2013	p5	NS	NS	NS	P5*	-0.01	NS
MEI	1975	NS	1976	NS	1975	NS	NS	NS	NS	NS	0.09	NS
SOI	1996	NS	1997	NS	1975	NS	NS	NS	NS	NS	-0.01	NS
SSTn3	1975	NS	1976	NS	2013	NS	NS	NS	NS	P5*	0.08	NS
EMI	1969	NS	1973	NS	1968	NS	NS	NS	NS	P5	0.02	NS

7.2 Teleconexión entre covariables climáticas y las crecidas anuales en el río Cauca

La selección de las covariables climáticas se hace teniendo en cuenta la correlación con la primera componente principal de los caudales máximos anuales desde Salvajina hasta La Victoria (CP1.Qmax). Entre 1965 y 2015. La CP1.Qmax contiene el 80% de la variabilidad de los caudales de las cuatro estaciones de aforo, además, es la única con varianza > 1.0. Con el fin de identificar posibles errores de interpretación de los resultados de las correlaciones debido a regresiones espurias, en este trabajo se establece que existe una combinación lineal estacionaria entre los índices climáticos y la primera componente principal de los caudales de crecida anual (CP1.Qmax), verificada con la prueba Engle-Granger (1987) en (Leybourne y Newbold, 2003).

La Figura 7-5, presenta la variación de la CP1.Qmax en función de los índices climáticos, señalando que las variables oceánicas de ENSO, la PDO y el índice El Niño Modoki (ENMI) presentan una relación negativa; mientras que los índices atmosféricos Oscilación del Sur (SOI) y la Corriente en Chorro del Chocó (CCC) muestran una conexión positiva. Esto quiere decir que entre más negativos los índices de ENSO, la CP1 de los caudales máximos es mayor a cero.

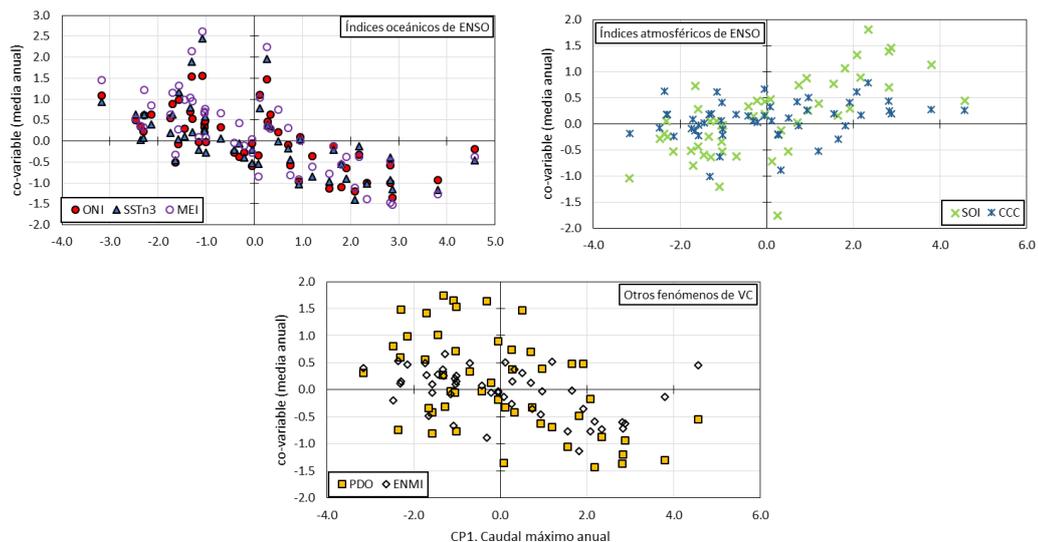


Figura 7-5. Variación de la Primera Componente Principal de las crecidas en el río Cauca en función de índices climáticos.

Para verificar la correlación entre las variables climáticas e hidrológicas se aplicó el coeficiente Kendall Tau a rezago 0, (Figura 7-6, y Tabla 7-4). Los resultados muestran:

- Una correlación negativa entre la CP1.Qmax y los índices: ONI, PDO, MEI y SSTn3. Esto quiere decir que valores negativos de la CP1 coinciden con valores positivos de las covariables y en la medida que estas últimas disminuyen, la CP1 aumenta. No obstante, el grado de correlación con ENMI es significativo solo para p-valor < 0.10.
- Correlación positiva significativa entre la CP1.Qmax, y los índices SOI y CCC. De tal forma que tanto la CP1.Qmax, como las variables atmosféricas aumentan simultáneamente.

- Las variables CCC, SOI, SSTn3 y EMI presentan trimestres sin correlación explícita con las crecidas máximas anuales. Para los tres índices no existe conexión con las crecidas en los trimestres AMJ y MJJ.
- La CCC trimestral, solo indica significancia estadística con la CP1.Qmax en NDE, DEF, y EFM.
- El índice EMI, pierde correlación en JJA y JAS.
- La pérdida de teleconexión de la CP1.Qmax y los índices climáticos trimestrales entre abril y junio, está asociada al debilitamiento de las corrientes de viento y de la lengua fría en el océano Pacífico, generando inestabilidad en el sistema océano- atmosfera, de tal forma que en AMJ – MJJ se producen la mayoría de las transiciones de fase de ENSO (Carvajal-Escobar y Marco, 2004; Loiza et al., 2014; Poveda, 2004a; Poveda et al., 2011).
- El trimestre DEF es el de mayor correlación absoluta con las crecidas anuales, para los índices ONI, PDO y MEI, debido probablemente a que es el trimestre donde ocurren la mayoría las crecidas máximas anuales.
- El índice MEI muestra la mayor correlación absoluta para todos los trimestres entre DEF y MJJ, esto puede deberse a que es una covariable compuesta por un conjunto de datos océano – atmosféricos, por lo tanto, presenta más información explicativa frente a los cambios de las crecidas.
- El índice EMI también presenta correlaciones significativas con las crecidas anuales entre ASO y MAM, destacando que son de menor magnitud que el resto de covariables climáticas. Existen evidencias robustas de vínculos entre las fases de EMI y la precipitación estacional en Colombia; también con cambios en la temperatura del océano Atlántico que puede afectar la torrencialidad asociada a ciclones tropicales en el mar Caribe y que son diferentes a los provocados durante ENSO (Amaya y Foltz, 2014; Córdoba-Machado et al., 2015). Esto puede explicar en parte porque tiene una menor conexión con las crecidas, entendiendo que la fase negativa de EMI, a diferencia de la fase negativa de ENSO, traslada menos humedad desde el Pacífico y no altera las condiciones del océano Atlántico tropical en consecuencia, disminuye su aporte a los caudales altos.

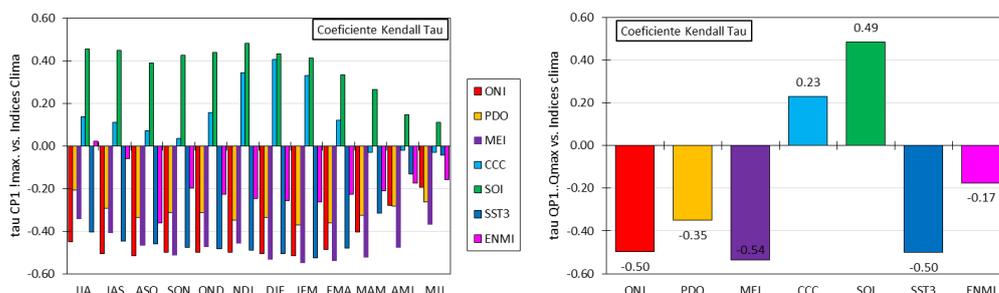


Figura 7-6 Correlación entre los índices climáticos y la CP1 de las crecidas máximas anuales en el río Cauca. A la izquierda coeficiente tau para índices climáticos trimestrales y a la derecha, tau para promedio anual de variables climáticas

Tabla 7-4. Coeficientes de correlación Kendall tau entre la CP1 de las crecidas máximas anuales y valores promedio de índices de variabilidad climática.

Tau es el coeficiente de correlación y p.v el p-valor de la prueba. En negrita se resaltan las correlaciones significativas para un p-valor < 0.05.

variable Trimestre	ONI		PDO		MEI		CCC		SOI		SSTn3		EMI	
	tau	p.v	tau	p.v	tau	p.v	tau	p.v	tau	p.v	tau	p.v	tau	p.v
JJA	-0.45	0.00	-0.21	0.04	-0.34	0.00	0.14	0.17	0.45	0.00	-0.40	0.00	0.02	0.82
JAS	-0.50	0.00	-0.29	0.00	-0.41	0.00	0.11	0.26	0.45	0.00	-0.44	0.00	-0.06	0.56
ASO	-0.51	0.00	-0.33	0.00	-0.47	0.00	0.07	0.49	0.39	0.00	-0.46	0.00	-0.36	0.00
SON	-0.50	0.00	-0.31	0.00	-0.51	0.00	0.04	0.72	0.43	0.00	-0.48	0.00	-0.20	0.05
OND	-0.50	0.00	-0.31	0.00	-0.47	0.00	0.16	0.12	0.44	0.00	-0.48	0.00	-0.23	0.02
NDE	-0.50	0.00	-0.35	0.00	-0.46	0.00	0.34	0.00	0.48	0.00	-0.49	0.00	-0.25	0.01
DEF	-0.50	0.00	-0.33	0.00	-0.53	0.00	0.40	0.00	0.43	0.00	-0.50	0.00	-0.26	0.01
EFM	-0.52	0.00	-0.37	0.00	-0.55	0.00	0.33	0.00	0.41	0.00	-0.52	0.00	-0.26	0.01
FMA	-0.48	0.00	-0.36	0.00	-0.54	0.00	0.12	0.24	0.33	0.00	-0.48	0.00	-0.23	0.02
MAM	-0.40	0.00	-0.32	0.00	-0.52	0.00	-0.03	0.77	0.26	0.01	-0.31	0.00	-0.21	0.04
AMJ	-0.28	0.01	-0.28	0.00	-0.48	0.00	-0.02	0.85	0.15	0.14	-0.13	0.19	-0.18	0.08
MJJ	-0.19	0.05	-0.26	0.01	-0.37	0.00	-0.03	0.77	0.11	0.27	-0.04	0.66	-0.16	0.12
Media anual	-0.50	0.00	-0.35	0.00	-0.54	0.00	0.23	0.02	0.49	0.00	-0.50	0.00	-0.17	0.08

7.1 Teleconexión entre las covariables climáticas y los caudales mínimos anuales en el río Cauca

La Figura 7-7, Figura 7-8 y la Tabla 7-5, muestran los resultados del análisis de correlación entre las covariables climáticas y la primera componente principal de los caudales mensuales mínimos anuales en el río Cauca (CP1.qmin) en este caso la CP1 contiene el 82% de la variabilidad del conjunto y es la única CP con varianza mayor a uno. Similar al análisis anterior, existe correlación significativa negativa con ONI, PDO, MEI, SSTn3 y EMI; mientras hay una relación positiva importante con SOI y CCC. El índice climático de mayor conexión con los caudales mínimos es MEI. Las principales diferencias son:

- Todos los valores promedio anuales de los índices climáticos presentan buena correlación con la CP1 de los caudales mínimos anuales.
- El análisis de correlación con índices climáticos trimestrales muestra una teleconexión máxima entre los caudales mínimos y las covariables de JJA y posteriormente se va degradando, hasta perder totalmente la significancia en MJJ. Mientras que las correlaciones obtenidas con las crecidas siguen un patrón bimodal con máximos en ASO y EFM.

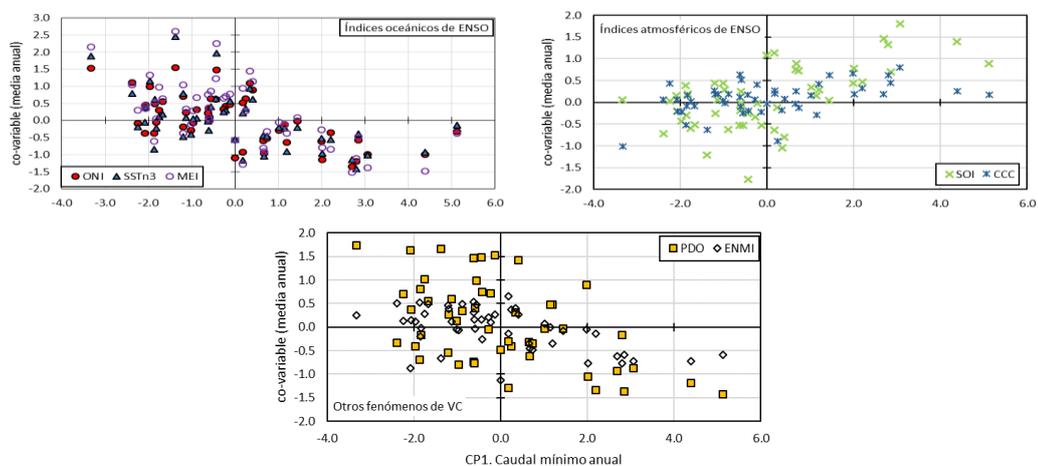


Figura 7-7. Variación de la Primera Componente Principal de los caudales mensuales mínimos anuales en el río Cauca en función de variables macroclimáticas

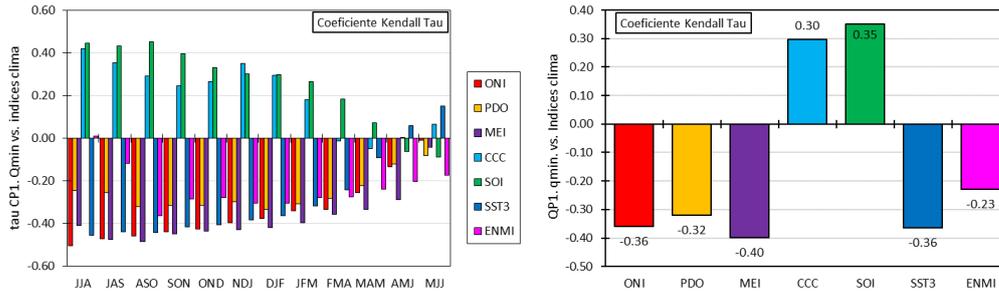


Figura 7-8. Correlación entre índices climáticos y la CP1 de los caudales mensuales mínimos anuales en el río Cauca. A la izquierda tau para valor trimestral de índices climáticos trimestrales y a la derecha tau para el valor promedio anual de la covariable climática

Tabla 7-5. Coeficientes de correlación Kendall tau entre la CP1 de los caudales mínimos anuales y valores promedio de índices de variabilidad climática.

variable	ONI		PDO		MEI		CCC		SOI		SSTn3		EMI	
	tau	p.v	tau	p.	tau	p.v								
JJA	-0.50	0.00	-0.25	0.01	-0.41	0.00	0.42	0.00	0.44	0.00	-0.46	0.00	0.01	0.92
JAS	-0.47	0.00	-0.25	0.01	-0.47	0.00	0.36	0.00	0.43	0.00	-0.44	0.00	-0.12	0.24
ASO	-0.46	0.00	-0.32	0.00	-0.49	0.00	0.29	0.00	0.45	0.00	-0.44	0.00	-0.36	0.00
SON	-0.44	0.00	-0.31	0.00	-0.45	0.00	0.25	0.01	0.40	0.00	-0.42	0.00	-0.29	0.00
OND	-0.42	0.00	-0.31	0.00	-0.44	0.00	0.27	0.01	0.33	0.00	-0.41	0.00	-0.28	0.01
NDE	-0.40	0.00	-0.30	0.00	-0.43	0.00	0.35	0.00	0.30	0.00	-0.38	0.00	-0.31	0.00
DEF	-0.38	0.00	-0.33	0.00	-0.42	0.00	0.30	0.00	0.30	0.00	-0.36	0.00	-0.30	0.00
EFM	-0.34	0.00	-0.31	0.00	-0.40	0.00	0.18	0.07	0.27	0.01	-0.32	0.00	-0.28	0.01
FMA	-0.33	0.00	-0.28	0.00	-0.36	0.00	-0.01	0.91	0.18	0.06	-0.24	0.02	-0.27	0.01
MAM	-0.25	0.01	-0.22	0.03	-0.33	0.00	-0.05	0.62	0.07	0.46	-0.09	0.37	-0.24	0.02
AMJ	-0.13	0.18	-0.12	0.22	-0.29	0.00	0.00	0.99	-0.06	0.55	0.06	0.56	-0.20	0.04
MJJ	-0.01	0.93	-0.08	0.42	-0.04	0.66	0.07	0.51	-0.09	0.37	0.15	0.13	-0.17	0.09
Anual	-0.36	0.00	-0.32	0.00	-0.40	0.00	0.30	0.00	0.35	0.00	-0.36	0.00	-0.23	0.02

La diferencia identificada puede deberse a la conexión entre el doble paso de la ZCIT y ENSO en el régimen anual. Cuando se manifiestan las fases opuestas de ENSO, los procesos climatológicos se reciclan o retroalimentan de tal forma que:

- Durante La Niña: las lluvias que llegan del Pacífico promueven condiciones más lluviosas ya que; las condiciones de humedad del suelo favorecen la evapotranspiración y más lluvias convectivas. Así, cuando llega segundo paso de la ZCIT, al suroccidente colombiano, en OND y trae lluvias prolongadas junto a suelos ya saturados, ocurren la mayoría de las crecidas en el río Cauca (entre OND y EFM). Sí adicionalmente tenemos en cuenta que los eventos La Niña tienen una permanencia mayor en el tiempo puede entenderse entonces que la conexión entre variables climáticas trimestrales y la serie anual de crecidas se extienda a MAM.
- Cuando ocurre El Niño: las condiciones secas, reducen la evapotranspiración y las lluvias por convección, la baja humedad acentúa las sequías en los trimestres de menos lluvias DEF y JJA. En consecuencia, se da la fuerte conexión entre las variables climáticas trimestrales de JJA y la serie de caudales mínimos.

7.2 Teleconexión entre las covariables climáticas y la duración de las crecidas y estiajes en el río Cauca

Existen diferencias en la relación entre la duración de los eventos y la variabilidad climática, en comparación con el comportamiento de las CP de los caudales máximos/ mínimos

anuales (Figura 7-9). Resaltan cambios en la pendiente de los gráficos de duración de las crecidas y del estiaje. Mientras que la duración de las crecidas en Juanchito presenta una correlación negativa con índices oceánicos, los estiajes muestran una proporcionalidad positiva. Esto significa que en la medida que los índices que emplean la temperatura del O.P. son mayores a cero la duración del estiaje aumenta, pero la duración de los caudales altos disminuye.

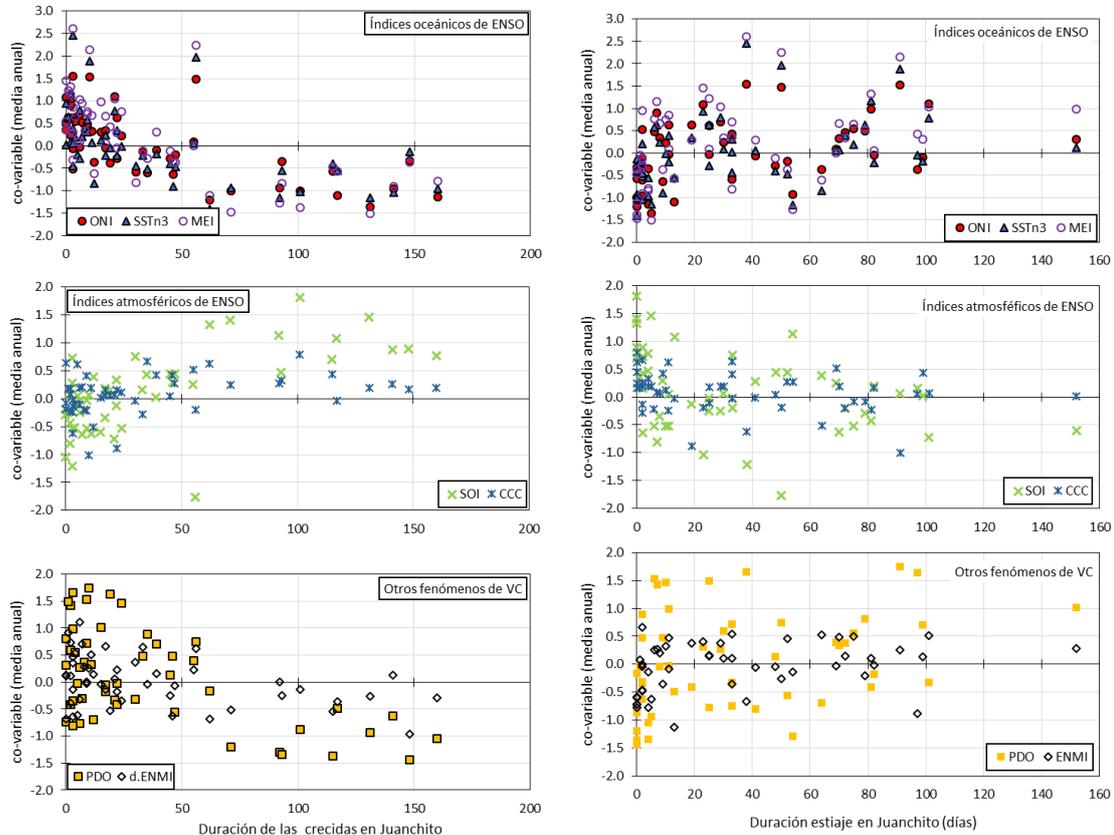


Figura 7-9. Variación de la duración de los extremos hidrológicos en función de índices climáticos. A la izquierda las crecidas y a la derecha permanencia del estiaje

Los resultados del análisis de correlación entre las covariables climáticas y la duración de eventos extremos en Juanchito son presentados en la Figura 7-10, la Tabla 7-6 y la Tabla 7-7. De forma general existe una mejor conexión entre las variables hidrológicas y los índices oceánicos de variabilidad climática, también se aprecia correlaciones de mayor magnitud con la duración de las crecidas para casi todos los trimestres, mientras que la conexión es menor con el periodo del estiaje y por menos trimestres. Teniendo en cuenta el análisis de correlación, el valor promedio anual de las covariables tiene una buena correlación con las crecidas y los caudales mínimos. Refleja adecuadamente, la diferente tele conexión entre las variables y los extremos hidrológicos. Además, contiene información de todo el año. Por lo tanto, se adopta el valor promedio anual de los índices de variabilidad climática como: términos aditivos en la modelación estadística de los extremos hidrológicos del río Cauca.

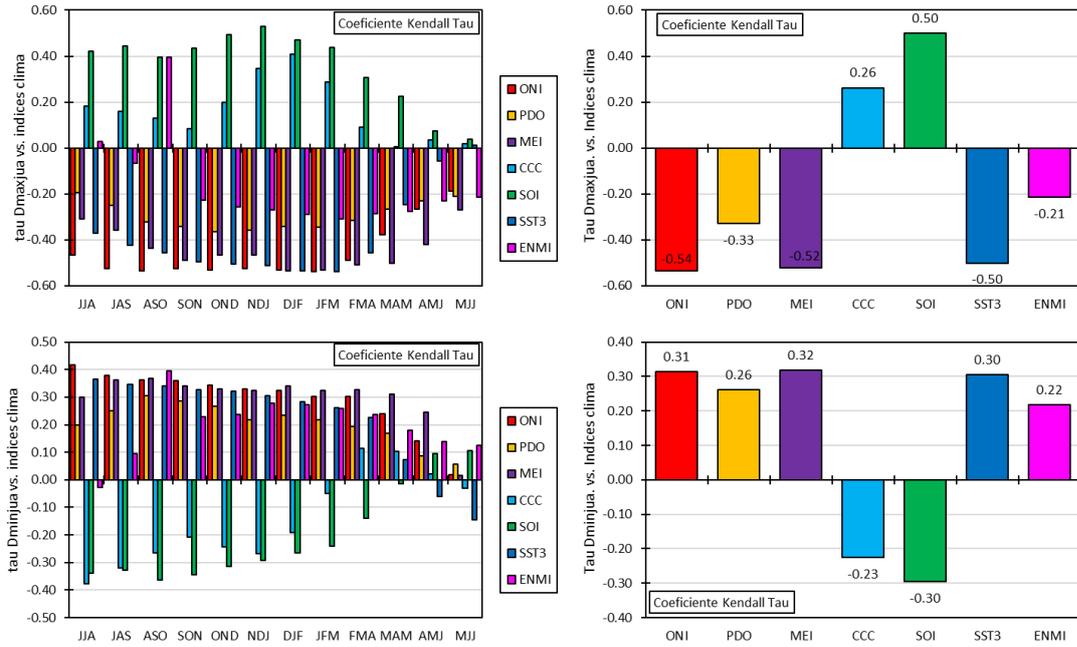


Figura 7-10. Correlación entre índices climáticos y la duración de las crecidas y estiajes en el río Cauca. Estación Juanchito. A la izquierda valores del coeficiente tau por trimestre y a la derecha el valor promedio anual de la covariable climática

Tabla 7-6. Coeficientes de correlación Kendall tau entre la duración de las crecidas en Juanchito y valores promedio de índices de variabilidad climática.

variable Trimestre	ONI		PDO		MEI		CCC		SOI		SSTn3		EMI	
	tau	p.v	tau	p.v	tau	p.v	tau	p.v	tau	p.v	tau	p.	tau	p.v
JJA	-0.47	0.00	-0.19	0.05	-0.31	0.00	0.18	0.07	0.42	0.00	-0.37	0.00	0.03	0.78
JAS	-0.53	0.00	-0.25	0.01	-0.36	0.00	0.16	0.11	0.44	0.00	-0.42	0.00	-0.07	0.51
ASO	-0.53	0.00	-0.32	0.00	-0.44	0.00	0.13	0.20	0.40	0.00	-0.46	0.00	0.40	0.00
SON	-0.52	0.00	-0.34	0.00	-0.49	0.00	0.08	0.41	0.43	0.00	-0.50	0.00	-0.23	0.02
OND	-0.53	0.00	-0.36	0.00	-0.47	0.00	0.20	0.05	0.49	0.00	-0.50	0.00	-0.26	0.01
NDE	-0.53	0.00	-0.36	0.00	-0.47	0.00	0.35	0.00	0.53	0.00	-0.51	0.00	-0.27	0.01
DEF	-0.53	0.00	-0.34	0.00	-0.54	0.00	0.41	0.00	0.47	0.00	-0.54	0.00	-0.29	0.00
EFM	-0.54	0.00	-0.35	0.00	-0.53	0.00	0.29	0.00	0.44	0.00	-0.54	0.00	-0.31	0.00
FMA	-0.49	0.00	-0.32	0.00	-0.51	0.00	0.09	0.37	0.31	0.00	-0.46	0.00	-0.29	0.00
MAM	-0.38	0.00	-0.27	0.01	-0.50	0.00	0.00	0.97	0.22	0.03	-0.25	0.01	-0.28	0.01
AMJ	-0.27	0.01	-0.23	0.02	-0.42	0.00	0.03	0.73	0.07	0.47	-0.06	0.56	-0.23	0.02
MJJ	-0.19	0.06	-0.21	0.03	-0.27	0.01	0.02	0.87	0.04	0.70	0.01	0.90	-0.22	0.03
Anual	-0.54	0.00	-0.33	0.00	-0.52	0.00	0.26	0.01	0.50	0.00	-0.50	0.00	-0.21	0.03

Tabla 7-7. Correlación entre la duración del estiaje en Juanchito e índices de variabilidad climática.

variable Trimestre	ONI		PDO		MEI		CCC		SOI		SSTn3		EMI	
	tau	p.v	tau	p.v	tau	p.v	tau	p.v	tau	p.v	tau	p.	tau	p.v
JJA	0.42	0.00	0.20	0.05	0.30	0.00	-0.38	0.00	-0.34	0.00	0.37	0.00	-0.03	0.79
JAS	0.38	0.00	0.25	0.01	0.36	0.00	-0.32	0.00	-0.33	0.00	0.35	0.00	0.09	0.35
ASO	0.36	0.00	0.30	0.00	0.37	0.00	-0.26	0.01	-0.36	0.00	0.34	0.00	0.40	0.00
SON	0.36	0.00	0.29	0.00	0.34	0.00	-0.21	0.04	-0.34	0.00	0.33	0.00	0.23	0.02
OND	0.34	0.00	0.27	0.01	0.33	0.00	-0.24	0.02	-0.31	0.00	0.32	0.00	0.24	0.02
NDE	0.33	0.00	0.22	0.03	0.33	0.00	-0.27	0.01	-0.29	0.00	0.30	0.00	0.28	0.01
DEF	0.33	0.00	0.23	0.02	0.34	0.00	-0.19	0.06	-0.26	0.01	0.28	0.00	0.27	0.01
EFM	0.30	0.00	0.22	0.03	0.33	0.00	-0.05	0.62	-0.24	0.02	0.26	0.01	0.26	0.01
FMA	0.30	0.00	0.19	0.05	0.33	0.00	0.11	0.27	-0.14	0.17	0.23	0.03	0.24	0.02
MAM	0.24	0.02	0.17	0.09	0.31	0.00	0.10	0.30	-0.01	0.89	0.07	0.47	0.18	0.08
AMJ	0.14	0.16	0.09	0.38	0.25	0.01	0.02	0.84	0.09	0.35	-0.06	0.54	0.14	0.17
MJJ	0.02	0.86	0.06	0.56	0.02	0.88	-0.03	0.75	0.11	0.29	-0.14	0.15	0.13	0.22
Anual	0.31	0.00	0.26	0.01	0.32	0.00	-0.23	0.03	-0.30	0.00	0.30	0.00	0.22	0.03

7.3 Análisis Componentes Principales de los índices climáticos.

El Análisis de Componentes Principales (ACP) aplicado a las series temporales valor promedio por año hidrológico de los índices climáticos ONI, PDO, EMI, anomalía de SST3, SOI, CCC y MEI; con el fin de generar nuevos índices, que permitan construir modelos estadísticos más parsimoniosos y emplearlos en la modelación de los extremos hidrológicos. En los anexos se encuentran los gráficos de correlaciones del conjunto de variables, los autovalores y las cargas factoriales obtenidas en el ACP de las variables climáticas. La matriz de correlación del conjunto de variables climáticas (Tabla 7-8) resalta correlaciones positivas entre índices climáticos de similar tipo de señal (componente oceánica o atmosférica) y correlaciones negativas entre datos climáticos cuando la componente de origen es diferente (oceánico vs. atmosférico).

Tabla 7-8. Correlación entre los índices de variabilidad climática de baja frecuencia.

r	ONI	PDO	EMI	SSTn3	SOI	CCC	MEI
ONI	1	0.59	0.60	0.94	-0.90	-0.53	0.95
PDO	0.59	1	0.27	0.60	-0.62	-0.30	0.70
EMI	0.60	0.27	1	0.34	-0.60	-0.23	0.47
SSTn3	0.94	0.60	0.34	1	-0.82	-0.57	0.95
SOI	-0.90	-0.62	-0.60	-0.82	1	0.40	-0.91
CCC	-0.53	-0.30	-0.23	-0.57	0.40	1	-0.50
MEI	0.95	0.70	0.47	0.95	-0.91	-0.50	1

Los resultados del ACP de las variables climáticas sugiere que las dos primeras componentes CP1 y CP2 acumulan el 81% de la varianza del conjunto de datos (Tabla 7-9); por lo tanto, estas nuevas variables pueden emplearse para representar la variabilidad climática asociada a ENSO y la PDO.

Tabla 7-9. Importancia de cada Componente Principal de los índices climáticos

Estadístico / CP	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6	PC7
Desviación estándar	2.20	0.92	0.85	0.66	0.36	0.17	0.11
Proporción de la varianza	0.69	0.12	0.10	0.06	0.02	0.00	0.00
Proporción acumulada de la varianza	0.69	0.81	0.91	0.98	0.99	1.00	1.00

La Tabla 7-10 presenta los auto-vectores obtenidos, mostrando que la CP1 contiene la mayor variabilidad del conjunto: MEI, ONI, SSTn3, SOI y en menor medida la PDO. Mientras que la CP2 explica mejor la variación de EMI y CCC (Tabla 7-10). Podríamos inferir que valores positivos de la CP1 representan condiciones de la temperatura del Océano Pacífico y de la presión atmosférica tipo La Niña, junto a la fase fría de la PDO; mientras la CP2 al tener una correlación positiva con el índice EMI y CCC sugiere que los valores positivos de CP representan eventos El Niño Modoki y alto transporte de humedad en dirección oeste – este, lo que podría interpretarse como evento El Niño con más lluvias de lo habitual para el suroccidente colombiano. Solo como referencia, la Figura 7-11, muestra la variación en el tiempo de la CP1 y CP2, resaltando, como es de esperar una disminución en el rango de magnitud de los valores de la CP2, frente a CP1.

Tabla 7-10. Auto-vectores obtenidos del ACP de variables climáticas.

Variables/ CP	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6	PC7
ONI	-0.44			-0.24	-0.28	0.46	0.67
PDO	-0.32		-0.61	0.69			
MEI	-0.44					-0.84	0.23
SSTn3	-0.42	-0.23		-0.37	-0.40		-0.67
EMI	-0.27	0.77	0.37	0.33	-0.21		
SOI	0.42				-0.83	-0.21	
CCC	0.27	0.54	-0.68	-0.39			

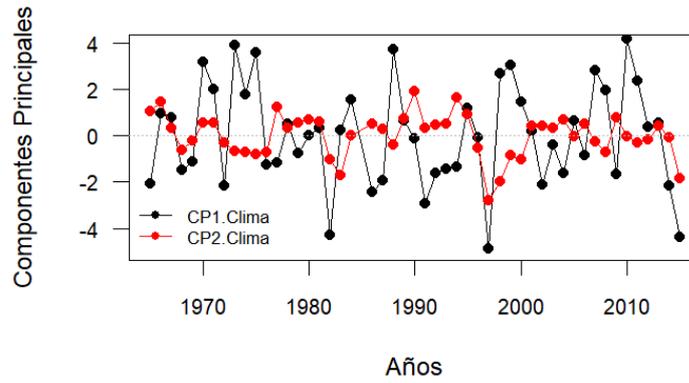


Figura 7-11. Componentes Principales más significativas de los índices climáticos asociados al suroccidente de Colombia.

8 MODELACIÓN DE LOS EXTREMOS HIDROLÓGICOS DEL RÍO CAUCA EN UN CONTEXTO DE NO ESTACIONARIEDAD

En la actualidad, uno de los más importantes retos para la ingeniería yace en modelar el comportamiento futuro de fenómenos hidrometeorológicos extremos, cuando al parecer la información del pasado ya no es suficiente frente a los cambios que se observan. El incremento en la frecuencia y severidad de eventos hidrometeorológicos extremos y la sobre explotación de los recursos naturales mantienen vigente el debate de adoptar o no el supuesto de estacionariedad requerido en la Estadística Hidrológica (Matalas, 1997; Milly et al., 2015, 2008; Montanari y Koutsoyiannis, 2014; Serinaldi y Kilsby, 2015).

En la última década, muchas investigaciones abordan la no estacionariedad en las variables hidrológicas. En apartados anteriores se confirman desviaciones a los supuestos de independencia y estacionariedad, en algunas de las variables de extremos hidrológicos del río Cauca, donde se identifica alteración antrópica y natural del régimen hidrológico, debido a la regulación de los caudales que ejerce el embalse Salvajina y a la teleconexión con fenómenos climatológicos de baja frecuencia. Aunque no todas las variables hidrológicas presentan desviaciones al supuesto de estacionariedad, Villarini et al. (2011a) reportan el ajuste de series estacionarias de precipitación mensual del occidente de USA a modelos no estacionarios; como explicación encuentra que el 90% de las series temporales presentaban valores mayores a cero en el parámetro de forma (asimetría y/o curtosis) que implican efectos de colas pesadas en las series.

Las variables de extremos hidrológicos en el Valle Alto del río Cauca presentan asimetría positiva, por lo tanto, se adopta a que las violaciones al supuesto de estacionariedad y la alteración del régimen hidrológico justifican el análisis de diferentes modelos no estacionarios para el análisis de frecuencias de caudales de crecida y estiaje que pueden contribuir al conocimiento del riesgo hidrometeorológico en el Valle Alto del río Cauca. Entre otros se analizan ventanas temporales móviles de un modelo estacionario para identificar inconsistencias en el análisis de frecuencias (AF). Luego se emplean distribuciones mixtas para series heterogéneas e incorporar las señales de ENSO. Finalmente se evalúa en detalle el AF no estacionario que incorpora tendencias en los parámetros de la distribución, a través de covariables externas.

Este estudio parte de la hipótesis que los forzamientos climáticos (a través de varios índices macroclimáticos asociados al trópico suramericano) y de la actividad humana (usando un índice específico de operación de embalse) pueden ser términos aditivos adecuados para describir los cambios en la frecuencia y magnitud de los caudales extremos anuales y de su duración, frente a la tasa de recurrencia de crecientes y sequías históricas en el departamento del Valle del Cauca. Los modelos estadísticos aquí evaluados, pueden ser de

interés para evidenciar oportunidades de mejora en la gestión de los recursos hídricos, la operación del embalse La Salvajina; y en el manejo ambiental del río para el sistema de abastecimiento de agua potable y control de la contaminación por vertimiento de las aguas residuales de Cali.

Los modelos estadísticos no estacionarios se implementaron para el análisis de frecuencias de las series de tiempo en cuatro estaciones de aforo sobre el río Cauca. La primera de ellas es La Salvajina (localizada a la entrada del embalse) y representa el régimen natural. El resto de estaciones presentan régimen alterado desde 1985, cuando entra en funcionamiento el embalse. Por lo tanto, en ocasiones se hace referencia al periodo 1965-1984 como de régimen no regulado (RN) y de 1986 a 2015 como periodo regulado o alterado (RR). Los resultados (tablas y figuras) de las estaciones aguas abajo de Salvajina, intentan seguir la distribución espacial y son presentados de acuerdo con su proximidad al embalse: primero la estación La Balsa (la más próxima al embalse), luego Juanchito y finalmente La Victoria.

Las funciones de distribuciones de probabilidad (fdp) seleccionadas para las series temporales continuas son Gumbel, Log normal, Weibull y Gamma. Todas de dos parámetros asociados a la media y la varianza, ampliamente usadas para en el análisis de frecuencias de caudales extremos de ríos perennes, adecuadas para el análisis de series con asimetría positiva. La duración de eventos por encima/abajo de un umbral, son variables discretas con alta dispersión y el análisis de frecuencias no estacionario emplea la distribución Negativa Binomial Tipo I (NBI) ya que es una distribución Poisson con un parámetro adicional para controlar la dispersión.

Los modelos estadísticos aquí evaluados, usando la herramienta gamlss son:

- M0: Modelo estacionario cuyos parámetros son constantes en el tiempo
- M1: Modelo de tendencia temporal, parámetros cambian en función del tiempo t
- M2: Modelo de distribuciones mixtas donde los parámetros de las distribuciones y la cantidad de componentes del modelo dependen de la probabilidad de ocurrencia de las fases extremas de ENSO
- M3: Modelo de covariables externas, en los cuales los parámetros de la distribución pueden presentar dependencia lineal o suavizada asociada a un conjunto de siete covariables climáticas y/o dos índices de embalse
- M4: Modelo de componentes principales climáticas, donde las tendencias sobre los parámetros varían de acuerdo con las dos primeras componentes principales de las variables climáticas y/o los índices de embalse.

Las variables hidrológicas corresponden a:

- AM: Caudal diario máximo anual en m^3/s de cada año hidrológico.
- Am: Caudal mensual mínimo anual en m^3/s de cada año hidrológico
- dmax: Duración de la crecida máxima anual en días. Es el periodo donde los caudales son mayores a 1.6 veces el promedio y se observa el máximo anual.
- dmin: Duración del estiaje anual. Es el total de días donde se observa el caudal diario mínimo anual y se registran valores inferiores al índice Q90 del trimestre JJA. Para la

estación Juanchito el umbral es 140 m³/s o Caudal Básico de Mantenimiento para el control de estiajes y la contaminación.

8.1 M0: Modelo estacionario

El modelo estacionario, adopta que los parámetros de la distribución son constantes a lo largo del tiempo, es la base comparativa de los resultados obtenidos con los modelos no estacionarios. La Tabla 8-1 y Tabla 8-2 señalan la función de distribución de probabilidad (fdp) de cada variable hidrológica. La mayoría de modelos se adhiere a la distribución Log normal de 2 parámetros (LN2), esto puede deberse a que la transformación *log* ayuda a reducir la asimetría positiva de las observaciones. La distribución Gamma también parece ajustarse bien a las variables hidrológicas de algunas estaciones, esta fdp tiene una forma suave y tiene como ventaja que no requiere de la función *log* para contrarrestar la asimetría positiva. Sin embargo, cuando se tiene en cuenta el tipo de régimen hidrológico dominante: no regulado y alterado, se aprecian cambios en la fdp; indicando posibles desviaciones del supuesto estacionariedad. En el Anexo B se presentan los parámetros obtenidos para las diferentes distribuciones evaluadas.

Tabla 8-1. Función de distribución de probabilidad seleccionada para los caudales diarios máximos anuales.

Muestra	Salvajina	La Balsa	Juanchito	La Victoria
1965-2015	Log Normal	Log Normal	Gamma	Gamma
1965-1984	Valor Extremo I	Log Normal	Weibull	Gamma
1986-2015	Log Normal	Log Normal	Gamma	Log Normal

Tabla 8-2. Función de distribución de probabilidad seleccionada para los caudales mensuales mínimos anuales.

Muestra	Salvajina	La Balsa	Juanchito	La Victoria
1965-2015	Log Normal	Gamma	Log Normal	Log Normal
1965-1984	Log Normal	Log Normal	Log Normal	Log Normal
1986-2015	Log Normal	Weibull	Valor Extremo I	Gamma

El modelo estadístico que ajusta los caudales diarios máximos anuales en La Balsa a una distribución Log normal 2p presenta cambios importantes en la magnitud de los caudales asociados a un periodo de retorno fijo. En este caso, el panel izquierdo de la Figura 8-1 muestra los resultados del AF estacionario, para series temporales de tamaño variable (entre 20 y 50 años de registros), pero con el mismo año de partida observando, una diferencia de resultados de hasta el 17% en los caudales para un periodo retorno (T) de 100 años. Cuando en lugar de modificar el tamaño de la muestra, se emplean ventanas móviles de 20 años (Figura 8-1, panel superior derecho), las diferencias en el caudal diario máximo anual asociado a T=100 años aumenta al 43% y al 41% si la comparación se realiza entre los periodos régimen natural (1965-1984) y régimen alterado (1986-2015).

El panel inferior de la Figura 8-1 revela cambios importantes cuando se emplean muestras en función de las fases extremas de ENSO, evidenciando un claro incremento en la magnitud de las crecidas para cualquier T, en años La Niña; y un descenso en años El Niño en los caudales de crecida de la estación Salvajina. Poveda y Álvarez (2012) realizan una evaluación similar y concluyen que los cambios en los parámetros que describen las fdp de dichas muestras confirman desviaciones al supuesto de estacionariedad.

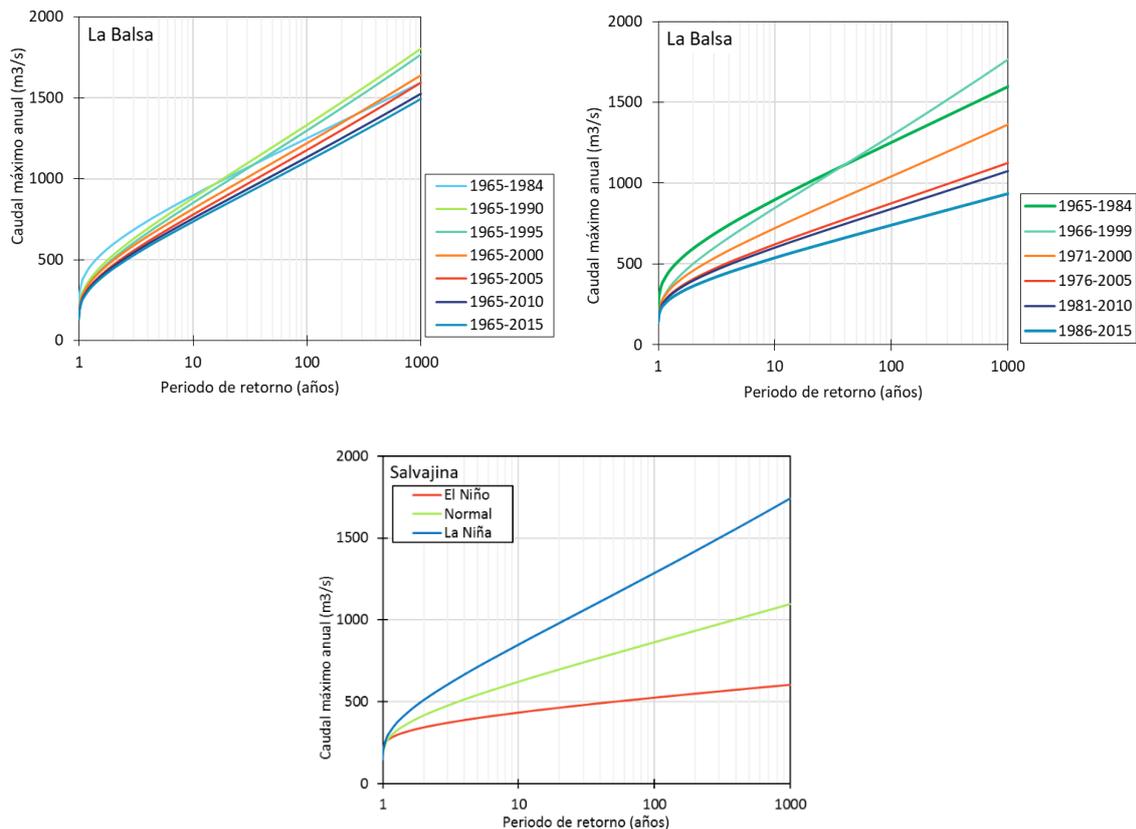


Figura 8-1. Modelación estadística estacionaria de las crecidas anuales en el río Cauca. Arriba a la izquierda los caudales máximos anuales de La Balsa ajustados a una fdp Log normal $2p$, mostrando cambios en el modelo en función del tamaño de la muestra a la derecha, cambios en el modelo en función del periodo de análisis y abajo los AM de Salvajina ajustadas a una fdp Log normal $2p$, mostrando la diferencia de los resultados cuando se seleccionan muestras en función de las fases de ENSO.

8.2 M1: Modelos de tendencia temporal

Los modelos M1, usan el tiempo como término aditivo. El análisis aplicado a todo el periodo de registro (1965-2015) indican que los caudales máximos de Salvajina y La Balsa se ajustan a modelos, donde el parámetro de localización (μ) es dependiente del tiempo a través de suavizado por B-splines penalizados pb (Tabla 8-3). Además, los caudales de crecida en La Victoria no son sensibles al tiempo como término aditivo.

Tabla 8-3. Estadísticos de los residuales, y Criterio de Información de Akaike Generalizado, de los modelos M0 y M1 de los caudales diarios máximos anuales.

M0 es el modelo estacionario, M1 el modelo de tendencia temporal. El tipo de dependencia de los parámetros de localización μ , y escala σ puede ser pb(t) que indica suavizado, t para tendencia lineal, y 1 cuando los parámetros son independientes. La variable t es el tiempo, df son los grados de libertad del modelo. GAIC es el criterio de información de Akaike generalizado para una penalidad $k=3$. La media, varianza, asimetría y curtosis son los primeros cuatro momentos estadísticos de los residuales y Filliben es un estadístico sobre la normalidad de los residuales. Las columnas M1 sin datos se deben al rechazo de t como término aditivo.

Estación	Salvajina		La Balsa		Juanchito		La Victoria	
Modelo	M0	M1	M0	M1	M0	M1	M0	M1
μ	1	pb(t)	1	pb(t)	1	pb(t)	1	1
σ	1	1	1	1	1	1.00	1	1
df	2.00	3.49	2.00	4.23	2.00	4.09	2.00	2.00
GAIC	639.14	638.33	662.01	638.24	668.39	671.90↑	667.6	-
Media	6.87E-17	6.09E-14	1.36E-16	3.17E-14	4.40E-04	0.00	-9.10E-05	-
Varianza	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	-
Asimetría	0.18	0.3	0.22	-0.15	-0.26	-0.16	0.06	-
Curtosis	2.65	2.42	2.55	2.13	2.52	2.32	2.59	-
Filliben	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.988	0.99	-

Los caudales mensuales mínimos anuales de Salvajina, La Balsa y Juanchito también presentan tendencias lineales en μ (Tabla 8-4). El ajuste de los modelos M1 a las observaciones, muestran la disminución del estadístico GAIC, en la mayoría de los casos indicando que los modelos de tendencia temporal tienen menos pérdida de información (Excepto en las crecidas de Juanchito y los caudales mínimos en La Victoria); en cuanto a la calidad del resultado, está depende de la normalidad y al coeficiente de correlación Filliben de los residuales; y en ese sentido los residuales de los modelos M1, también poseen una media próxima a cero, no presentan varianza, ni asimetría y el coeficiente de curtosis es cercano a tres; además, el coeficiente de correlación de Filliben es superior al valor crítico $F_c = 0.977$ (valor determinado por el tamaño de la serie, $n=50$), por lo que resultan mejores que los modelos estacionarios M0, excepto en el modelo de los caudales mensuales mínimos anuales de Salvajina, donde a pesar de aceptar el tiempo como término aditivo, el coeficiente Filliben es inferior al valor crítico aceptable.

Tabla 8-4. Estadísticos de los residuales, grados de libertad y Criterio de Información de Akaike de los modelos M1 de los caudales mensuales mínimos anuales

Estación	Salvajina		La Balsa		Juanchito		La Victoria	
Modelo	M0	M1	M0	M1	M0	M1	M0	M1
μ	1	t	1	t	1	t	1	1
σ	1	1	1	1	1	1	1	pb(t)
df	2	3	2	3	2	3	2	4.68
AIC	414.45	408.75	475.51	474.69	522.46	512.34	550.37	553.27↑
Media	1.60E-16	-3.60E-16	2.60E-04	5.40E-04	-4.00E-16	2.40E-17	1.50E-16	-0.03
Varianza	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02
Asimetría	0.61	0.78	-0.12	-0.23	0.09	0.06	-0.07	0.27
Curtosis	2.95	2.91	2.81	3.55	2.45	2.68	3.16	2.32
Filliben	0.98	0.97↓	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99

En la estación Salvajina, tanto las crecidas anuales como, los caudales mínimos presentan tendencias decrecientes; mientras en La Balsa donde el régimen es regulado por el embalse muestra disminución de los caudales altos y aumento de los mínimos. Por último, los Am en Juanchito (que también presentan alteración) exhiben una pendiente lineal positiva (Figura 8-2). Lo cual resulta congruente, con los resultados de capítulos anteriores, sobre los efectos del embalse en el régimen de caudales mínimos anuales.

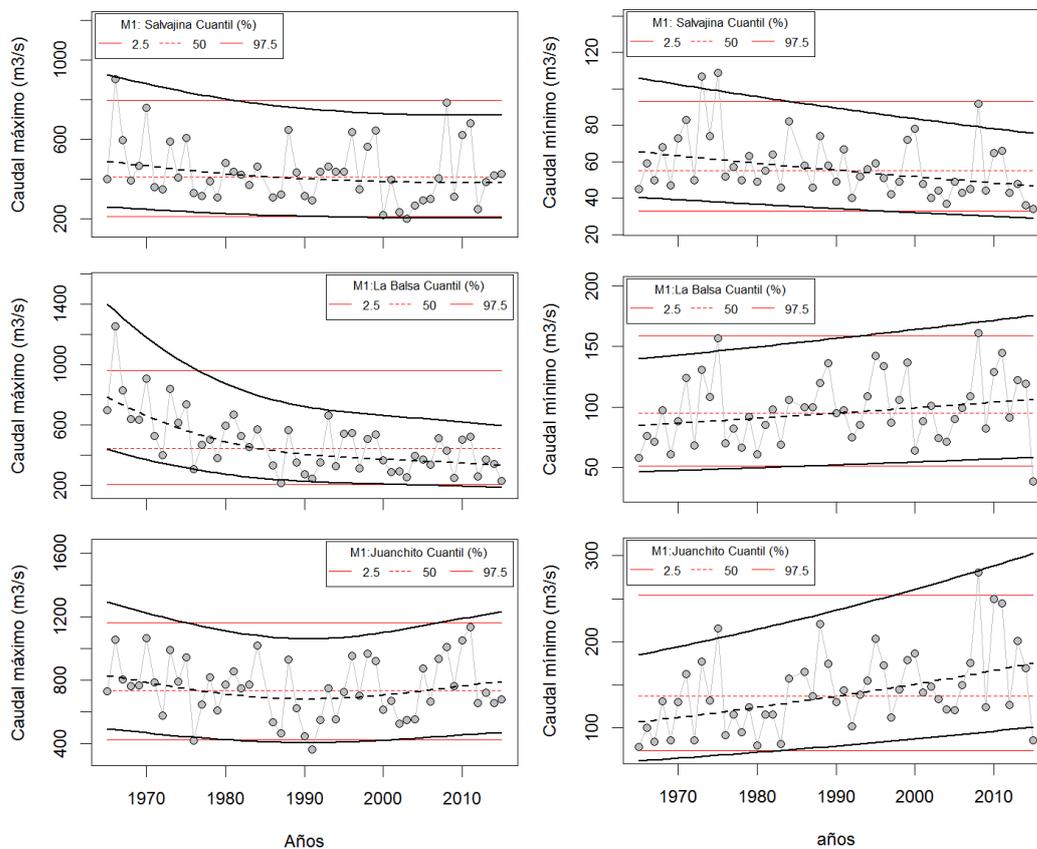


Figura 8-2 Modelo estadístico M1, de los caudales extremos anuales. Periodo 1965-2015. Líneas rojas corresponden a los cuantiles 2.5%, 50% y 97.5% del modelo estacionario M0 y en negro los cuantiles de M1; círculos grises representan las observaciones usadas en el ajuste.

La Figura 8-3 y Figura 8-4 presentan los residuales del modelo gamlss (puntos claros) en un gráfico de probabilidad normal sin tendencias, en ellos los residuales siguen una forma de gusano y sirven para identificar si la variable explicativa, o rangos de la misma, producen un adecuado ajuste del modelo gamlss, expresado en términos de que tan cercanos están los residuales de sus valores esperados (línea roja punteada) y si se encuentran dentro de los límites de confianza al 95% (sin salir de los semicírculos punteados); si por el contrario, una gran cantidad de puntos se ubica fuera de los límites de confianza, el modelo gamlss es inadecuado para explicar la variable respuesta (Stasinopoulos et al., 2015).

La forma de los residuales y sus valores esperados también puede señalar fallos en el ajuste del modelo: cuanto más difieren de una línea achatada, paralela al eje horizontal y alrededor del cero de las ordenadas (Buuren y Fredriks, 2001). Al comparar las figuras, aunque casi idénticas, indican que los modelos estacionarios M0 parecen más adecuados en comparación con los M1, esto indica que el tiempo como variable explicativa no es el más adecuado para representar la variabilidad los extremos hidrológicos.

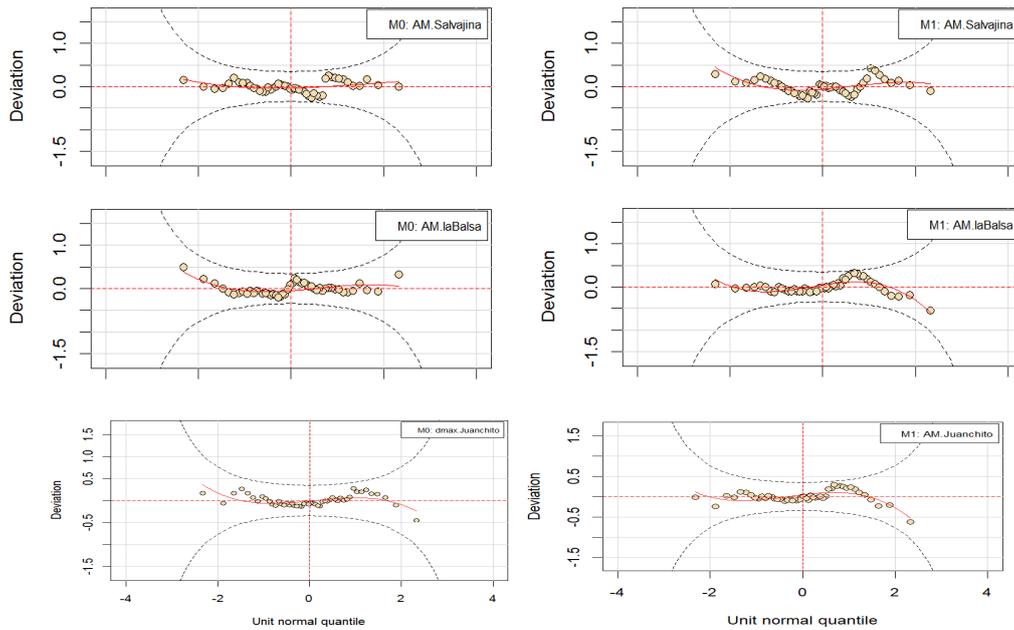


Figura 8-3. Representación gráfica de los residuos de los modelos M0 y M1, de los caudales máximos anuales.

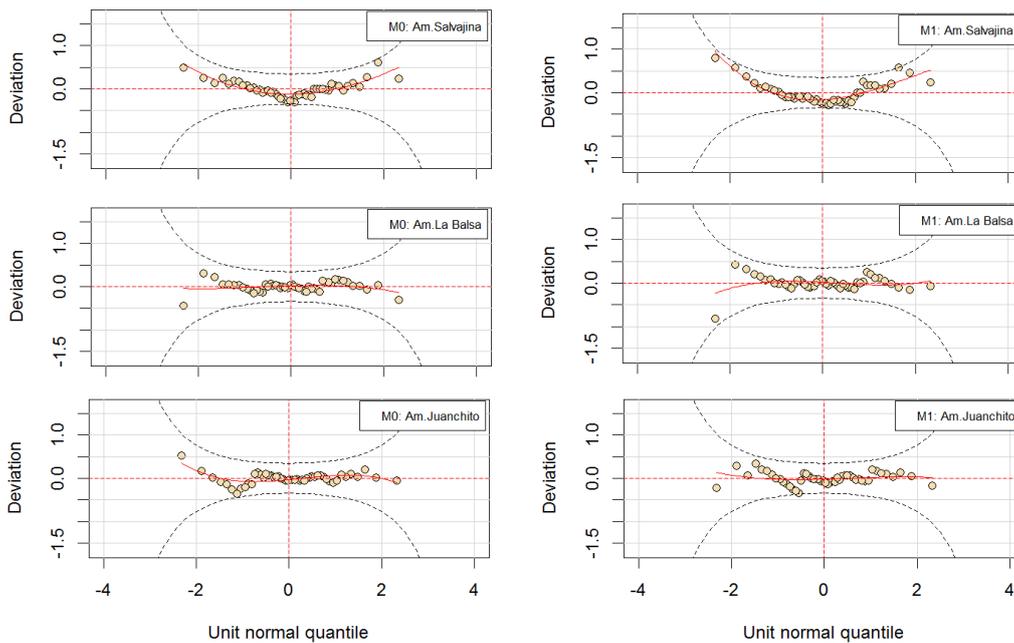


Figura 8-4. Representación gráfica de los residuos de los modelos M0 y M1, de los caudales mínimos anuales.

8.3 M2: Modelos de distribución mixta

Los modelos M2 se basan en que existe más de un proceso responsable de la generación de las crecidas. Esto quiere decir que además del régimen de precipitación, otros factores como: los procesos nivales, los ciclones tropicales o fenómenos de macroescala; producen heterogeneidad en las series temporales de extremos hidrológicos. En apartados anteriores se identifica que el régimen hidrológico de los caudales extremos se ve alterado por las diferentes fases de ENSO, con un aumento en la magnitud de las crecidas y los caudales mínimos en todos los meses, cuando se manifiesta La Niña y una disminución de la

magnitud de los caudales entre noviembre y mayo de cada año hidrológico durante eventos El Niño. Sin embargo, en el trimestre JJA, donde ocurre el estiaje más severo, no se aprecian diferencias significativas entre los caudales promedio máximos/mínimos observados en años Normales y años El Niño. Debido a lo anterior este trabajo adopta que el modelo M2 es de dos componentes y que los parámetros de cada población son funciones de la frecuencia de ocurrencia de La Niña (15 eventos en 50 años de registros), o razón entre la cantidad de datos n_{ik} donde ocurre la fase fría de ENSO y el total de registros n . La distribución de probabilidad conjunta F_T es expresada por:

$$F_T(X \geq x) = \pi(x_1)_{11} \cdot f(y|\theta_1, x_1) + (1 - \pi_1) \cdot f(y|\theta_2, x_2),$$

Restricciones:

$$x_1 = ONI \leq -0.3 \text{ (años La Niña);}$$

$$x_2 = ONI > -0.3; \tag{Ec 8-1}$$

$$\sum_{k=1}^K \pi(x_k)_k = 1 ;$$

$$\pi_k = \frac{n_{ik}}{n}$$

Donde la π_1 es la probabilidad de $ONI \leq -0.30$; y $(1 - \pi_1)$ es la probabilidad complementaria o tasa de ocurrencia de eventos diferentes a La Niña, seleccionados por $ONI > -0.30$. A continuación, se describen los resultados de los modelos M2 en el análisis de las crecidas y los caudales mínimos anuales en las cuatro estaciones de aforo.

8.3.1 La probabilidad de ocurrencia de La Niña y los caudales máximos anuales

La Figura 8-5 presenta el efecto de considerar la fase fría de ENSO como mecanismo adicional que produce crecidas diferenciadas (en la mayoría de los casos, dentro de los 10 eventos históricos de las series AM). El panel izquierdo contiene la evolución en el tiempo de la mediana y los percentiles 2.5% y 97.5% de los modelos M2; mientras el lado derecho muestra el comportamiento de los residuales. La mediana de M2 indica aumentos importantes en la magnitud de los caudales, durante los años La Niña. Las crecidas del modelo M2 de Salvajina, Juanchito y La Victoria presentan valores menores a los estimados por M0 en el cuantil 97.5%, mientras que, en ocasiones los AM del modelo M2 de La Balsa resultan superiores a los de M0 en el mismo cuantil. Por el contrario, los caudales AM asociados al cuantil 2.5% de los M2 en todas las estaciones son mayores o iguales a los obtenidos en el M0. Esto quiere decir que para eventos frecuentes el M2 prevé un aumento en la magnitud de las crecidas, pero que un periodo de retorno $T= 40$ años (97,5%), los caudales de crecida son menores a los obtenidos en el modelo estacionario, sobre todo en años donde no ocurre La Niña.

Todos los modelos M2 cumplen los criterios de normalidad de los residuales. Existen varios argumentos en contra de la confiabilidad de los resultados de las distribuciones mixtas debido, al aumento en la cantidad de parámetros mejora el ajuste, pero también incrementa la incertidumbre de los cuantiles estimados al recortar el tamaño de la muestra usada para estimar la variabilidad de las observaciones de cada componente. En este caso de estudio los M2 de Salvajina y La Balsa, no son mejores que los modelos estacionarios M0, ya que el coeficiente de correlación de Filliben es menor al obtenido en M0. Los M2 obtenidos en Juanchito y La Victoria son casi idénticos a los M0. Por lo anterior, en el caso de los caudales

de crecida, sí bien los M2 representan bien la variabilidad de las series temporales; el modelo estacionario M0, también produce resultados adecuados y con menos incertidumbre al tener menos cantidad de parámetros.

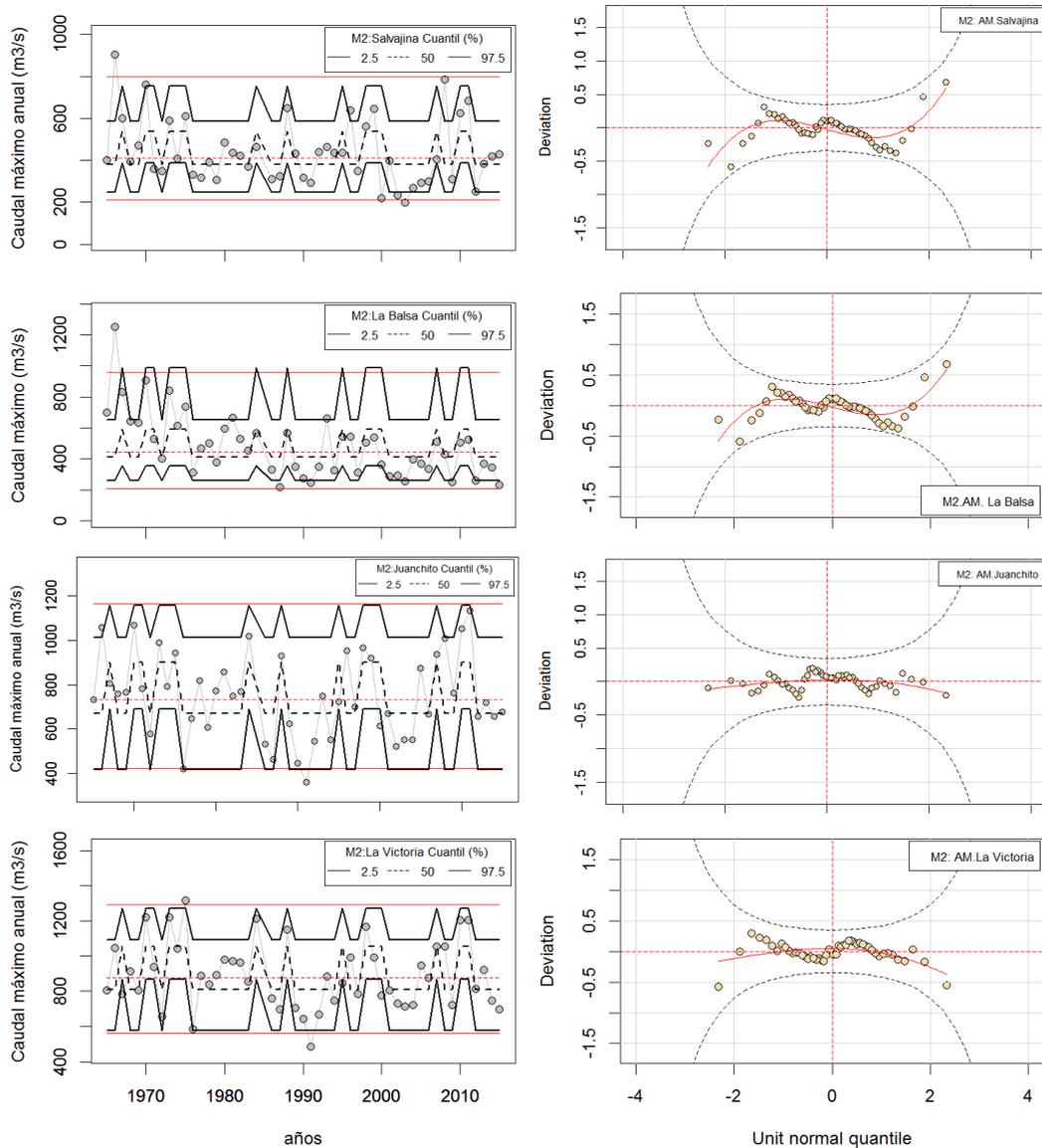


Figura 8-5. Modelo M2 de caudales diarios máximos anuales. A la izquierda variación de los cuantiles en función del tiempo. A la derecha comportamiento de los residuales.

Tabla 8-5. Modelo M2 de caudales diarios máximos anuales. Estadísticos de los residuales, grados de libertad y Criterio de Información de Akaike Generalizado

Estación	Modelo	df	GAIC	Media	Varianza	Asimetría	Curtosis	Filliben
Salvajina	M0	2.00	641.14	6.87E-17	1.02	0.18	2.65	0.99
	M2	6.00	637.85	-1.95E-02	1.07	0.09	4.21*	0.98↓
La Balsa	M0	2.00	664.01	1.36E-16	1.02	0.22	2.55	0.99
	M2	6.00	654.41	6.61E-03	1.01	0.40*	3.44*	0.98↓
Juanchito	M0	2.00	857.76	4.00E-04	1.02	-0.27	2.85	1.00
	M2	6.00	847.21	3.58E-04	1.02	-0.29	2.98	1.00
La Victoria	M0	2.00	669.60	-9.10E-05	1.02	0.06	2.59	0.99
	M2	6.00	653.39	-1.26E-02	0.97	-0.30	2.76	0.99

8.3.2 La probabilidad de ocurrencia de La Niña y los caudales mínimos anuales

Los modelos M2 se ajustan a los caudales mensuales mínimos anuales (Am) de las cuatro estaciones evaluadas. El comportamiento de la mediana y los percentiles 2.5% y 97.5% muestra incrementos en magnitud, cuando se presentan eventos La Niña. A diferencia de los caudales de crecida, el percentil 2.5% de los Am representa los eventos más raros o de poca probabilidad de ocurrencia (aprox. 40 años de periodo de retorno). De tal forma que los modelos M2 en dicho cuantil, proyectan un aumento de los caudales mínimos en Salvajina y La Balsa, indica caudales mayores a calculados con M0 en años La Niña y no sugiere caudales menores a los estimados por el modelo estacionario en años El Niño. Para el caso de las estaciones aguas abajo del embalse una posible explicación al comportamiento del cuantil 2.5% en el M2 es que la variable hidrológica presenta tendencias de aumento por efectos de la regulación de caudales aguas abajo del embalse. Sin embargo, en Salvajina las tendencias son de disminución por lo que el modelo, entonces tiende a subestimar los caudales mínimos extremos (indicando valores mayores)

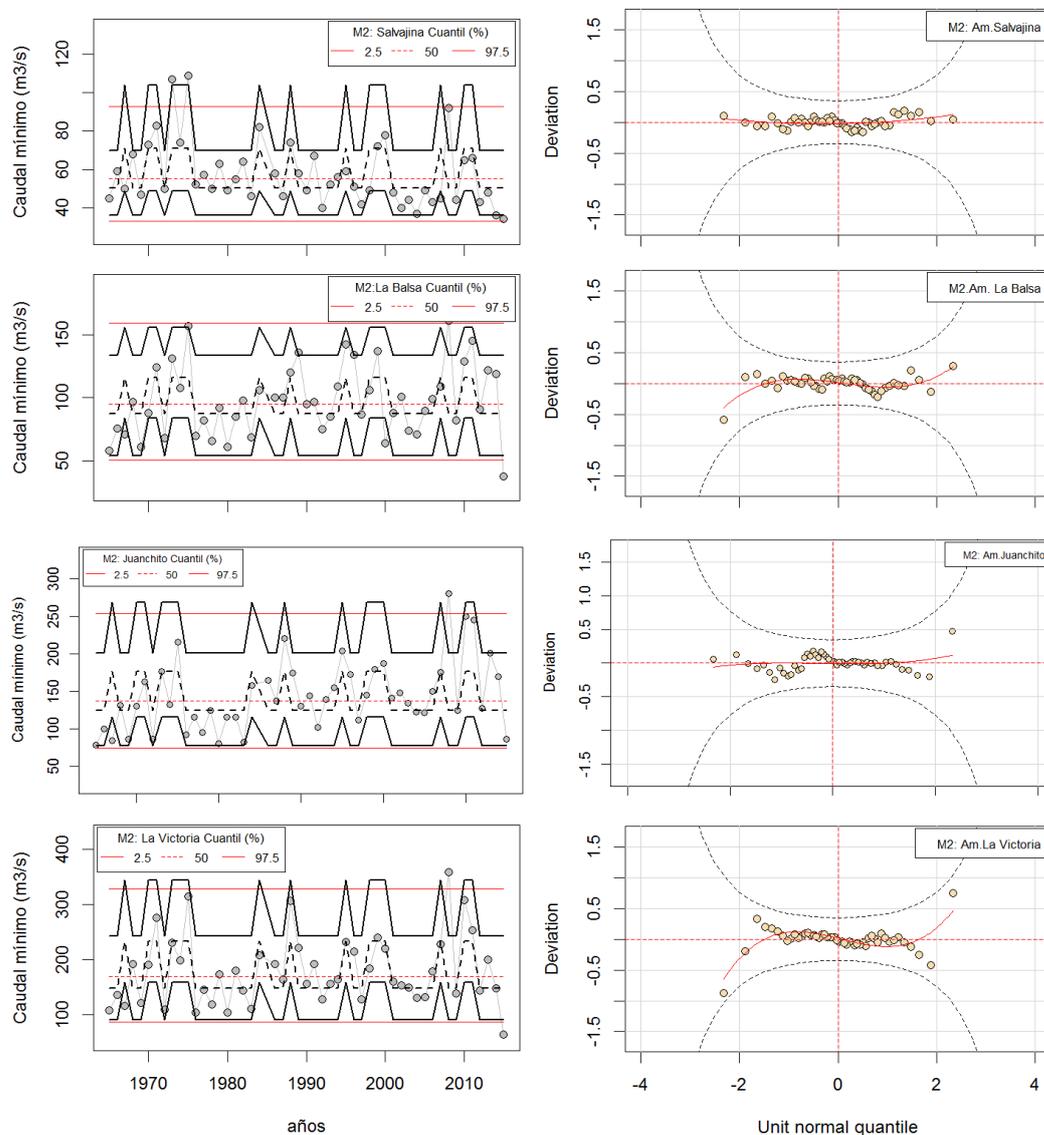


Figura 8-6. Modelo M2 de caudales mensuales mínimos anuales. A la izquierda variación de los cuantiles en función del tiempo. A la derecha comportamiento de los residuales.

Aunque en términos de la calidad de ajuste, los residuales son i.i.d en todas las estaciones (Tabla 8-6), considerar el efecto de La Niña puede ser acertado para evaluar las crecidas, pero incorrecto en el caso de los caudales mínimos.

Tabla 8-6. Modelo M2 de caudales mensuales mínimos anuales. Estadísticos de los residuales, grados de libertad y Criterio de Información de Akaike Generalizado

Estación	Modelo	df	GAIC	Media	Varianza	Asimetría	Curtosis	Filliben
Salvajina	M0	2.00	416.45	1.60E-16	1.02	0.61	2.95	0.98
	M2	6.00	402.91	-3.67E-03	1.03	0.11	2.74	1.00
La Balsa	M0	2.00	478.72	1.31E-17	1.02	-0.40	3.26	0.99
	M2	6.00	476.84	1.99E-03	1.02	-0.26	3.50	0.99
Juanchito	M0	2.00	675.91	-9.38E-17	1.02	0.21	2.34	0.99
	M2	6.00	669.07	-7.57E-04	1.02	0.18	2.68	0.99
La Victoria	M0	2.00	552.37	1.47E-16	1.02	-0.07	3.16	0.99
	M2	6.00	654.67	-3.96E-03	1.06	0.24	3.17	0.99

8.4 M3: Modelos de covariables

A continuación, se describen los modelos estadísticos no estacionarios usando las covariables climáticas (ONI, PDO, CCC, MEI, SOI, SST, EMI); e índices de embalse (IE1, IE2). El proceso de selección se basa en el Criterio de Información de Akaike Generalizado (GAIC) y el diagnóstico de ajuste de los modelos se realiza verificando la normalidad e independencia de los residuales. La construcción del modelo tiene en cuenta la siguiente estrategia:

- v) Para la estación en régimen natural se evalúan el conjunto de índices climáticos y se obtiene un modelo M3. En el caso de estaciones con régimen alterado por embalses, de los siete modelos usando las covariables climáticas, se seleccionan los índices climáticos de los tres mejores modelos;
- vi) Luego, de los modelos de covariable índice de embalse, se selecciona el mejor término aditivo, y
- vii) Con las cuatro covariables obtenidas (tres climáticas y un índice de embalse), se valora el efecto conjunto de patrones de alteración y se obtiene un modelo M3.

En cada caso, la selección y diagnóstico de ajuste incluyen: identificar si son pertinentes funciones de suavizado, corroborar la significancia estadística de los términos aditivos en cada parámetro y verificar la normalidad de los residuales del modelo.

8.4.1 Modelos usando solo covariables climáticas: Caso Salvajina.

Este apartado presenta los resultados del uso de covariables climáticas como patrones de alteración de la función de distribución que describe los extremos hidrológicos en la estación Salvajina, ya que es la única de régimen hidrológico natural. Los caudales máximos y mínimos se ajustan a la distribución Log normal 2p (LN2) y el uso de índices climáticos mejora el ajuste a la fdp, en comparación al modelo estacionario M0 (Figura 8-7).

La serie de crecidas en la estación Salvajina se ajusta a un modelo de tendencia no lineal por B-splines en ambos parámetros (μ y σ) y la covariable más representativa es MEI (Tabla 8-7). Los caudales mínimos se ajustan a un modelo gamlss M3 con suavizado pb en el parámetro μ , a los índices SOI y MEI; además el parámetro σ está supeditado linealmente a MEI. En el resto de estaciones hidrométricas se evaluaron modelos usando solo

covariables climáticas, encontrando que de forma generalizada los modelos emplean suavizado por pb (más detalles en el Anexo B).

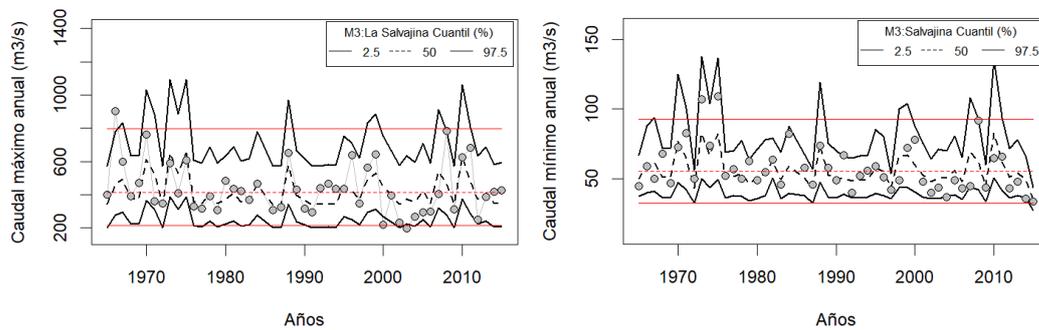


Figura 8-7 Modelos de covariables climáticas de los caudales extremos anuales en Salvajina. Variación de los cuantiles 2.5%, 50% y 97.5% de los modelos M0 y M3.

Tabla 8-7. Modelos M0 y M3 de los extremos hidrológicos de la estación de aforo Salvajina.

Estación	Caudal diario máximo anual		Caudal mensual mínimo anual	
	M0	M3	M0	M3
Modelo				
μ	1.00	pb(MEI)	1.00	pb(SOI)+pb(MEI)
σ	1.00	1.00	1.00	MEI
df	2.00	8.35	2.00	7.04
GAIC	639.14	623.09	414.45	383.95
Media	0.00	0.00	0.00	0.00
Varianza	1.02	1.02	1.02	1.02
Asimetría	0.18	-0.16	0.61	0.13
Curtosis	2.65	2.24	2.95	2.57
Filliben	0.99	0.99	0.98	0.99

Los gráficos Q-Q sin tendencia de los residuales (puntos claros) de los modelos gamlss M3 (Figura 8-8) y sus estadísticos (Tabla 8-7) muestran que el forzamiento de tendencias no asociadas a variables climáticas produce mejores modelos en comparación con el análisis convencional M0.

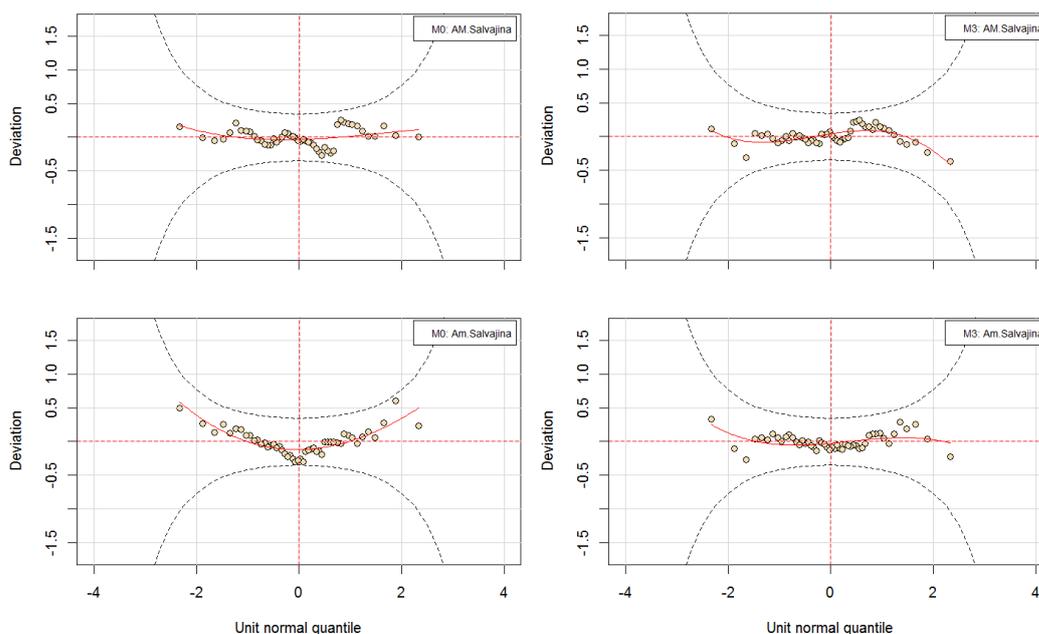


Figura 8-8. Residuales de los modelos M0 y M3 de la estación Salvajina. Panel superior residuales de los modelos para caudales diarios máximos anuales y en el panel inferior residuales de los modelos de caudales mensuales mínimos anuales

8.4.2 Modelos usando solo índices de embalse: Caso La Balsa

La estación de aforo La Balsa posee la menor área de aportación total y al ubicarse cerca al embalse, presenta más alteración asociada a la regulación antrópica de caudales. Por tal razón la comparación de los modelos de covariable índice de embalse se describe el efecto del reservorio en la modelación estadística de los extremos hidrológicos en dicha estación. La Figura 8-9 y Figura 8-10 exhiben los cambios en la mediana y los cuantiles 2.5% y 97.5%, resaltando la disminución de la magnitud de las crecidas anuales y el aumento de los caudales mínimos. En ambos casos los M3 emplean funciones de suavizado.

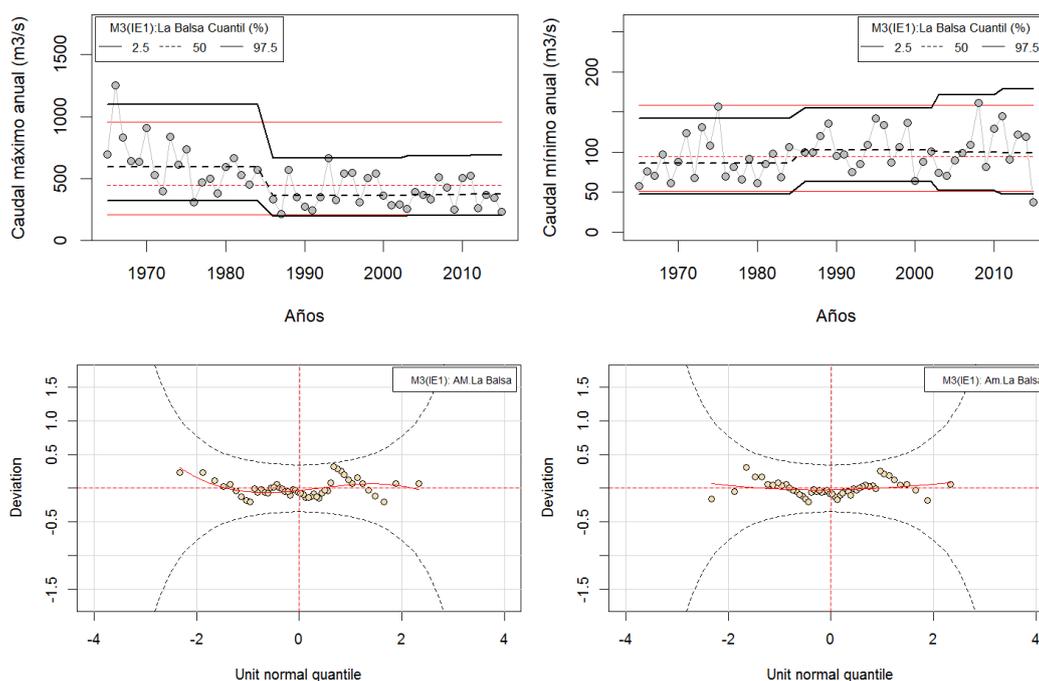


Figura 8-9. Uso del índice de escurrimiento medio IE1 en los modelos de covariable M3 de los caudales máximos (izquierda) y mínimos anuales (derecha) en la estación La Balsa. Arriba variación de los cuantiles 2.5%, 50% y 97.5% de los modelos M0 y M3, abajo comportamiento de los residuales de los modelos.

Mientras los modelos con IE1 resaltan saltos en la mediana (Figura 8-9), los modelos con IE2 captan mejor la variabilidad de las observaciones a lo largo del tiempo (Figura 8-10). Ambos modelos no estacionarios son adecuados y sus residuales cumplen las condiciones de normalidad.

De forma general los modelos estadísticos para los caudales máximos y mínimos anuales, cuya única covariable es IE1 o IE2 emplean principalmente suavizado tipo cs (Tabla 8-8 y Tabla 8-9); además, las crecidas presentan dependencia en el parámetro de localización (μ), mientras los caudales mínimos presentan tendencias en ambos parámetros. Al evaluar la calidad de los modelos M3 de índice de embalse, es posible apreciar que los modelos que usan IE2, resultan adecuados para representar las crecidas y estiajes en La Balsa y los caudales máximos en Juanchito y La Victoria; sin embargo, el coeficiente de Correlación Filliben del modelo de caudales mensuales mínimos anuales en La Victoria indica que los

residuales no se ajustan a la distribución normal y por lo tanto es mejor el modelo estacionario M0.

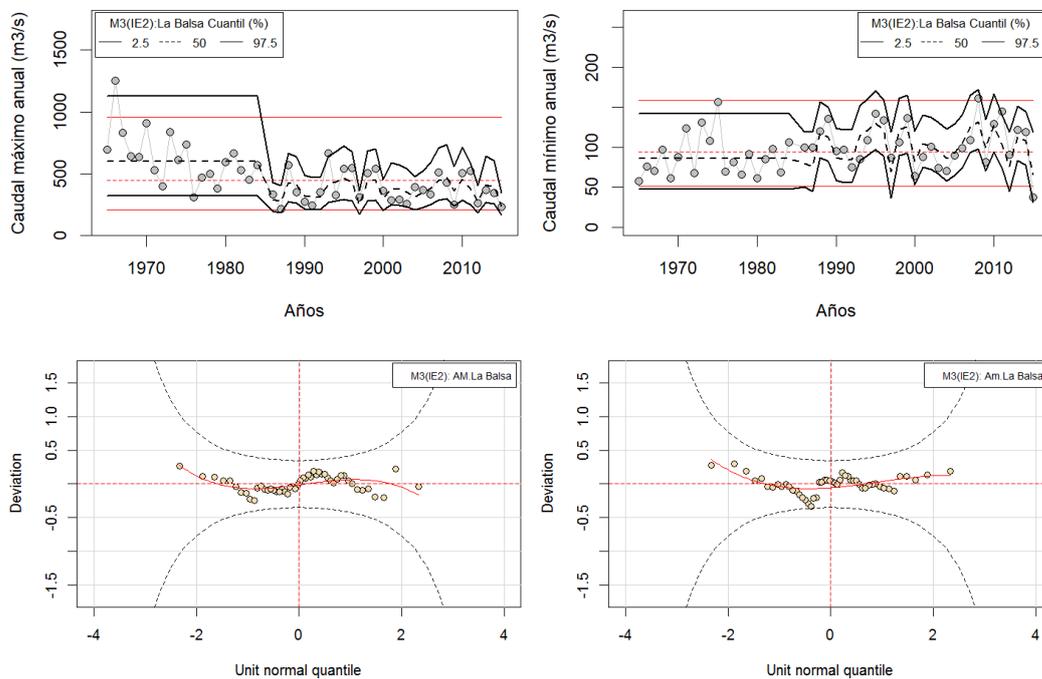


Figura 8-10. Uso del índice de volumen medio IE2 en los modelos de covariable de los caudales máximos (izquierda) y mínimos anuales (derecha) en la estación La Balsa. Arriba variación de los cuantiles 2.5%, 50% y 97.5% de los modelos M0 y M3, abajo comportamiento de los residuales de los modelos.

Tabla 8-8. Características de los modelos de covariable índice de embalse para las series caudal diario máximo anual

Estación	Modelo	μ	σ	df	AIC	Media	Varianza	Asimetría	Curtosis	Filliben
La Balsa	M0	1	1	2.00	662.00	0.000	1.020	0.222	2.548	0.991
	M3(IE1)	cs(IE1)	1	3.00	644.00	0.000	1.020	0.166	2.438	0.992
	M3(IE2)	pb(IE2)	IE2	5.39	630.50	0.000	1.020	0.060	2.349	0.993
Juanchito	M0	1.00	1.00	2.00	670.39	0.000	1.020	-0.260	2.515	0.992
	M3(IE1)	cs(IE1)	1.00	3.54	670.25	0.000	1.020	-0.124	2.542	0.987
La Victoria	M3(IE2)	cs(IE2)	1.00	6.00	659.23	0.000	1.020	-0.175	3.483	0.992
	M0	1.00	1.00	2.00	669.60	0.000	1.020	0.062	2.588	0.991
	M3(IE1)	cs(IE1)	1.00	3.00	669.15	0.000	1.020	0.083	2.682	0.984
	M3(IE2)	pb(IE2)	1.00	4.71	659.05	0.000	1.020	-0.080	3.005	0.993

Tabla 8-9. Características de los modelos de covariable índice de embalse para las series caudal mensual mínimo anual

Estación	Modelo	μ	σ	df	AIC	Media	Varianza	Asimetría	Curtosis	Filliben
La Balsa	M0	1	1	2.00	477.51	0.000	1.020	-0.396	3.255	0.988
	M3(IE1)	cs(IE1)	cs(IE1)	4.65	478.08	-0.009	1.020	-0.117	2.916	0.994
	M3(IE2)	cs(IE2)	IE2	7.00	461.58	0.000	1.020	0.182	2.374	0.991
Juanchito	M0	1.00	1.00	2.00	524.46	0.000	1.020	0.094	2.446	0.992
	M3(IE1)	cs(IE1)	cs(IE1)	4.75	514.35	0.010	1.020	0.270	2.424	0.992
	M3(IE2)	cs(IE2)	cs(IE2)	10.00	497.69	-0.059	1.017	0.481	2.300	0.978
La Victoria	M0	1.00	1.00	2.00	552.37	0.000	1.020	-0.066	3.164	0.992
	M3(IE1)	IE1	cs(IE1)	4.81	552.35	-0.014	1.020	0.253	2.595	0.988
	M3(IE2)	cs(IE2)	IE2	7.00	533.25	0.000	1.020	0.409	2.057	0.974

8.4.3 Modelos que usan forzamientos climáticos y antrópicos: La Balsa, Juanchito y La Victoria.

En los capítulos anteriores se describen los principales factores de alteración del régimen hidrológico en la cuenca Valle Alto del río Cauca que sustentan la necesidad de evaluar el uso de patrones de alteración climática y antrópica en la modelación estadística no estacionaria, en la búsqueda de modelos más representativos de las crecidas extremas, los caudales mínimos anuales y su duración. Este apartado contiene los resultados de las tres estaciones de aforo, localizadas aguas abajo del embalse.

8.4.3.1 Cambios en la probabilidad de las crecidas anuales

El análisis de frecuencias de las crecidas en el valle alto Cauca es importante para la región, no solo porque 24 de 42 municipios son vecinos del río Cauca, sino porque además es el tercer departamento más poblado y urbanizado de Colombia y un polo agroindustrial importante para el país. En el año 2017 se han presentado inundaciones históricas que afectan a 12 municipios incluyendo la ciudad de Cali en el área próxima a Juanchito.

Los modelos de covariables externas M3 para caudales máximos anuales (Figura 8-11) presentan un mejor ajuste en comparación con el análisis de frecuencias convencional (M0) en todas las estaciones (Tabla 8-10). Llama la atención que los AM de Juanchito y La Victoria del periodo 1965-2015 aceptaban de forma "dudosa" la hipótesis de estacionariedad y los modelos M3, confirman que son no estacionarios. Verificar la estacionariedad en Juanchito con pruebas estadísticas no fue fácil, si bien las pruebas aplicadas al periodo 1965-2015 parecen aceptar la hipótesis de estacionariedad, los cambios en la pendiente de las líneas de suavizado en los periodos RN y RR parecen afectar la detección de tendencias.

Sobre el ajuste de modelos no estacionarios a observaciones estacionarias, Hannaford y Buys (2012) sostienen que las señales de cambio en las series hidrológicas que dependen de variaciones climáticas deben enfocarse más en la magnitud y pendiente de cambio que en la significancia estadística, ya que el método de cálculo, la correlación serial o espacial, y la persistencia de largo plazo, pueden incidir en la bondad de los test para identificar tendencias. además, Villarini et al. (2011a) encuentran que algunas variables hidrológicas estacionarias se ajustan adecuadamente a modelos aditivos no estacionarios, cuando las series temporales presentaban valores mayores a cero en el parámetro de forma (asimetría y/o curtosis), como es el caso de las variables analizadas en esta tesis. Los resultados de la modelación estadística no estacionaria muestran que los caudales máximos anuales en la Balsa dependen de IE2, MEI, ONI y SST. Mientras que los AM en Juanchito muestran tendencias no lineales asociadas exclusivamente a ONI. Finalmente, en La Victoria, el modelo M3 depende de IE2 y ONI. Este resultado, indica una necesidad de mayor cantidad de términos aditivos para reflejar la variabilidad de la serie en La Balsa y puede deberse a la persistencia y tendencias de la serie. los resultados obtenidos señalan la desconexión entre la operación del embalse y las crecidas anuales en Juanchito, identificada en capítulos anteriores, pero entonces ¿Porque el índice de embalse IE2 es una variable significativa para la estación más alejada del embalse?

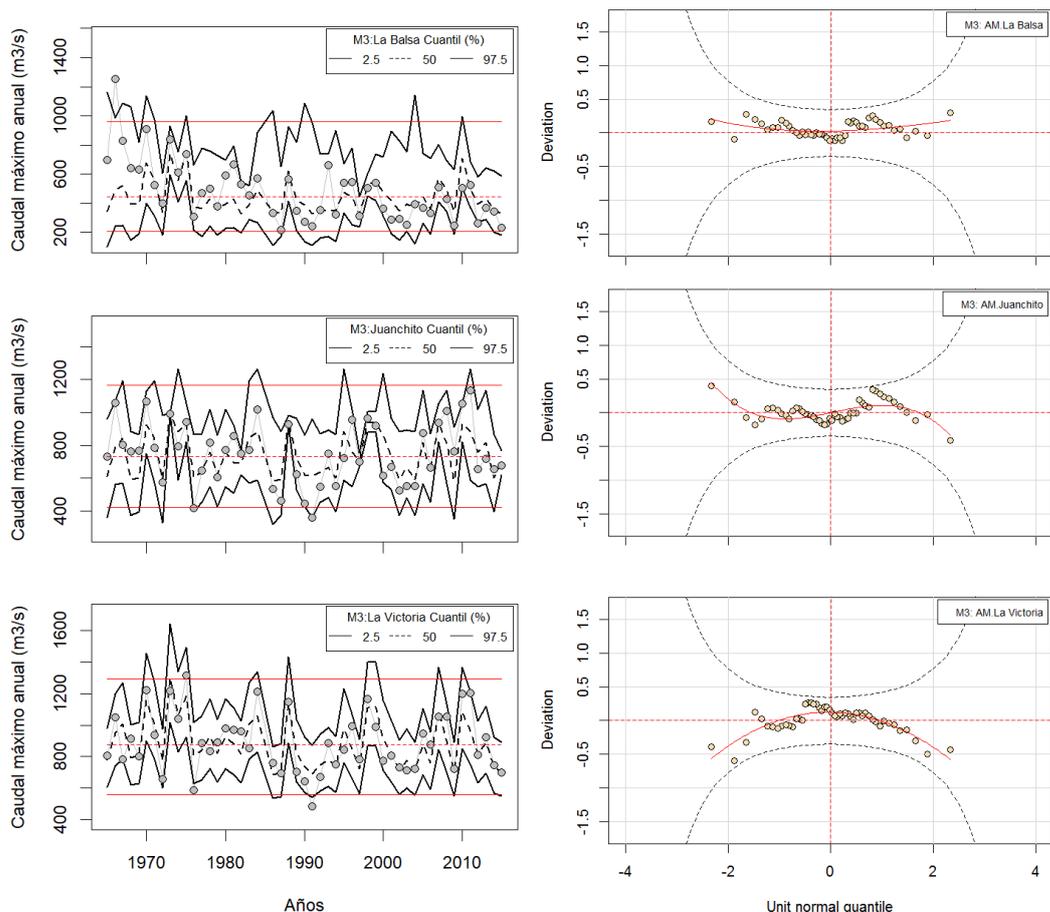


Figura 8-11. Modelos estadísticos M0 y M3 de las crecidas anuales. A la izquierda los cambios en los cuantiles en función del tiempo y a la derecha el comportamiento de los residuales del modelo M3 en gráficos de gusano.

Tabla 8-10. Características de los parámetros y estadísticos de los residuales de los modelos M0 y M3 para las crecidas anuales en el río Cauca.

Los valores μ y σ , representan los parámetros de localización y escala del modelo, df: los grados de libertad del ajuste y GAIC el criterio de información de Akaike generalizado.

Estación	Salvajina		La Balsa		Juanchito		La Victoria	
	M0	M3	M0	M3	M0	M3	M0	M3
μ	1.00	pb(MEI)	1.00	IE2+cs(MEI)	1.00	pb(ONI)	1.00	pb(IE2)+pb(ONI)
σ	1.00	1.00	1.00	ONI+SST	1.00	pb(ONI)	1.00	1.00
df	2.00	8.35	2.00	8.00	2.00	12.09	2.00	6.01
GAIC	639.14	623.09	662.01	639.47	668.39	621.46	667.60	620.77
Media	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00
Varianza	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02
Asimetría	0.18	-0.16	0.22	0.16	-0.26	0.07	0.06	-0.66
Curtosis	2.65	2.24	2.55	2.73	2.52	2.16	2.59	3.12
Filliben	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.98

Las crecidas en Juanchito son independientes del índice de embalse IE2 debido probablemente a que: durante las crecidas históricas, los ríos tributarios no regulados entre el embalse y Juanchito aportan más del 70% del caudal, dichos tributarios son de tipo torrencial, lo que sumado a la fuerte conexión con las fases extremas de ENSO y las tendencias de aumento de la precipitación total en el suroccidente del Valle del Cauca (Cardona et al., 2016), pueden estar afectando la gestión de las crecidas en el corto plazo, llevando a una disminución en el porcentaje de tiempo con caudales inferiores a 900 m³/s

en el periodo 2007-2015, en comparación con lo que ocurría entre 1985 y 2006. Por el contrario, los aportes de los ríos tributarios entre las estaciones Juanchito y La Victoria son de menor envergadura y existen la laguna de Sonso es una zona de amortiguación natural, por lo que las operaciones de contingencia durante las crecidas tienen un mayor tiempo de viaje desde la salida del embalse que pueden favorecer la dependencia con la señal antrópica en el modelo estadístico no estacionario.

8.4.3.2 Cambios en la probabilidad de caudales mínimos anuales

El caudal mínimo anual es de interés en la gestión de los sistemas de abastecimiento de agua y de la calidad ambiental de los ríos, cuando estos prestan servicios como fuentes de abastecimiento y son receptores de vertimientos de aguas residuales o pluviales previamente tratadas o incluso crudas, como es el caso de Colombia y de muchos países en desarrollo. Este análisis es especialmente importante en la estación Juanchito, ya que a pesar de los esfuerzos por la regulación de caudales mínimos desde el embalse Salvajina, en capítulos anteriores se han identificado limitaciones para garantizar los caudales objetivo tanto en el periodo de estiaje que aumentan la frecuencia de cortes del servicio de abastecimiento de agua de bebida, para 2.4 millones de habitantes de la ciudad de Cali, asociado a niveles bajos del Cauca; además durante los periodo de caudales altos la alta carga contaminante por arrastre de sedimentos, también impide la captación de agua en la planta de potabilización y lleva a cortes en la prestación del servicio (Redacción El Tiempo, 2009; Varela, 2016).

Los caudales mensuales mínimos anuales en el periodo 1965-2015, son no estacionarios en La Balsa y Juanchito. El análisis de teleconexión con la variabilidad climática indica que la CP1 de los caudales mínimos tiene una fuerte conexión con índices de ENSO, y la Oscilación Decadal del Pacífico. La Tabla 8-11 y Figura 8-12 presentan los modelos de covariable M3 obtenidos. Los Am en la Balsa dependen exclusivamente de la alteración antrópica. En Juanchito y la Victoria los Am dependen de IE2 y de MEI. En capítulos anteriores, se corrobora la conexión entre las tendencias de aumento de los caudales mínimos en La Balsa y Juanchito; y su conexión con la operación del embalse. No obstante, los resultados indican que este efecto se extiende hasta La Victoria. Una posible explicación radica en que las descargas de volúmenes de agua del embalse, producen un régimen pulsátil de hasta 12 horas que ha sido observado con más fuerza en las estaciones más próximas al embalse y en los periodos de estiaje incluso en La Victoria (Ramirez et al., 2010).

Tabla 8-11. Características de los parámetros de los modelos M0 y M3 de los caudales mínimos anuales en el río Cauca

Estación	Salvajina		La Balsa		Juanchito		La Victoria	
Modelo	M0	M3	M0	M3	M0	M3	M0	M3
μ	1.00	pb(SOI)+pb(MEI)	1.00	cs(IE2)	1.00	cs(IE2)+cs(MEI)	1.00	cs(MEI)+cs(IE2)
σ	1.00	MEI	1.00	IE2	1.00	1.00	1.00	1.00
df	2.00	7.04	2.00	7.00	2.00	10.00	2.00	10.00
GAIC	414.45	383.95	475.51	454.58	524.46	478.48	550.37	508.48
Media	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Varianza	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02
Asimetría	0.61	0.13	-0.12	0.25	0.21	0.13	-0.07	0.25
Curtosis	2.95	2.57	2.81	2.56	2.34	2.30	3.16	2.37
Filliben	0.98	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99

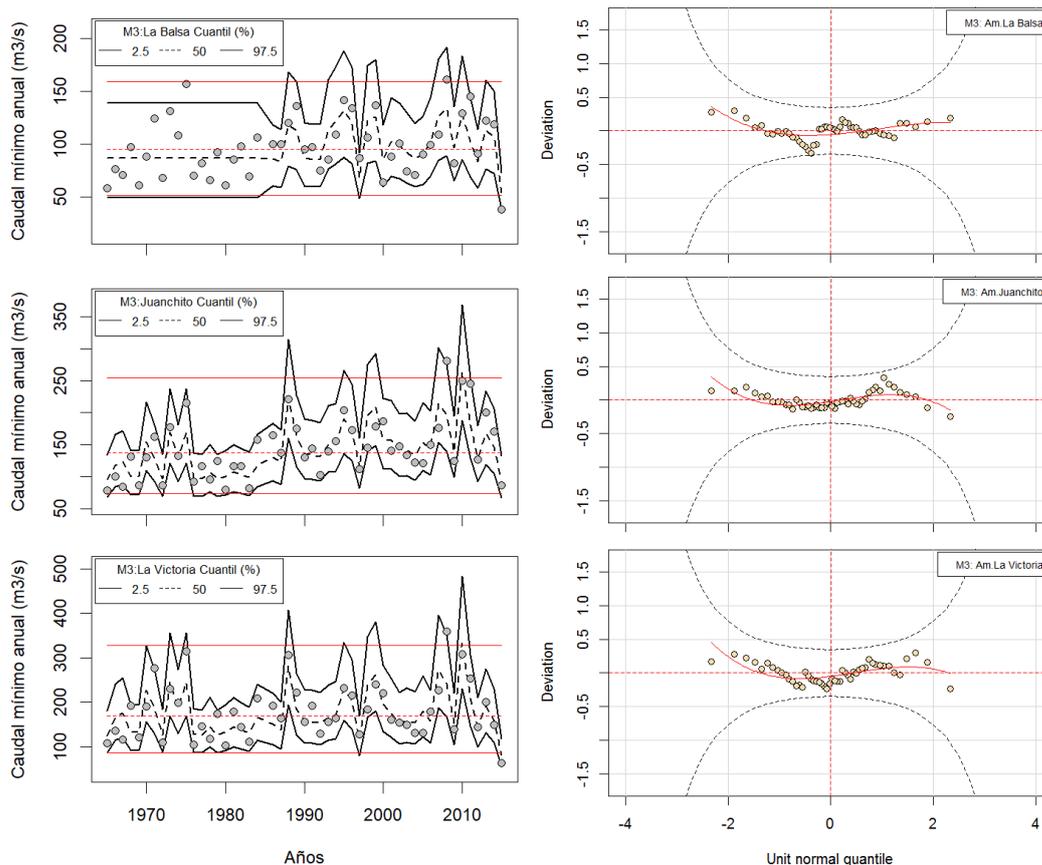


Figura 8-12. Variación temporal de diferentes cuantiles de los modelos M0 y M3 de los caudales mínimos anuales (izquierda) y residuales de los M3(derecha). El modelo estacionario es resaltado en Rojo y las observaciones corresponden a los puntos grises.

8.4.4 Efecto de la variabilidad climática y operación del embalse en la distribución de la duración de eventos asociados a un umbral

8.4.4.1 Duración de las crecidas anuales

Las series temporales duración de crecidas anuales, en todas las estaciones, son estadísticamente estacionarias. Sin embargo, las características del periodo 1986-2015 muestra violaciones al supuesto de estacionariedad por aumento de la duración de los caudales altos en Juanchito y La Victoria, que, junto a la fuerte conexión con la variabilidad climática, justifican evaluar los modelos de covariable M3.

La Tabla 8-12 muestra las características de los modelos de covariable M3 para la duración de los caudales altos del río Cauca. Es de destacar, en todas las estaciones, la dependencia por suavizado (pb) en uno o ambos parámetros al índice ONI. Además, la estación La Balsa muestra dependencia al conjunto clima-embalse, ya que el parámetro de escala (σ) depende de ONI e IE2. Esto es coherente con el grado de alteración antrópica del régimen hidrológico en La Balsa. Con relación a la calidad de los modelos, el uso de covariables externas mejora el comportamiento graficado de los residuales (Figura 8-13) y sus primeros momentos estadísticos son normales. Estos resultados son otra evidencia del conflicto de

adoptar la hipótesis de estacionariedad y emplear solo el análisis de frecuencias clásico en la predicción de eventos de poca probabilidad de ocurrencia.

Tabla 8-12. Modelos M0 y M3 de la duración de las crecidas anuales. Contiene las características de los parámetros y estadísticos de los residuales

Modelo	La Balsa		Juanchito		La Victoria	
	M0	M3	M0	M3	M0	M3
μ	1.00	pb(ONI)	1.00	pb(ONI)	1.00	pb(SOI)+MEI
σ	1.00	ONI+IE2	1.00	pb(ONI)	1.00	pb(ONI)+MEI
df	2.00	6.27	2.00	7.17	2.00	8.91
GAIC	472.21	428.56	461.50	431.37	454.03	408.77
Media	0.06	-0.01	0.00	0.01	0.01	-0.07
Varianza	0.89	0.96	0.99	0.98	1.01	0.99
Asimetría	-0.14	0.18	0.10	-0.01	-0.12	-0.21
Curtosis	2.17	2.73	2.32	2.79	2.56	2.04
Filliben	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99

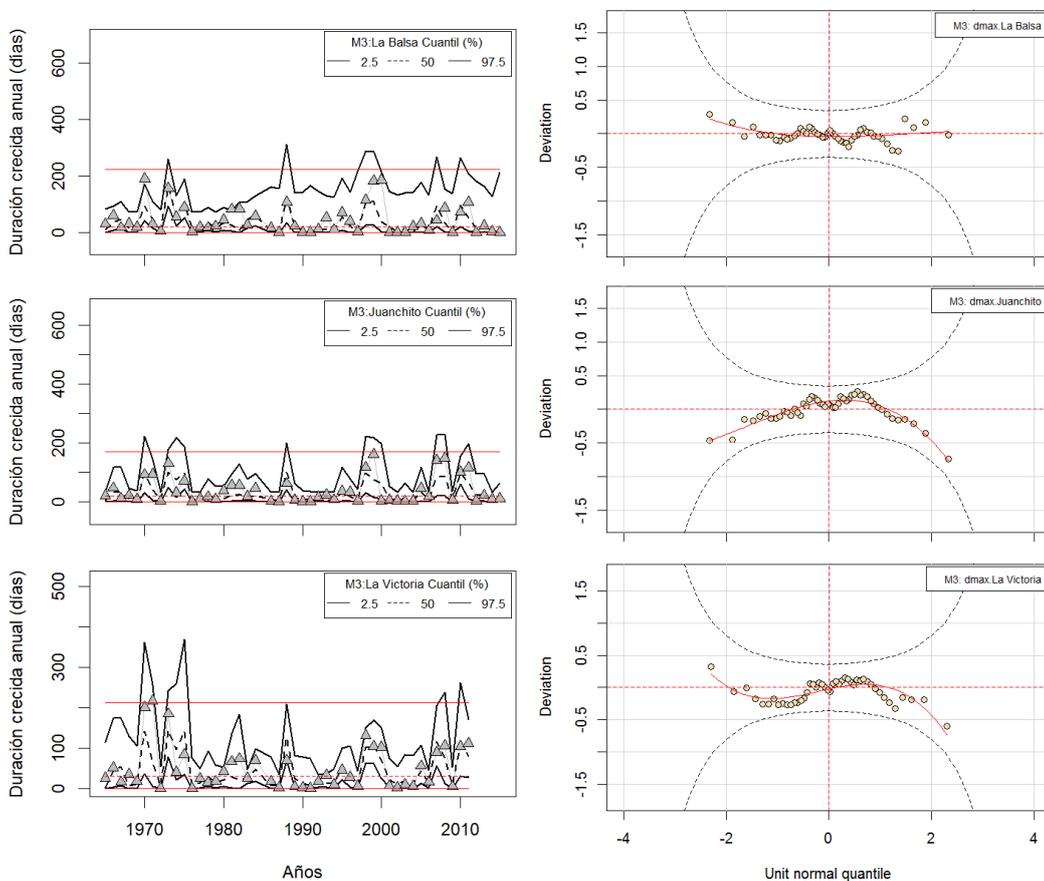


Figura 8-13. Modelos M3 para la duración de las crecidas anuales y normalidad graficada de los residuales.

En las estaciones Juanchito y la Victoria (más alejadas del embalse) la probabilidad de dmax es independiente de IE2, conectando solo variables climáticas a los parámetros de la distribución NBI. El conjunto de términos aditivos, en cada caso, logra captar el aumento en la duración de los eventos, en años La Niña (Figura 8-13). Mostrando una vez más, la mayor conexión de las crecidas y en este caso su duración con los patrones impuesto por ENSO. Este resultado resalta la necesidad de redefinir los indicadores de cumplimiento de los objetivos de regulación, ya que en apartados anteriores se evidenciaba un alto porcentaje de tiempo con caudales inferiores a 900 m³/s, pero la duración de las crecidas

tiene tendencias de aumento desde 1986 y sobre todo el modelo M3 indica que dicho porcentaje de cumplimiento se ve afectado cuando ocurre La Niña y que en la actualidad la permanencia de caudales altos, no depende de la operación del embalse.

La información sobre los cambios que puede sufrir la distribución de probabilidades que representa la duración de las crecidas es de utilidad en la determinación del riesgo de inundaciones, especialmente en la respuesta a emergencias, la determinación de los impactos y en la gestión de sistemas vitales como: el abastecimiento de agua que pueden verse afectados por cambios en la calidad del agua; o los sistemas de saneamiento y drenaje pluvial que descargan al Cauca.

8.4.4.2 Cambios en la distribución de la duración de estiajes

En apartados anteriores se comprueba una disminución en la duración de los eventos de estiaje durante el periodo regulado por el embalse, en las estaciones de aforo La Balsa y Juanchito. También se identifica una fuerte conexión entre el aumento en la duración de estiajes en Juanchito y eventos El Niño expresado en términos de la correlación positiva con índices de ENSO. La duración del periodo de estiaje es especialmente importante en la estación Juanchito porque a pesar del aumento en los caudales observados, existen referencias de frecuentes cortes en el servicio de agua potable de la ciudad de Cali, asociados a limitaciones de la planta de potabilización para captar agua del río Cauca, por bajos niveles del río y alta carga contaminante, en épocas de estiaje.

La Tabla 8-13 y Figura 8-14 presentan los modelos de covariable M3 obtenidos para la dmin de las estaciones aguas abajo del embalse. La Balsa depende de los índices IE2, ONI y CCC. Esto puede representar la conexión con el debilitamiento de las corrientes de viento y el bajo transporte de humedad desde el océano Pacífico que acentúan condiciones secas en la región, alargando el periodo con caudales inferiores a un umbral. Luego la dmin de Juanchito y la Victoria varían en función de IE2 y MEI. Por lo tanto, la duración de eventos de caudal bajo es explicada por el conjunto clima-embalse en todas las estaciones.

Tabla 8-13. Características de los parámetros de los modelos M3 de la duración del estiaje anual en el río Cauca

Estación Modelo	La Balsa		Juanchito		La Victoria	
	M0	M3	M0	M3	M0	M3
μ	1.00	pb(IE2) pb(CCC)	1.00	cs(IE2)	1.00	pb(IE2) pb(MEI) ONI
σ	1.00	ONI	1.00	IE2+MEI	1.00	SST
df	2.00	10.41	2.00	8.00	2.00	11.62
GAIC	373.78	337.45	454.99	405.52	343.26	298.98
Media	0.00	-0.03	0.02	-0.02	-0.01	-0.04
Varianza	1.04	1.03	1.00	0.96	1.18	1.07
Asimetría	-0.08	-0.27	-0.27	0.00	-0.39	0.22
Curtosis	2.45	3.05	2.08	2.66	2.18	2.62
Filliben	1.00	0.99	0.99	0.99	0.98	0.99

La variación temporal de diferentes cuantiles de los modelos M3 (Figura 8-14 panel izquierdo) indica: i) alta variabilidad en la duración del estiaje principalmente asociada al cuantil 97.5% sobre todo durante el periodo de régimen natural, en años típicos El Niño y de sequías meteorológicas confirmadas en Colombia ej., 1992, 1997, 2004 y 2015; ii) años

con variabilidad nula, en comparación con el mismo cuantil del modelo estacionario M0, principalmente en años La Niña 1988, 1999, 2008 y 2010. Resalta también, que durante el régimen natural la duración de eventos de estiajes asociados al cuantil 97.5% es mucho mayor en comparación al modelo M0, llegando a más de 300 días consecutivos. Sin embargo, durante el régimen alterado la duración de los eventos es mucho menor, pero tanto en Juanchito como en La Victoria, la duración del estiaje puede exceder la proyección del modelo estacionario. El panel derecho de la Figura 8-14 confirma la normalidad de los residuales, por lo tanto, los modelos M3 capturan el comportamiento de la variable hidrológica.

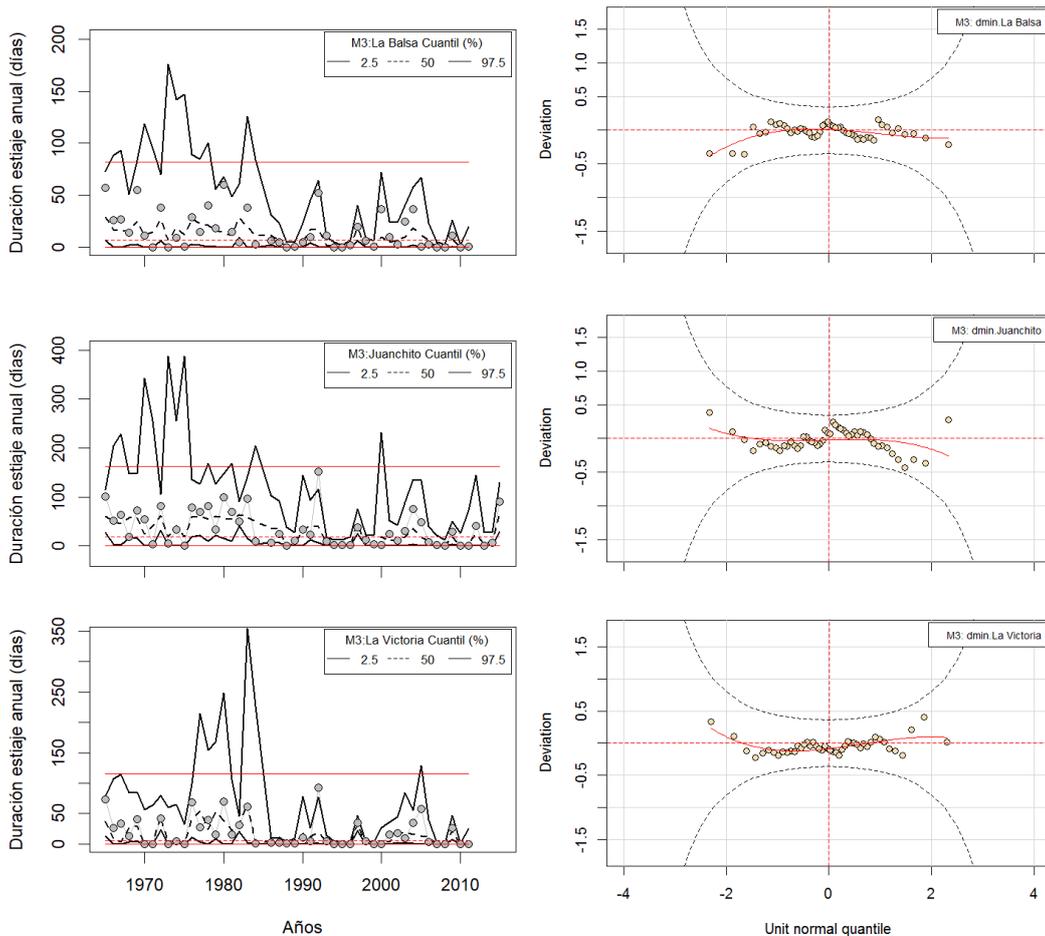


Figura 8-14. Variación temporal de diferentes cuantiles de los modelos M0 y de covariable M3 de la duración del estiaje extremo anual (izquierda) y los residuales de los M3. El modelo estacionario es resaltado en Rojo y las observaciones corresponden a los puntos grises.

8.5 M4: Modelos de Componentes Principales Climáticas

El análisis ACP identifica que las dos primeras componentes CP1 y CP2 acumulan el 81% de la varianza de los índices climáticos; así mientras la CP1 contiene el 69% de la variabilidad y representa el conjunto: MEI, ONI, PDO y SSTn3; la CP2 explica el 12% restante y retiene la variación de EMI y CCC. Además, la CP1 presenta una correlación negativa con la anomalía de las variables climáticas, por lo que: valores positivos de la CP1 representan la fase fría de ENSO, La Niña y valores negativos, El Niño. A continuación, se describen los modelos M4 que usan como covariables las dos primeras CP climáticas y los índices de embalse.

8.5.1 Modelación de las crecidas anuales

El uso de las CP climáticas para modelar la magnitud de las crecidas máximas anuales produce modelos no estacionarios que se ajustan a las observaciones (panel izquierdo Figura 8-15).

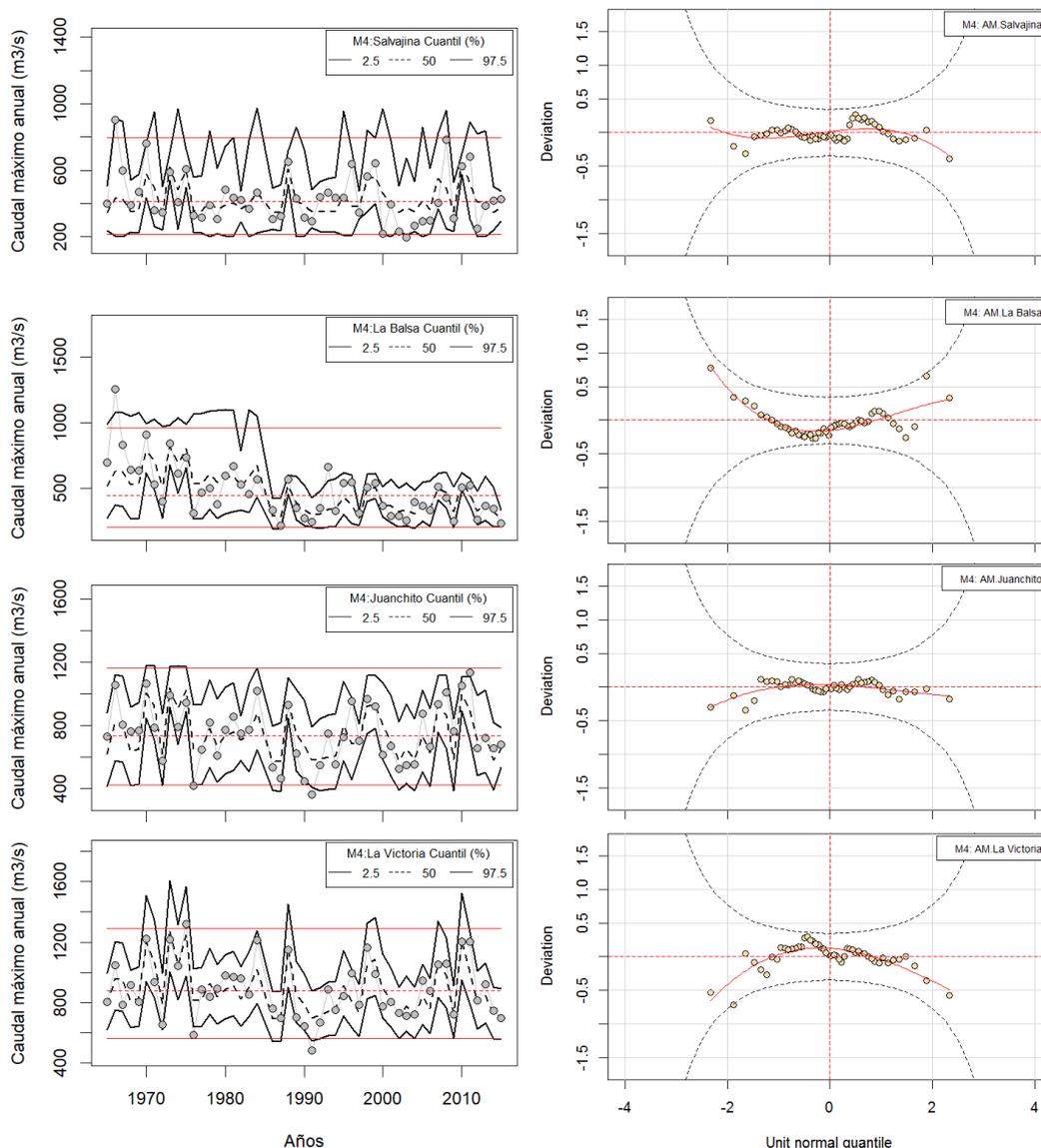


Figura 8-15. Modelo M4 de las crecidas máximas anuales. A la izquierda cuantiles del modelo en función del tiempo, a la derecha los residuales.

Los mejores modelos obtenidos para las estaciones aguas abajo del embalse sugieren la combinación de la CP1 y el índice de embalse IE2 (Tabla 8-14). Finalmente, la calidad de los modelos es adecuada en las estaciones Salvajina y Juanchito ya que los residuales se mantienen dentro de los límites de confianza y próximos a sus valores esperados (línea roja) y su distribución en el gráfico no sugiere tendencias (panel derecho Figura 8-15). Por el contrario, los modelos de La Balsa y La Victoria presentan una menor calidad de ajuste ya que los modelos indican asimetría hacia la izquierda y derecha, respectivamente.

Tabla 8-14. Características de los modelos M4 para las crecidas anuales en el río Cauca

Estación	Salvajina		La Balsa		Juanchito		La Victoria	
	M0	M4	M0	M4	M0	M4	M0	M4
μ	1	pb(CP1)	1.00	pb(CP1) pb(IE2)	1	pb(CP1) IE2	1	pb(CP1) pb(IE2)
σ	1	pb(CP1)	1.00	pb(CP1) pb(CP2)		pb(CP1)	1	1
df	2.00	8.59	2.00	9.89	2.00	9.31	2.00	6.18
GAIC	641.14	622.15	664.01	618.07	670.39	639.00	669.60	625.63
Media	0.00	-0.01	0.00	-0.02	0.00	-0.01	0.00	0.00
Varianza	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02
Asimetría	0.18	-0.12	0.22	0.61↑	-0.27	-0.25	0.06	-0.70↓
Curtosis	2.65	2.41	2.55	2.89	2.85	2.97	2.59	3.47
Filliben	0.99	0.99	0.99	0.98↓	1.00	1.00	0.99	0.98↓

8.5.2 Modelación de los caudales mínimos anuales

La modelación de la frecuencia de ocurrencia de caudales mínimos anuales utiliza las dos CP climáticas en todas las estaciones; además aquellas aguas abajo del embalse también incluyen el índice IE2 (Tabla 8-15). El uso de la CP2, indica de forma indirecta que los caudales mínimos, también dependen de la variabilidad aportada por eventos El Niño Modoki y los cambios en la Corriente en Chorro del Chocó o patrón de vientos húmedos del océano Pacífico.

Tabla 8-15. Características de los modelos M4 de los caudales mensuales mínimos anuales

Estación	Salvajina		La Balsa		Juanchito		La Victoria	
	M0	M4	M0	M4	M0	M4	M0	M4
μ	1	pb(CP1) pb(CP2)	1	pb(CP1) pb(IE2)	1	pb(CP1) pb(IE2) pb(CP2)	1	pb(CP1) pb(IE2)
σ	1	1	1	CP2	1	1	1	pb(IE2) pb(CP2)
df	2.00	10.10	2.00	7.32	2.00	7.66	2	9.76
GAIC	416.45	388.44	477.51	454.60	524.46	493.22	552.3652	518.15
Media	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Varianza	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02
Asimetría	0.61	0.33	-0.40	-0.03	0.21	0.06	-0.07	-0.78
Curtosis	2.95	3.49	3.26	1.69	2.34	2.18	3.16	3.64
Filliben	0.98	0.98	0.99	0.97↓	0.99	0.99	0.99	0.98

Los diferentes cuantiles graficados indican que, no en todas las estaciones, los M4 describen mejor la variabilidad de los datos, en comparación a los modelos convencionales (Figura 8-16).

La calidad de los modelos es adecuada en Salvajina, Juanchito y La Victoria, aunque la forma de los residuales sugiere que los modelos M4 presentan cierta curtosis que puede derivar en efecto de colas suaves/pesadas; por otra parte, se observa mal ajuste en La Balsa, debido a que la distribución de los residuales sugiere una curtosis que acentúa el efecto de colas pesadas y algunos valores exceden los límites de confianza de la distribución normal. Una posible explicación es el tipo de suavizado seleccionado, ya que en apartados anteriores las series de mínimos se ajustaron a splines cúbicos (cs) y en los Modelos M4 predomina el uso de B-splines penalizados (pb) y estos últimos, tienden a aproximarse a modelos lineales, dicho efecto restrictivo en los grados de libertad extras de los modelos pudo deteriorar la calidad del ajuste en La Balsa.

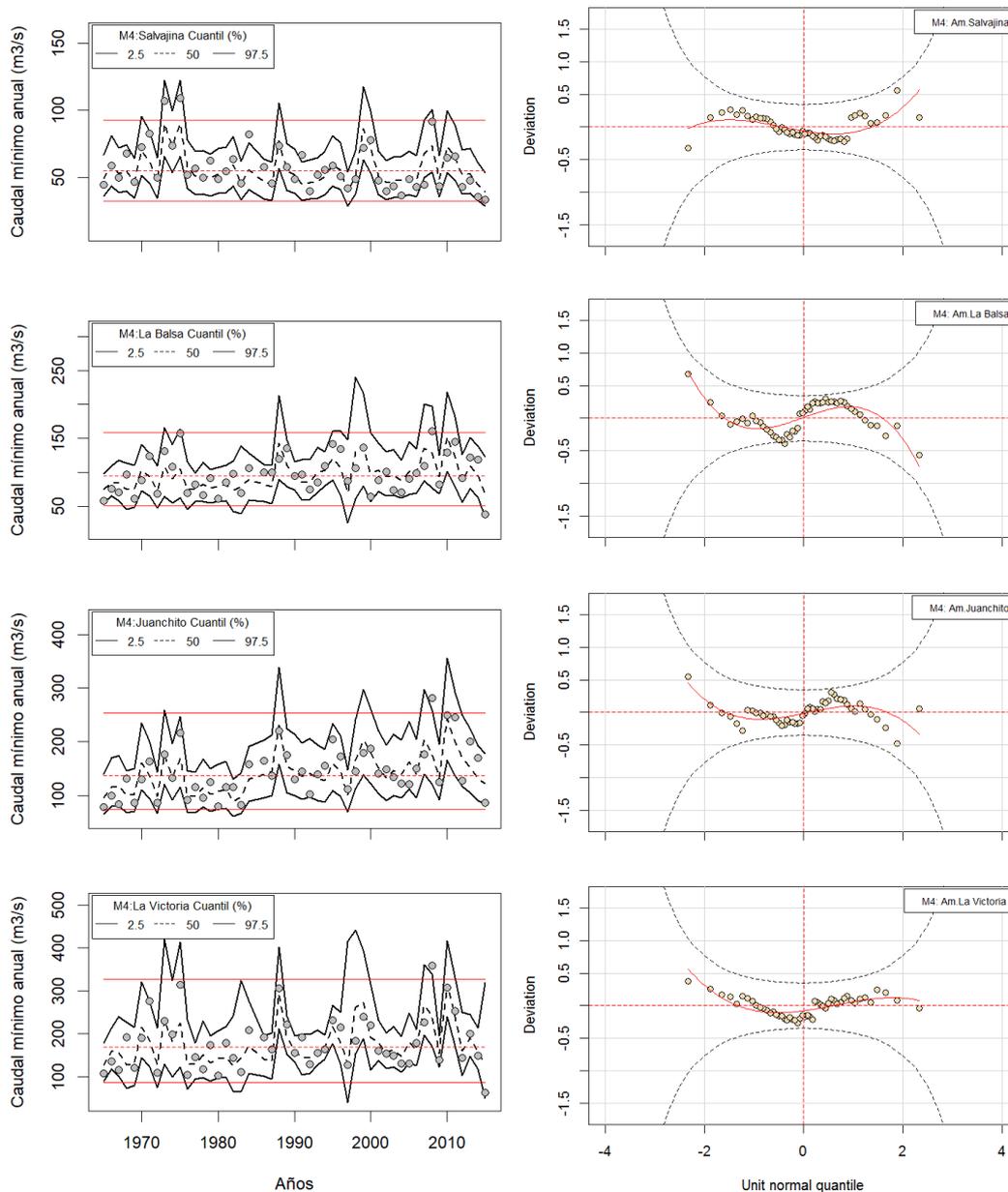


Figura 8-16. Modelo M4 de los caudales mensuales mínimos anuales. A la izquierda cuantiles en función del tiempo, a la derecha los residuales

8.6 Comparación de los diferentes modelos no estacionarios

Teniendo en cuenta el valor del estadístico GAIC y el coeficiente de correlación de Filliben, se identifica que los modelos M3 y M4 son mejores que el uso de distribuciones mixtas (M2) y la aplicación de tendencias temporales (M1). En el Anexo B del capítulo se dejan las tablas con las características de los modelos.

Del análisis de los modelos M3, destaca la reiterada significancia de los índices MEI y ONI como patrones de alteración de la fdp. Estos resultados pueden explicarse debido a que el MEI es un índice que reúne la información atmosférica y oceánica del Pacífico y, en consecuencia, integra más información explicativa al comportamiento de los extremos

hidrológicos. Por su parte, el índice ONI describe las anomalías en la temperatura del océano Pacífico en la región Niño 3-4, que en la actualidad es el área más representativa para describir los efectos de ENSO en el Pacífico oriental ecuatorial e incluye las señales de la mayoría de eventos El Niño/La Niña Modoki.

Ningún modelo M3 selecciona los índices EMI y PDO, como variables explicativas adecuadas. Otras pruebas empleando solo el conjunto (ONI, PDO, MEI y CCC) indicaban que la PDO era una variable significativa. Sí bien el análisis de correlación de capítulos anteriores muestra que la PDO y el EMI presentan una conexión menos fuerte con los extremos hidrológicos, en comparación con el resto de covariables de ENSO, es posible que el resultado obtenido en este trabajo se deba, a la estrategia adoptada de definir un máximo de cuatro términos aditivos.

En ensayos preliminares de selección del conjunto de covariables se consideró: 1) probar en cada parámetro el uso simultáneo de las siete covariables y el mejor índice de embalse; 2) probar el uso simultáneo de todas las variables explicativas en ambos parámetros al tiempo, (en paralelo); 3) forzar el uso de la PDO y CCC en la selección y 4) forzar el uso de IE1. Los resultados señalaron: una baja capacidad de `gamlss` para acotar el número de términos aditivos involucrados, dando como resultado modelos con gran cantidad de covariables y de grados de libertad extras que, aunque en ocasiones llevan al menor valor de GAIC, mostraron una baja calidad de ajuste por desviaciones a la condición de normalidad de los residuales. Dentro de las posibles explicaciones destaca de un lado el tamaño (n) de la variable aleatoria, frente a la cantidad de términos aditivos; y que en ocasiones el uso de subrutinas de suavizado, afectar la habilidad de los modelos aditivos `gamlss` de encontrar una adecuada interacción entre variables explicativas y por tanto, limita la selección del conjunto de covariables (Stasinopoulos et al., 2015).

Todo lo anterior, llevó a conservar la estrategia inicial de evaluar un máximo de 4 parámetros en cada estación. Esta información, implica cierta subjetividad en la selección que deja abierto para análisis futuro: definir otras metodologías para determinar el conjunto de covariables climáticas e incluso, emplear otro tipo de información y abordar otras escalas de análisis y emplear conexiones entre las variables teniendo en cuenta periodos de rezago. Actualmente, los modelos de cambio climático de escala reducida no parecen representar adecuadamente la hidroclimatología colombiana (Bonilla-Ovallos y Mesa, 2017), por lo que pueden ser de interés los índices de precipitación extrema u otro tipo de patrones antrópicos como los cambios en el uso del suelo.

8.6.1 Comparación del comportamiento de los modelos M3 y M4 en función de las covariables significativas

La Figura 8-17 y Figura 8-18 presentan el comportamiento de los modelos aditivos M3 y M4 de las estaciones Salvajina y La Victoria, en todos se aplican funciones de suavizado. Los caudales máximos en Salvajina dependen de MEI en M3 y de la CP1 climática en el M4, el modelo de suavizado es prácticamente lineal, por lo que se observan franjas paralelas al eje de ordenadas que aumentan de magnitud en la medida que MEI es menor a cero (La Niña) o que la CP1 se hace positiva.

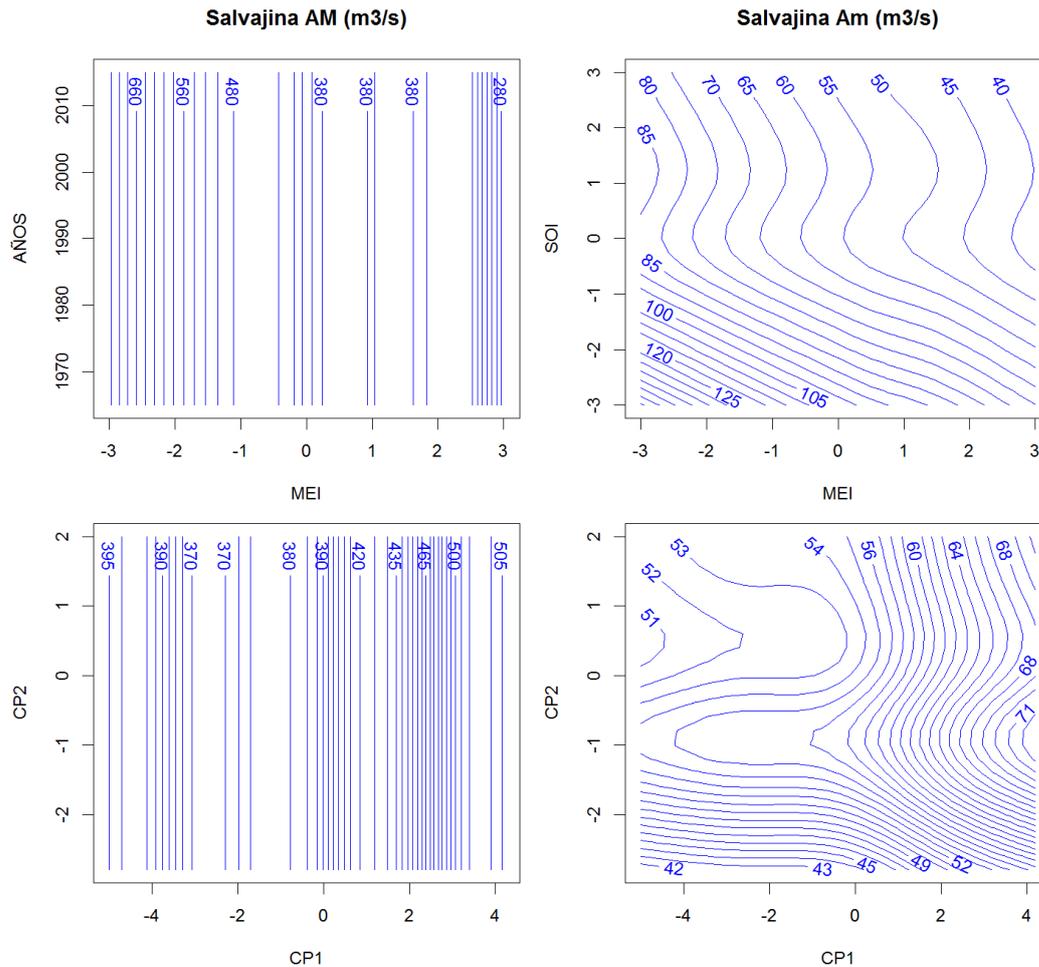


Figura 8-17. Curvas de contorno en de los modelos M3 (arriba), y M4 (abajo) de los caudales máximos y mínimos anuales en m³/s de Salvajina en función de las covariables significativas.

Los modelos de los Am en Salvajina y ambos extremos hidrológicos en La Victoria dependen de más de una covariable (Figura 8-17 y Figura 8-18). Mientras el Am de Salvajina está conectado a MEI y SOI en el M3; en M4 dependen de CP1 y CP2. Los caudales extremos anuales de La Victoria dependen de índices climáticos y del índice de embalse IE2, por lo que las curvas de contorno muestran modelos más complejos.

Los modelos M4 estiman caudales extremos de menor magnitud, esto quiere decir crecidas menos fuertes en eventos La Niña y caudales mínimos más severos durante El Niño (CP1 negativa). En todos los modelos se observan regiones de espaciada (lenta) progresión de las variables hidrológicas (cuando las covariables son positivas cercanas a cero) y una pendiente más pronunciada (aumento acelerado), cuando coinciden valores negativos de los índices climáticos, o entre valores negativos de variables climáticas y el mínimo IE2 (condición de embalse lleno) que hacen que el modelo estime caudales altos en ambos extremos hidrológicos.

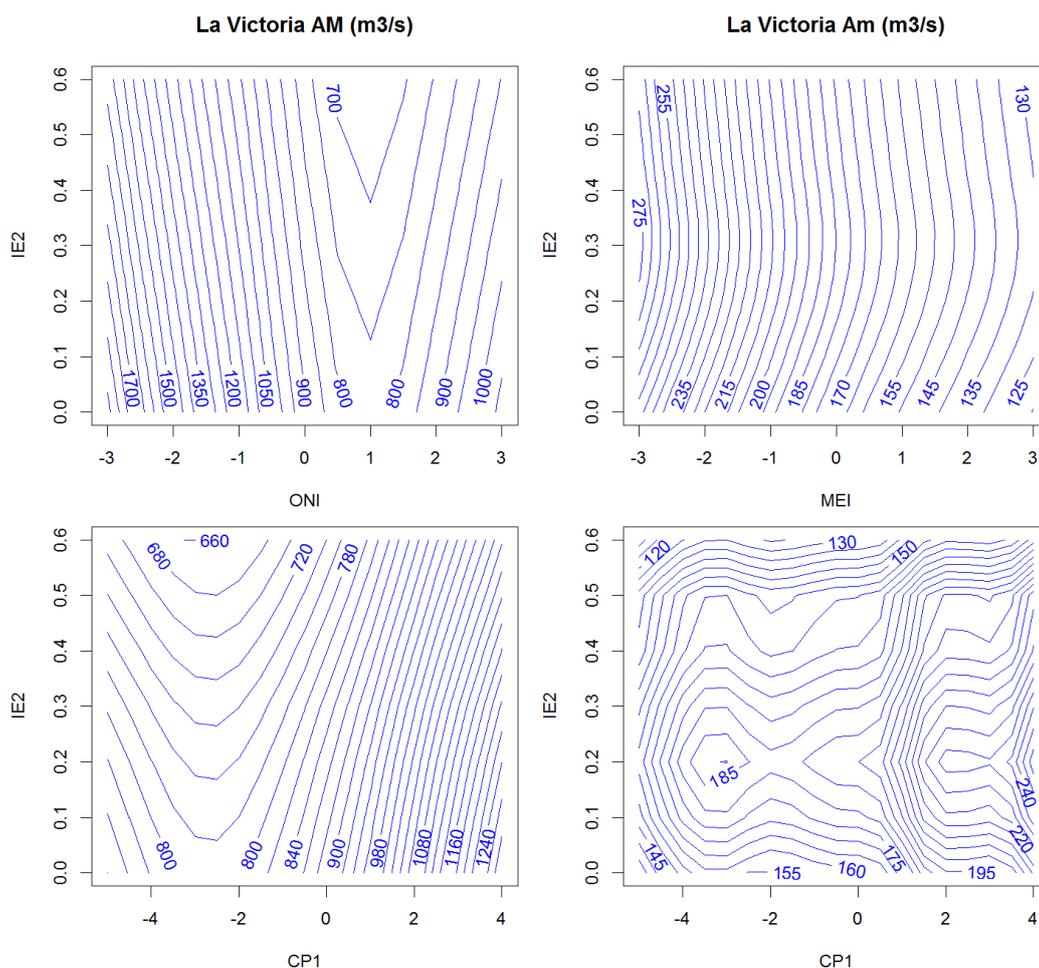


Figura 8-18. Curvas de contorno de los modelos M3 (arriba) y M4 (abajo) de los caudales máximos (izquierda) y mínimos anuales (derecha) en m³/s de La Victoria en función de las covariables significativas.

8.6.1 Capacidad predictiva de los modelos M1 y M3

Además de la calidad de los residuales del modelo, su capacidad predictiva es otra forma de verificar el ajuste. La herramienta gamlss permite formular pronósticos en modelos de una covariable ej.: los caudales máximos en Salvajina y Juanchito; y los caudales mínimos en La Balsa y Juanchito. Sin embargo, tiene la limitante de no permitir pronósticos en modelos con un conjunto de covariables, para resolverlo, se valoran la capacidad predictiva de la parte lineal de los M3 de los caudales mínimos en Salvajina, los AM de La Balsa y ambos extremos hidrológicos en La Victoria (Tabla 8-16).

Tabla 8-16. Comparación de modelos M3 lineales y con suavizado de los caudales diarios máximos anuales y los caudales mensuales mínimos anuales

Estación	fdp	Caudal máximo anual						Caudal mínimo anual						
		M3 lineal			M3 suavizado			M3 lineal			M3 suavizado			
		μ	σ	df	μ	σ	df	fdp	μ	σ	df	μ	σ	df
Salvajina	LN2	MEI	1	3.0	pb(MEI)	1	8.3	LN2	MEI	MEI	5.0	pb(SOI) pb(MEI)	MEI	7.0
La Balsa	LN2	IE2 MEI	ONI SST	6.0	IE2 cs(MEI)	ONI SST	8.0	GA	IE2	IE2	4.0	cs(IE2)	IE2	7.0
Juanchito	GA	ONI	ONI	5.0	pb(ONI)	pb(ONI)	12.1	LN2	IE2 MEI	1	4.0	cs(IE2) cs(MEI)	1	10.0
La Victoria	GA	IE2 ONI	1	4.0	pb(IE2) pb(ONI)	1	6.0	LN2	IE2 MEI	1	4.0	cs(MEI) cs(IE2)	1	10.0

En primera instancia se comparan los modelos M1 y M3 de las crecidas máximas anuales en La Balsa, modificando el tamaño de la muestra usada en la calibración, empleando 25, 35 y 45 años de registros, a partir de 1965. Posteriormente, las observaciones no incluidas en cada calibración son utilizadas en la validación. Los resultados muestran que la predicción realizada con el modelo M1 para las muestras 1965-1990 y 1965-2000 no logran capturar la variación temporal de la variable respuesta, en sus respectivos periodos de validación (Figura 8-19). Sobre esto Villarini et al. (2009b) encuentran que los modelos gamlss suavizados pueden ser afectados por patrones imprevistos de las variables, sí las observaciones tienen fuerte influencia en la predicción; y López-de-la-Cruz (2013) indica que los modelos de tendencia temporal de las crecidas en España presentan baja capacidad de ajustarse a cambios en la variabilidad de la serie.

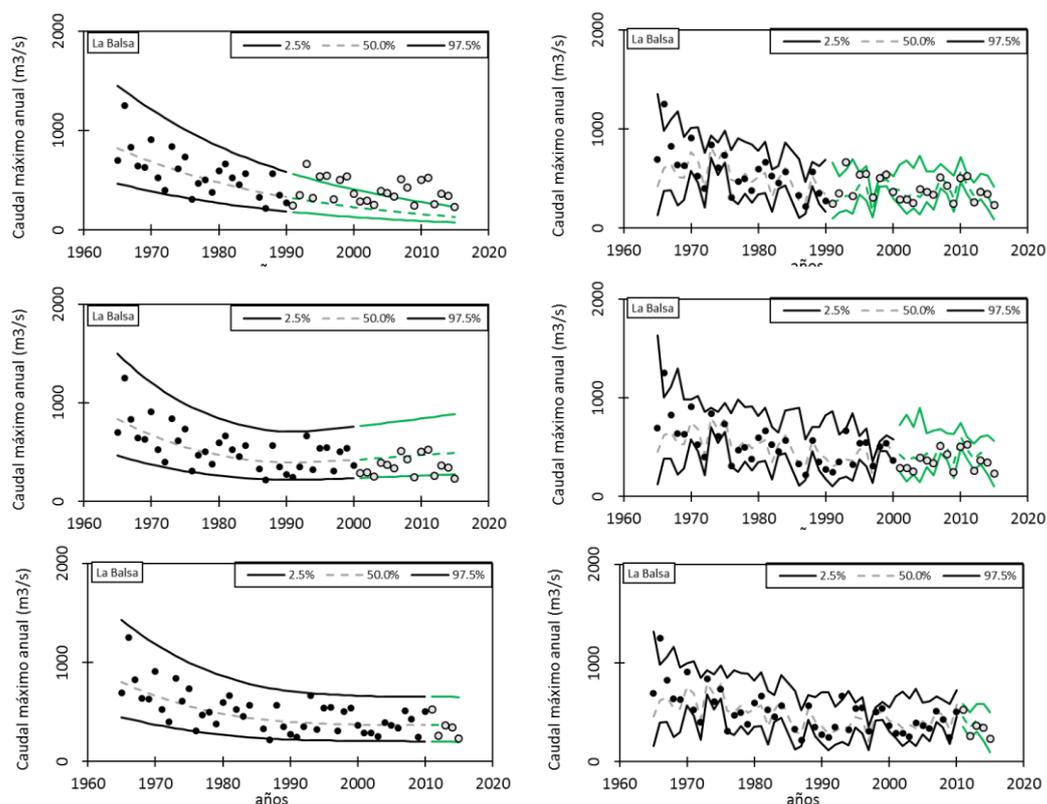


Figura 8-19 Modelos de tendencia temporal M1 (izquierda) y de covariable M3 (derecha) de las crecidas máximas anuales en La Balsa variando el periodo de calibración. Arriba hacia abajo 1965-1990, 1965-2000 y 1965-2010. Puntos claros representan observaciones usadas para la validación y en verde los cuantiles 2.5%, 50% y 97.5% del pronóstico.

La Figura 8-20 contiene el comportamiento de la mediana y los cuantiles 2.5% - 97.5% de los modelos M3 de pronóstico de los caudales máximos y mínimos anuales; calibrados con los datos del periodo 1965-2005 (40 años de registros) y las proyecciones son validadas con las observaciones de 2006-2015 (10 años). En el caso de las series de caudales mínimos anuales de La Balsa, Juanchito y La Victoria, se aprecian valores por fuera de los cuantiles proyectados; dichos datos corresponden a los registros de 2008 (valor máximo histórico) y 2015 (valor mínimo histórico) que coinciden con inundaciones durante el 2008 y una fuerte sequía meteorológica en 2015. La Figura 8-20 también resalta, el poder predictivo de las covariables climáticas y de embalse para representar los cambios en el tiempo de los caudales máximos anuales en La Balsa, a diferencia de los modelos de tendencia M1, las

observaciones usadas en la validación se encuentran dentro de los límites de confianza y la mediana representa a la variable independiente.

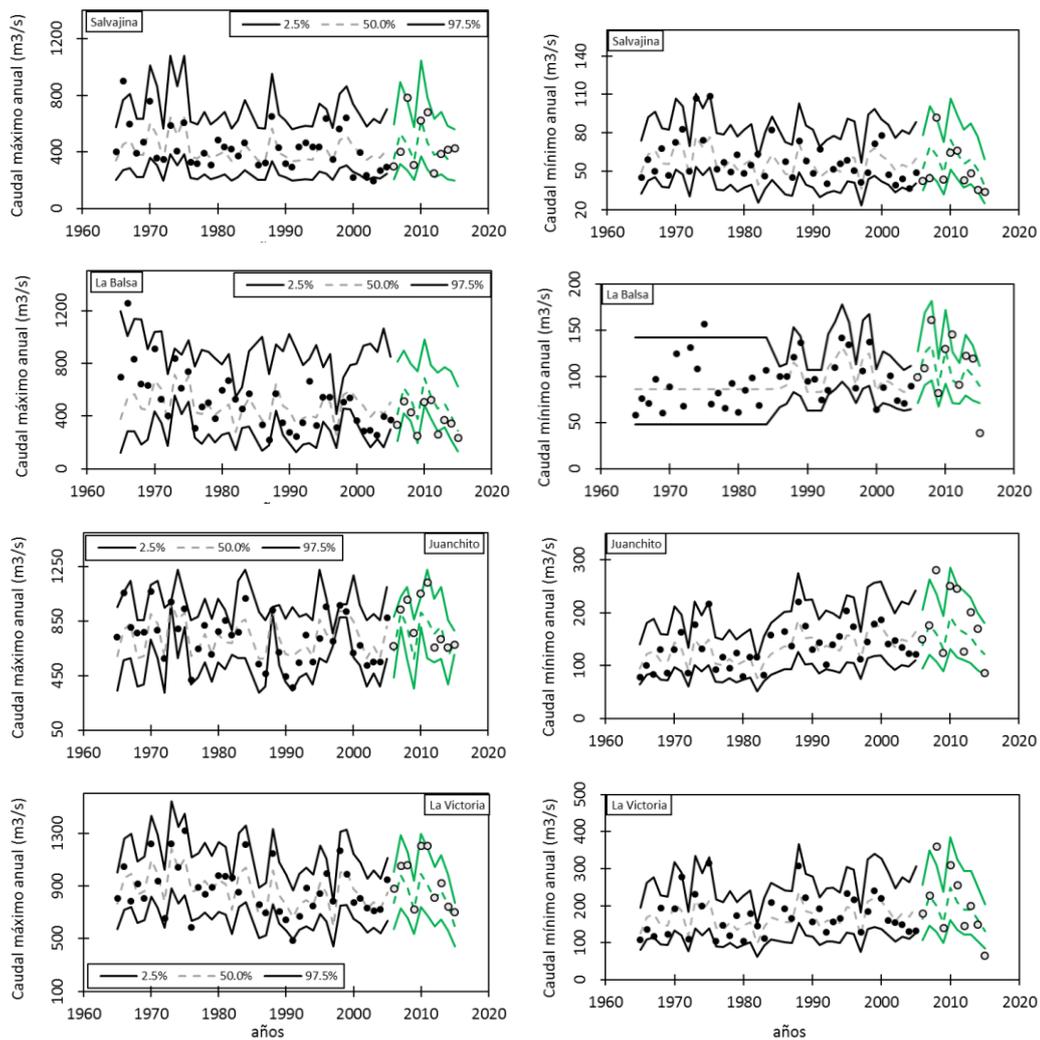


Figura 8-20. Desempeño de los pronósticos de los modelos M3.
 Líneas negras representan los cuantiles 2.5%, 50% y 97.5% del modelo M3 calibrado para el periodo 1965-2005.

A pesar del buen desempeño de los modelos no estacionarios de covariables climáticas y de embalse; estos no pueden realizar proyecciones más allá de las observaciones empleadas en el ajuste y los resultados deben usarse con cautela, siendo necesario ampliar la investigación en la determinación de la incertidumbre de los modelos no estacionarios debido a que desconocemos si existen otros procesos físicos que puedan alterar la probabilidad de ocurrencia de los extremos hidrológicos; no tenemos proyecciones a futuro de los índices climáticos o de operación de embalse, y no podemos confirmar si el tipo de tendencias (suavizado por b-splines) y el sentido de la pendiente permanecerán en el largo plazo (López-de-la-Cruz y Francés García, 2014; Serinaldi y Kilsby, 2015; Villarini et al., 2009b)

8.6.2 Efectos de la no estacionariedad en los cuantiles de diseño

Hasta el momento hemos empleado diferentes modelos estacionarios $F_Y(y|\theta)$, y no estacionarios $F_Y(y_i|\theta_i, x)$, que permiten inferir el caudal extremo (máximo/mínimo) Y_q , asociado a una probabilidad de no excedencia q ó de probabilidad de excedencia $p = 1 - q$. En condiciones estacionarias, el periodo de retorno T asociado a una crecida equivale al intervalo de recurrencia promedio entre eventos extraordinarios que igualan o exceden una magnitud específica $Y \geq y_T$. Sin embargo, el significado de excedencia para el análisis de caudales mínimos es que una sequía sea extralimitada o probabilidad que el caudal observado en un periodo de tiempo T sea menor o igual un valor mínimo $Y \leq y_T$.

En contexto estacionario, el periodo de retorno es: $T = \frac{1}{p} = \frac{1}{1-q}$ (Chow et al., 1988; Obeysekera y Salas, 2016) y en condiciones no estacionarias $T_i = 1/p_i = 1/(1 - F_Y^{-1}(Y_{p_0}, \theta_i))$, donde T_i y p_i son el periodo de retorno y la probabilidad de excedencia, asociadas al caudal extremo de referencia Y_{p_0} , con parámetros estadísticos θ_i y función de distribución F_Y (Du et al., 2015; Villarini et al., 2009b).

La Figura 8-21, emplea una probabilidad de excedencia $p = 0.01$, o periodo de retorno $T = 1/p = 100$ años, para calcular el cuantil $Y_{0.01}$ de los modelos M0, M1, M2, M3 y M4 de caudales extremos anuales en la estación hidrométrica Juanchito. El panel izquierdo de la figura permite ver que los modelos M2 y M3 estiman caudales de crecida menores a los obtenidos en otros modelos y en el panel derecho, los modelos M2 proponen caudales mínimos mayores a los calculados con las otras alternativas. Sin embargo, deja abierta la pregunta de ¿Cuál sería el caudal diario máximo anual de diseño para $T = 100$ años? Teniendo en cuenta que $Y_{M0} = 1260 \text{ m}^3/\text{s}$, $1144 \leq Y_{M1} \leq 1393 \text{ m}^3/\text{s}$, $1085 \leq Y_{M2} \leq 1210 \text{ m}^3/\text{s}$, $761 \leq Y_{M3} \leq 1365 \text{ m}^3/\text{s}$, y $811 \leq Y_{M4} \leq 1235 \text{ m}^3/\text{s}$. Frente a este reto, Obeysekera y Salas (Obeysekera y Salas, 2016; Salas y Obeysekera, 2014) proponen emplear las variables: i) Tiempo de Espera Previsto (en inglés EWT) entre dos eventos, como valor define periodo de retorno T ; y ii) el Numero de Excedencias Previsto (ENE) del evento Y en T años igual a 1, con formulaciones adaptadas para el contexto no estacionario, basándose en modelos de tendencias temporal de crecidas; en la misma línea de trabajo, Du et al. (2015) realizan un análisis con modelos de covariables para series de caudales mínimos anuales. Abriendo una oportunidad de investigación que busca llevar los resultados de los modelos no estacionarios a la ingeniería de diseño que facilite la interpretación y comparación del riesgo de los proyectos, y contribuir a la discusión sobre si existe una cantidad y magnitud de eventos extremos aceptables para un sistema.

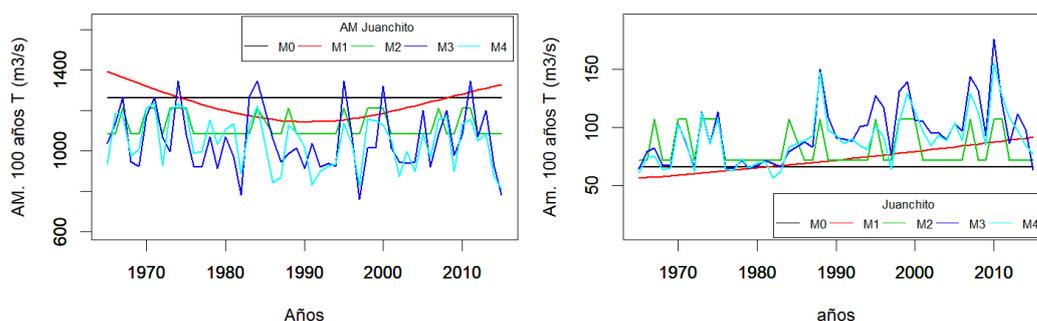


Figura 8-21. Comparación de modelos de caudal extremo anual en la estación Juanchito: comportamiento del cuantil asociado a un periodo de retorno de 100 años

La Figura 8-22 muestra el caudal de diseño para un periodo de retorno de 100 años de las crecidas (panel izquierdo) y caudales mínimos (panel derecho), en función de la covariable más significativa de los modelos M3 y M4 (en el eje horizontal inferior y superior, respectivamente); además incluye el caudal y el intervalo de confianza al 95% del modelo estacionario M0 del periodo 1965-2015.

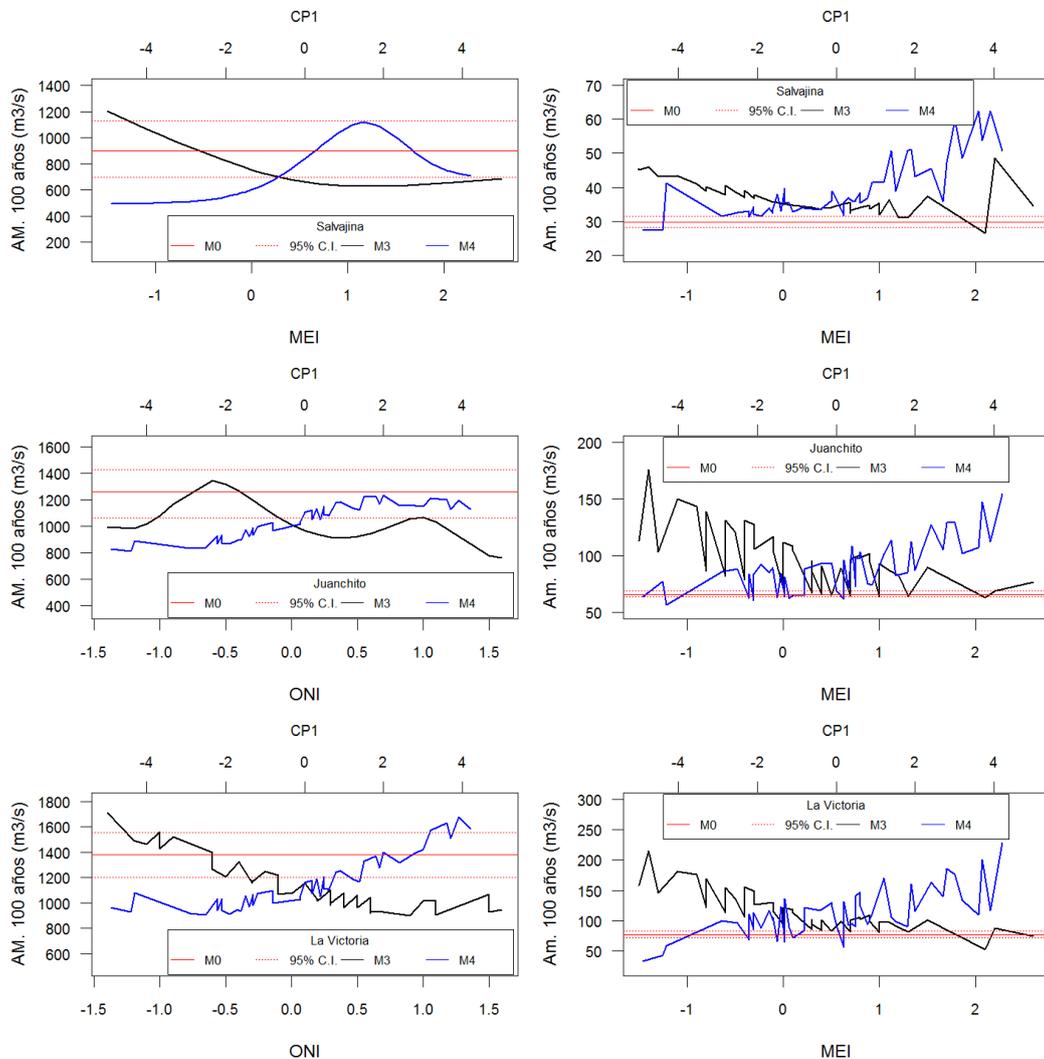


Figura 8-22. Modelación de los extremos hidrológicos con periodo de retorno 100 años. M0: modelo estacionario, M3: modelos de covariables climáticas e índices de embalse y M4: modelos Componentes Principales climáticas.

En un apartado anterior, se explica que valores positivos de la CP1 representan condiciones de ENSO tipo La Niña; por lo tanto, es coherente que los mayores caudales estimados, correspondan con valores máximos positivos de la CP1 (M4) y a valores negativos de los índices climáticos (M3).

Los modelos que emplean más de un término aditivo, ej., el M4 de los AM en Juanchito presenta una mayor complejidad que aquellos que dependen de una variable explicativa como el M3. El gráfico muestra que existen rangos de datos de las covariables, que estiman caudales por fuera del intervalo de confianza del modelo convencional M0. Por lo que para cierta combinación de forzamientos climáticos y de operación de embalse, los caudales de

diseño del modelo estacionario pueden llevar al sobre/sub dimensionamiento de un proyecto. Además, se aprecian diferencias en la amplitud del intervalo de valores calculados para el mismo cuantil (cambios en variabilidad), entre el análisis de crecidas vs los modelos de caudales mínimos anuales, siendo más amplio para los Am. Estos resultados, aun con incertidumbre proporcionan información adicional para la toma de decisiones frente a la gestión del riesgo hidrológico en el área de estudio. Ej., pueden presentar una oportunidad para ajustar la regla de operación frente a condiciones de variabilidad climática extrema y promover ajustes en la gestión ambiental de los recursos hídricos. Sobre todo, teniendo en cuenta que la cuenca hace parte de la región tropical, expuesta a gran variabilidad climática e hidrológica y que del análisis de los cambios globales ambientales se prevén fenómenos La Niña/El Niño más intensos y frecuentes (Cai et al., 2015, 2014).

8.6.3 Cambios en la probabilidad de ocurrencia

Un uso común de los modelos estadísticos es identificar la probabilidad de ocurrencia de eventos de cierta magnitud. La Figura 8-23 presenta a manera ilustrativa, los caudales estimados para diferentes periodos de retorno en la estación Juanchito, según los modelos M0, M2 y M4 que resaltan la dificultad de abordar el concepto periodo de retorno en el análisis no estacionario.

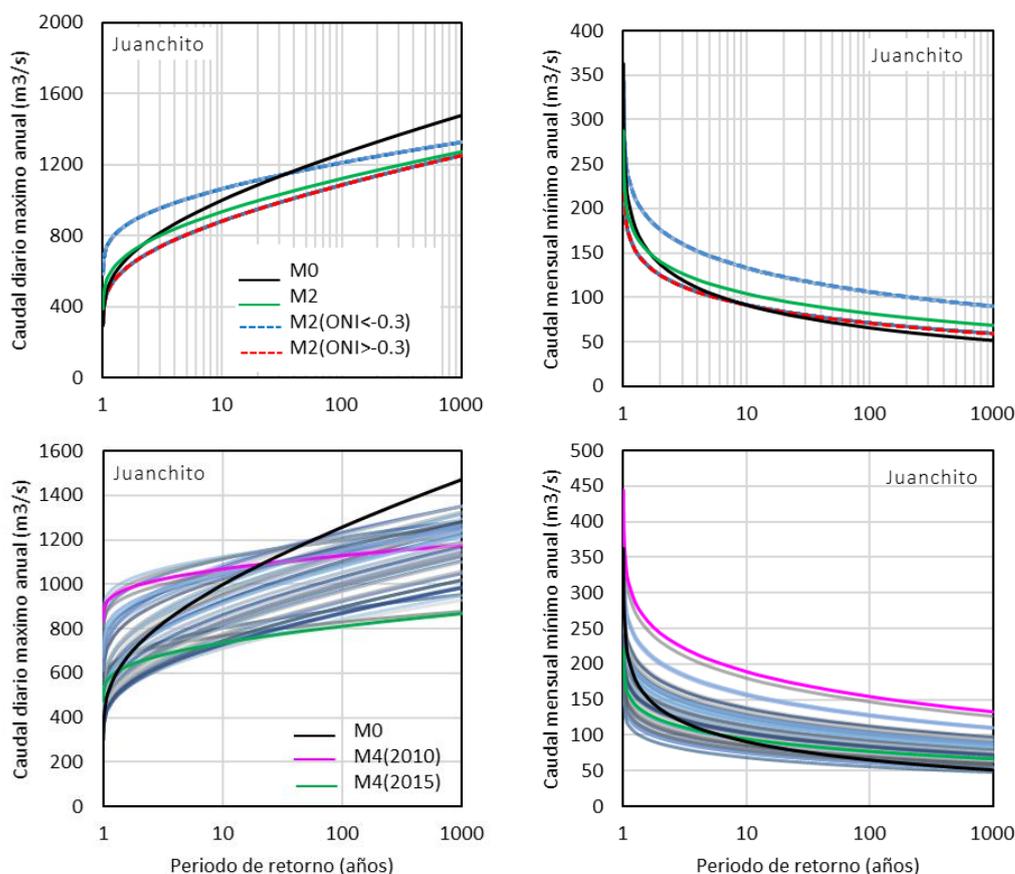


Figura 8-23. Modelación estadística no estacionaria de los caudales extremos anuales en Juanchito. Arriba Modelo M2. Abajo modelo de CP climáticas M4, a la izquierda las crecidas anuales en función de CP1 climática e IE2, a la derecha los caudales mínimos anuales en función de CP1, CP2 e IE2.

La Figura 8-23 resalta que, hasta cierto T estacionario, los caudales estimados en M0 son un valor promedio de aquellos calculados con los modelos M2 y M4; y después de dicho punto: la curva de M0 se mantienen en el límite superior (para las crecidas) e inferior (para caudales mínimos) de los resultados no estacionarios. Esto representa un aumento del T no estacionario asociado a un cuantil dado. Similar comportamiento fue reportado por Du et al. (2015) en modelos de covariables para caudales mínimos con tendencias decreciente, señalándolo como una diferencia de los modelos de forzamientos externos frente a aquellos con tendencias temporales. Sin embargo, Salas y Obeysekera (Salas y Obeysekera, 2014), también identifican este patrón en series de máximos con tendencias decrecientes asociadas al tiempo. Este patrón del modelo lleva a preguntar: ¿el dividir la serie en dos componentes, produce modelos sub-dimensionados? O, por el contrario, ¿desconocer el efecto de la tasa de ocurrencia de La Niña, está sobredimensionando los caudales asociados a periodos de retorno superiores a 100 años?

En este caso ocurren dos cosas: de un lado, está el efecto de los pesos de cada componente de la fdp mixta, ya que una mayor cantidad observaciones de menor magnitud (existe una mayor tasa de eventos El Niño y Normales), lamina los caudales estimados (en comparación al modelo estacionario). Por otro lado, la serie temporal tiene una tendencia decreciente en el periodo 1965-2015 que es poco significativa porque entre 1986-2015 las tendencias de aumento de la serie son fuertes y afectan la importancia de dicho cambio. Sin embargo una tendencia de este tipo parece ser captada en el modelo no estacionario, y produce que la probabilidad de ocurrencia de eventos raros también disminuya (es decir sea todavía menos probable que ocurran) y esto desencadena que los periodos de retorno no estacionarios, pero sobre todo el riesgo de fallo de un proyecto tiendan a ser menores que los estimados en condición estacionaria (Salas y Obeysekera, 2014). Así p. ej.: en el caso de las crecidas, un evento de $1200 \text{ m}^3/\text{s}$ tiene un T estacionario de 50 años y un T no estacionario de 300 años. Por lo tanto, sí puede que la estructura del M2 lleve a un sub-dimensionamiento, pero sobre todo, la tendencia de las observaciones produce un aumento del periodo de retorno no estacionario. Confirmando lo anterior, las crecidas del modelo M4 (en el panel inferior izquierdo) también presenta tendencias de incremento del T no estacionario en comparación con el modelo estacionario; adicionalmente la combinación de las CP climáticas y el índice de embalse IE2, amplían considerablemente la variabilidad de los caudales asociados a cada T . Una analogía similar puede extenderse al comportamiento de los caudales mínimos de Juanchito que presentan tendencias de aumento consistentes en el tiempo que aumentan el T no estacionario; pero en el caso de los caudales mínimos las observaciones en años Normales y El Niño son similares y en mayor cantidad; esto hace que a medida que la probabilidad de ocurrencia disminuye los valores estimados por modelos no estacionarios, converjan hacia los obtenidos en M0.

En este trabajo, las curvas - caudal vs T - presentan dicha conducta tanto en series de caudal de máximos como en los mínimos con tendencias opuestas y cuando se usan modelos de covariable, dejando abiertas cuestiones como: ¿Cuál es el caudal de diseño? ¿El uso de covariables externas, implica de hecho que los caudales extremos más frecuentes son mayores a los obtenidos con modelos estacionarios y que aquellos de rara probabilidad de ocurrencia, son en realidad menores a las estimadas por métodos convencionales? Desafortunadamente la respuesta a estos interrogantes aún no es clara, pero no se puede

desconocer que incorporar el análisis de frecuencias no estacionario, aporta al entendimiento de los cambios en el riesgo hidrológico por inundaciones y sequías; dicho análisis debe extenderse a la valoración del riesgo de fallo de los proyectos de diseño.

La Figura 8-24 que muestra para las estaciones Salvajina y La Balsa; los cambios en el tiempo de probabilidad de ocurrencia de los valores históricos de cada variable. Todas las variables presentan cambios importantes en la probabilidad asociada a los caudales extremos de cada serie y de nuevo la interpretación convencional de periodo de retorno pierde sentido. En la actualidad se han desarrollado metodologías más adecuadas al contexto no estacionario como: la determinación del tiempo de espera (T) hasta que ocurra una nueva excedencia (en inglés EWT) y el número esperado de excedencias en T años (en inglés ENE) y se ha propuesto un método multivariado para determinar el riesgo o vida útil con información no estacionaria (Du et al., 2015; Obeysekera y Salas, 2016; Salas y Obeysekera, 2014; Serinaldi, 2015).

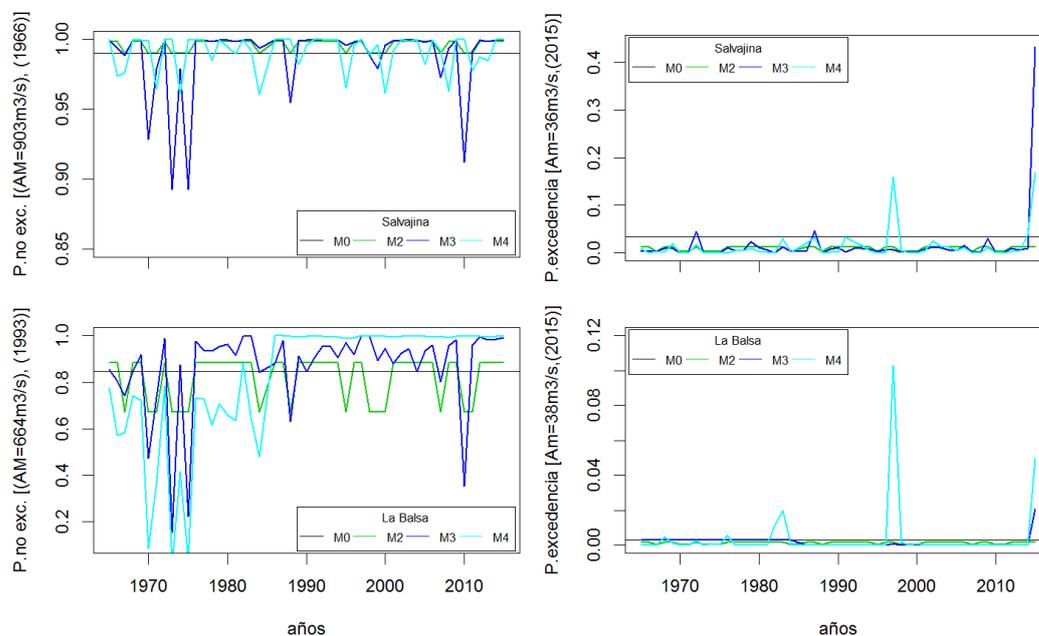


Figura 8-24. Comparación de modelos de caudales extremos anuales en Salvajina y La Balsa: probabilidad de ocurrencia asociado a observaciones históricas.

9 DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Hasta este punto, se han presentado todos los resultados de la investigación que inician con el análisis de la no estacionariedad en los extremos hidrológicos del río Cauca y terminan en la aplicación de cinco alternativas de modelación estadística en contexto no estacionario. Los modelos consideran el análisis de frecuencias clásico estacionario, luego el uso del tiempo como término aditivo, posteriormente el uso de covariables externas climáticas e índices de embalse y finalmente el uso de las principales componentes climáticas. Para cerrar el análisis de resultados se presenta una síntesis y discusión, sobre los hallazgos más relevantes.

9.1 Estacionariedad de los índices de extremos hidrológicos

Los registros de caudal diario máximo anual de la estación hidrométrica La Balsa confirman dependencia serial con rezago de un año y tendencias decrecientes; además, entre 1986 y 2015 hay señales de aumento en la magnitud y duración de las crecidas en Juanchito y en el periodo de caudales altos en La Victoria.

La duración del estiaje anual en La Balsa, Juanchito y la Victoria muestra memoria a rezago 11 años. También existe un descenso en la magnitud de los caudales mensuales mínimos anuales en Salvajina y un aumento en la misma variable de la estación Juanchito. La persistencia identificada en las series hidrológicas anuales puede deberse, tanto a la respuesta del acuífero del Valle Alto del río Cauca frente a cambios en el escurrimiento medio, como a los efectos del embalse.

Las pruebas estadísticas para detectar saltos en la media en los extremos hidrológicos reiteran alteraciones en las décadas 1970, 1980 y 1990, que coinciden con la puesta en operación del embalse Salvajina en 1985 y con cambios de fase de la Oscilación Decadal del Pacífico en 1975-1977, y 1995-1999.

9.1 Influencia del embalse en el régimen de los extremos hidrológicos del río Cauca

Al comparar la anomalía de caudal promedio máximo/mínimo mensual multianual entre los periodos 1965-1984 y 1986-2015, se observa que, en el último periodo, hay una disminución de los caudales de crecida y aumento de los caudales mínimos, en la estación hidrométrica La Balsa. Cuando se avanza río abajo, la estación Juanchito, solo se aprecia aumento significativo de los caudales mínimos, y al llegar a la estación La Victoria no se aprecian modificaciones significativas en ninguno de los extremos hidrológicos. Esta

información muestra la disminución del grado de influencia del embalse sobre el régimen de los caudales extremos, a medida que la estación hidrométrica se aleja de la salida del embalse.

Los resultados de las pruebas de hipótesis indican que los caudales de crecida en Juanchito en el periodo 1965-2015 son estadísticamente estacionarios. Sin embargo, la muestra 1986-2015 acepta una ruptura en la media y tendencias de incremento significativas. Esto quiere decir que el aumento en la magnitud de las crecidas de la última muestra es enmascarado por patrones de disminución de los caudales entre 1965 y 1984, y por lo tanto, aceptar la estacionariedad para la serie completa 1965-2015 puede llevar a errores en la modelación hidrológica.

Las tendencias de aumento en la magnitud de las crecidas en Juanchito se deben probablemente a patrones de incremento en la precipitación de la cuenca no regulada y a cambios en el uso del suelo que pueden magnificar el escurrimiento en los ríos tributarios. En concordancia con lo anterior, el análisis de las crecidas históricas muestra que el aporte de los ríos tributarios no regulados oscila entre el 63% y el 81%. Por lo tanto, la modelación no estacionaria no debe despreciar la información del periodo 1965-1984.

En cuanto a la alteración del régimen hidrológico en Juanchito, el porcentaje de días con caudales superiores a $900 \text{ m}^3/\text{s}$ ha aumentado pasando del 1% al 10% entre los periodos 1986-2006 y 2007-2015. Mostrando nuevamente el incremento en la magnitud de los caudales de crecida e identificando un punto de intervención, tanto en la gestión de la cuenca como en la operación del embalse.

La anomalía de los caudales mínimos mensuales muestra que el embalse logra incrementar los caudales en los meses de estiaje en La Balsa. La regulación de caudales conduce a una disminución en el porcentaje de días con caudales superiores a $130 \text{ m}^3/\text{s}$ en Juanchito. Además, las descargas del embalse aportan más del 50% del caudal observado en Juanchito contribuyendo a la amortiguación de los efectos de las sequías.

Durante las sequías meteorológicas en Colombia entre 1985 – 2015 se observan eventos de estiaje históricos en 1992 en La Victoria y en 2015 en La Balsa y Juanchito; coincidiendo ambos con eventos El Niño.

9.2 Índices de embalse

El índice de embalse en función del porcentaje del escurrimiento medio multianual retenido IE1, tiene como hipótesis que el área tributaria al embalse y la capacidad de almacenamiento de la obra, permiten identificar el grado de regulación que experimentan los caudales extremos en el sitio de estudio. Este índice puede cambiar en el tiempo si aumenta o disminuye la cantidad de embalses aguas arriba de la estación de interés.

Para un porcentaje de área regulada constante, se apreciarán valores máximos de IE1, en la medida que el escurrimiento promedio multianual sea mínimo; por el contrario, IE1 será cercano a cero, cuando exista un alto volumen de escurrimiento medio en comparación con

la capacidad de almacenamiento. Sin embargo, el volumen de escurrimiento medio es constante en el tiempo; por lo que IE1 solo cambia si aumenta/disminuye la cantidad de embalses operativos aguas arriba de la estación de interés, al incidir las variables área regulada y capacidad de almacenamiento. Debido a que desde 1985 no se han instalado otros embalses de regulación en el área de estudio, la serie temporal de IE1 tiene poca variabilidad y actúa para señalar la presencia del embalse Salvajina, más que su influencia.

Este trabajo propone el índice de embalse IE2, bajo la hipótesis que además del porcentaje de área regulada, la gestión de la capacidad de almacenamiento tiene incidencia en los caudales extremos observados en un sitio de estudio. Esto quiere decir que la retención o descarga del volumen almacenado debe tener relación con el grado de aumento de los caudales durante una sequía prolongada y/o con la disminución de la magnitud y duración de los caudales altos.

Por lo anterior, el IE2 presenta la relación entre la capacidad total de almacenamiento y el volumen promedio almacenado. Esta relación, oscila entre 1.0 cuando el embalse está lleno, y valores mayores a 1.0 en la medida que el volumen almacenado es menor a la capacidad total, lo que explica porque la variable IE2 presentan mayor variabilidad y orden de magnitud en comparación a IE1. Adicionalmente, como el porcentaje de área regulada va disminuyendo en la medida que el área de aportación al sitio de estudio aumenta, el índice IE2, también refleja la degradación en la capacidad de alteración del régimen hidrológico.

Existe una correlación significativa positiva entre los caudales extremos y el volumen almacenado, valores máximos del índice IE2 indican caudales inferiores al promedio, y valores mínimos de IE2 señalan caudales superiores a la media.

Frente al reto de definir si el volumen almacenado debe ser el valor promedio de un mes en particular, de un trimestre o el valor promedio por año hidrológico, en este trabajo se adoptó el uso del promedio por año considerando que era una variable con buena correlación con los caudales máximos y mínimos anuales que además, recopila la información de la gestión de todo el año, sugiriendo valores inferiores al promedio en años con menos precipitación en la cuenca o con mayor producción de energía hidroeléctrica y valores superiores a la media, en años con mayor pluviosidad. Sin embargo, aún faltan incluir variables importantes en el índice de embalse p.ej.: los planes de producción de energía, las demandas de agua de diferentes usuarios, las tendencias en la precipitación y en el escurrimiento; etc.

9.3 Teleconexión entre índices de variabilidad climática y los extremos hidrológicos del río Cauca

Este trabajo emplea el valor promedio por año hidrológico en Colombia de las variables climáticas: Índice Oceánico El Niño ONI, la Oscilación Decadal del Pacífico PDO, el Índice El Niño Modoki EMI, la anomalía de la temperatura superficial de océano Pacífico región Niño3 a.SSTn3, el Índice Oscilación del Sur SOI, la Corriente en Chorro del Chocó CCC; y el Índice Multivariado ENSO MEI, como términos aditivos de los modelos estadísticos no estacionarios.

El análisis de las series anuales macroclimáticas identifica persistencia significativa en la variable CCC a rezago un año, en la a.SSTn3 a rezago dos años, en la PDO a rezagos 1 y 15 años; y para el índice EMI a rezagos 1 y 6 años. La memoria de estos índices climáticos es de interés en modelos hidrológicos al favorecer proyecciones a futuro. Las pruebas de hipótesis indican un salto brusco significativo en la media de la PDO en el año 1975, observado globalmente en muchas variables hidrológicas y que representa un cambio de fase de la PDO.

Sobre la alteración del régimen de los extremos hidrológicos del río Cauca, debido a la variabilidad climática, este trabajo encuentra que durante años El Niño los caudales mínimos promedio mensuales en la estación Juanchito no alcanzan el valor objetivo propuesto en la regla de operación del embalse Salvajina para el control de la contaminación. Este resultado difiere del obtenido considerando únicamente la influencia del embalse, el cual sugiere el aumento en el porcentaje de tiempo con caudales mínimos mayores a 130 m³/s.

Los valores promedio de los índices climáticos logran captar las señales de las fases extremas de ENSO y reflejar la teleconexión reportada en estudios antecedentes, encontrando correlaciones significativas con las Componentes Principales más representativas de los caudales de crecida y estiaje.

Un diferencial de este trabajo es el análisis de teleconexión entre los extremos hidrológicos del área de estudio y el índice El Niño Modoki, apreciando una correlación significativa negativa para p-valor < 0.10 con los caudales de crecida y una relación positiva significativa con los caudales mínimos a p-valor < 0.05.

El análisis de Componentes Principales aplicado a los siete índices climáticos permite obtener dos variables que captan el 81% de la variabilidad de las series, encontrando que la CP1 es un factor cuyos máximos positivos reflejan eventos La Niña y sus extremos negativos El Niño; mientras que valores positivos de la CP2 representan eventos El Niño Modoki junto a alto transporte de humedad desde el océano Pacífico hacia el occidente de Colombia y valores negativos de la CP2 se refieren a eventos La Niña Modoki sin vientos húmedos en la misma dirección.

9.4 Modelos estadísticos de los extremos hidrológicos del río Cauca en contexto no estacionario

El análisis no estacionario aún es sujeto de debate, los modelos estocásticos indican que los saltos de un periodo estacionario a otro en el largo plazo son adecuadamente explicados por modelos estacionarios o por modelos de distribución mixta. Sin embargo, las investigaciones sobre modelación no estacionaria afirman insistentemente el incumplimiento de la hipótesis i.i.d en diferentes variables hidrológicas y en diversas regiones del mundo, resaltando la importancia de continuar desarrollando metodologías de análisis hidrológicos compatibles con series temporales no estacionarias.

En mi opinión, se empieza a comprender que un modelo no estacionario no es mejor o peor que uno convencional, ya que juntos aportan información valiosa para la toma de decisiones. La modelación no estacionaria es un área que requiere de mayor investigación para mejorar la calidad de los modelos, reducir la incertidumbre de los resultados y definir el tipo de dependencia entre las covariables externas y la variable respuesta. También deben desarrollarse metodologías que faciliten emplear los resultados de los modelos no estacionarios, en la toma de decisiones sobre el riesgo hidrológico y en el dimensionamiento de obras hidráulicas porque en el contexto no estacionario siguen vigentes cuestiones como ¿Cuál es el caudal de diseño? y ¿Cuál es el riesgo hidrológico?

Herramientas flexibles como los modelos gamlss permiten comparar gran variedad de modelos no estacionarios e identificar diferencias en los cuantiles de diseño y son una herramienta útil para una mejor comprensión de los efectos de la variabilidad climática y la alteración antrópica en el régimen de crecidas y estiajes.

Los modelos que usan el tiempo como término aditivo, pueden señalar desviaciones al supuesto de estacionariedad. Sin embargo, tienen una limitada calidad cuando son comparados con aquellos modelos que emplean covariables climáticas.

El uso de la probabilidad de ocurrencia de la fase fría de ENSO (La Niña) para modelar cambios en la magnitud de las crecidas de cierto cuantil, empleando distribuciones mixtas de dos componentes M2, ofrece una alternativa para incorporar la no estacionariedad en el análisis de extremos, mostrando incrementos en la magnitud de los caudales cuando ocurre la Niña. Sin embargo, subestiman los caudales asociados a cuantiles de poca probabilidad de ocurrencia en comparación con los modelos estacionarios M0. Esto se debe al fuerte peso de la componente de años Normales-El Niño y a tendencias de aumento de las crecidas y caudales mínimos que hace que cierta magnitud de caudal extremo tenga una menor probabilidad de ocurrencia en los modelos no estacionarios M2.

Los modelos M3 que poseen más de una covariable indicaron que la combinación de ciertos rangos de términos aditivos climáticos, usualmente cuando son positivos y cercanos a cero, producen una disminución en la pendiente de cambio. Por lo tanto, en dicho rango de las covariables, los caudales estimados tienden a ser muy parecidos; mientras que la mezcla de valores negativos de varios índices climáticos o la combinación de estos últimos con valores mínimos de IE2 producen una pendiente de cambio más acentuada, marcando un rápido incremento en la magnitud de los caudales extremos anuales.

Los modelos M3 y M4 muestran que cierta combinación de forzamientos climáticos y de operación de embalse, lleva a caudales estimados que por fuera del intervalo de confianza del valor calculado por el M0. Estas regiones de valores en las series de covariables, que producen modelos que se ubican por fuera del intervalo de confianza (por exceso ó defecto), coinciden con las fases extremas de ENSO. Confirmando la importancia de modelar la no estacionariedad en el análisis de frecuencias como complemento al enfoque convencional para la toma de decisiones y definir el caudal de diseño.

La principal diferencia entre los modelos M3 y M4 es que la metodología de selección del conjunto de términos aditivos significativos, ya que los modelos M3 presentan una fuerte conexión a los índices MEI y ONI, pero una exclusión de las variables climáticas PDO y EMI; mientras que en los M4 está incluida la variabilidad de todo el conjunto de índices climáticos.

Los modelos no lineales en este trabajo emplean las funciones de suavizado pb y cs; en general se identifica que los modelos que dependen de una única covariable climática emplean suavizado por pb, mientras que los modelos cuya única covariable es IE1 o IE2 emplean principalmente suavizado cs. En los modelos que combinan variables climáticas e índices de embalse, también predomina el uso de pb como función de suavizado. Los modelos con cs tienen más grados de libertad de ajuste (df) ya que la función tiene asignado por defecto 3 df, mientras que en las funciones pb los grados de libertad son calculados y minimizados llegando en algunos casos a proponer modelos lineales menos sobre parametrizados. Sin embargo, el suavizado pb puede afectar la calidad de los resultados, si tenemos en cuenta que la relación entre las variables explicativas y los caudales extremos no es lineal.

La duración de eventos de crecidas y estiajes es explicada por modelos no estacionarios de conjunto de covariables, usando la distribución Negativa Binomial Tipo I. La duración de eventos de caudal alto aumenta durante años la Niña, y para todas las estaciones la mejor covariable es ONI usando suavizado pb. De otro lado, en todas las estaciones la duración de los caudales bajos en el río Cauca depende de la combinación de variables climáticas y del índice IE2 en ambos parámetros de la distribución.

La validación de los modelos M3 empleando solo parte de las observaciones, resalta el potencial del conjunto de índices empleados para forzar cambios en los parámetros de la distribución, de tal forma que la mediana y los demás cuantiles proyectados logran representar la variabilidad de las observaciones no incluidas durante el ajuste. Sin embargo, al desconocer el comportamiento de las variables explicativas en el futuro o si otros procesos físicos afectarán la probabilidad de ocurrencia de los extremos hidrológicos, no es posible realizar pronósticos más allá de las observaciones y los resultados deben emplearse con cautela.

Los modelos M3 y M4 usados para inferir la probabilidad de ocurrencia de eventos de crecida y estiaje históricos, muestran cambios en el tiempo que llevan a otras interpretaciones del concepto de periodo de retorno, reiterando que en la actualidad existen algunas alternativas como: la probabilidad o previsión del tiempo de espera entre dos excedencias (EWT no estacionario), El Numero de Excedencias Previsto (ENE no estacionario) y el análisis multivariado no estacionario; que requieren de mayor uso y discusión.

La comparación de los modelos M2 y M4 de los caudales extremos en Juanchito indican que, a partir de cierto valor de T estacionario, los modelos M2 y M4 calculan caudales inferiores (para las crecidas), superiores (para los caudales mínimos) a los obtenidos con el M0. Esto significa que para un caudal asociado a un periodo de retorno fijo (T_0), el valor de

T no estacionario es mucho mayor. Dentro de las explicaciones encontradas destacan las tendencias de las observaciones usadas en el ajuste (independientemente de la significancia estadística) las cuales llevan a disminuir aún más la probabilidad de ocurrencia de eventos raros, extendiendo el periodo de retorno.

10 CONCLUSIONES, RECOMENDACIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

Esta tesis propuso detectar y caracterizar la variabilidad de los eventos extremos del río Cauca por efecto de las variaciones climatológicas y antrópicas, para esto se analizó la estacionariedad en las series hidrológicas y se modelaron los cambios en la magnitud de los caudales extremos y la duración de las crecidas y estiajes, comparando varios modelos que usan información adicional para el análisis de frecuencias no estacionario. A continuación, se presentan las principales conclusiones:

10.1 Sobre estacionariedad y la influencia del embalse en los índices de extremos hidrológicos del río Cauca

Las crecidas históricas del río Cauca entre 1986 y 2015, se presentaron en los trimestres OND, NDE y DEF. Los años en los que se han observado coinciden con un valor promedio anual del Índice Oceánico El Niño inferior a -0.30. Independientemente de la significancia estadística, las variables hidrológicas en todas las estaciones hidrométricas mostraron puntos de cambio brusco en la media a mediados de las décadas 1970, 1980 y 1990 que coinciden con periodos de cambio de fase de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y con el inicio de la operación del embalse Salvajina.

La serie caudal diario máximo anual (AM) en Salvajina aceptó la hipótesis de estacionariedad. Sin embargo, los caudales mínimos (Am) presentaron tendencias decrecientes.

Los caudales máximos anuales en la estación de aforo La Balsa mostraron señales claras de dependencia serial, tendencias de disminución y rupturas en la media; mientras que los caudales mensuales mínimos anuales en la misma estación, presentaron tendencias de aumento. La duración de las crecidas y la duración del estiaje se han acortando, pero no significativamente. El patrón de cambio en los caudales extremos es explicado por la construcción del embalse Salvajina.

Se han registrado caudales diarios máximos históricos en Juanchito en 2008, 2010 y 2011; asociados a los peores desastres por inundaciones en Colombia y a uno de los eventos La Niña más fuertes observados desde 1950. Además, durante las crecidas históricas el porcentaje de caudal que proviene de las descargas de los ríos tributarios entre el embalse y Juanchito oscila entre 63% (año 1999) y 81% (año 2011). Dicho aporte está conectado a tendencias de incremento de la precipitación anual y a cambios en los usos del suelo, que derivan en fuerte variabilidad en el caudal de crecida no regulado, dificultan los pronósticos

hidrológicos en temporadas de caudales altos y afectan la toma de decisiones durante la operación en el Embalse. Señalando una baja influencia del embalse en la gestión de las crecidas en Juanchito. Debido a que el embalse no influye en la amortiguación de los caudales altos, la información del periodo 1965-1984 aporta información de interés para la proyección de los caudales extremos con los modelos estadísticos no estacionarios. Además, la baja laminación de las crecidas evidencia una oportunidad de mejorar las reglas de operación y la gestión de los recursos hídricos en el sitio de estudio.

En la estación Juanchito, el periodo 1986-2015 muestra tendencias de aumento significativas tanto en la magnitud de los caudales de crecida y como en su permanencia en el tiempo. Sin embargo, el análisis de la serie de caudal diario máximo anual 1965-2015 señala estacionariedad. Estos hechos muestran que los patrones de cambio de los últimos 30 años pueden ser enmascarados por la variabilidad de las observaciones durante el régimen no alterado, resaltando la importancia de estudiar detalladamente la no estacionariedad.

Los caudales mensuales mínimos anuales en Juanchito indicaron aumento significativo y el periodo de estiaje muestra una disminución gradual representativa. Estos cambios se deben a que la regulación de caudales conduce a una disminución en el porcentaje de días con caudales superiores a 130 m³/s, que aumenta del 25% en régimen no regulado, a 90% en régimen alterado. Mostrando una mayor influencia del embalse en la regulación de caudales durante las sequías.

Todos los índices hidrológicos en la estación de aforo La Victoria aceptaron la hipótesis de estacionariedad. Sin embargo, la duración de las crecidas ha aumentado significativamente en el régimen alterado (1986-2015).

10.2 Sobre la teleconexión entre la variabilidad climática y los extremos hidrológicos del río Cauca

El efecto de la fase cálida de ENSO en el régimen hidrológico presenta un reto para la gestión del embalse. Durante los meses septiembre y octubre de años El Niño, los caudales mínimos anuales en la estación hidrométrica Juanchito son inferiores al valor objetivo, establecido en la regla de operación del embalse para el control de estiajes y de la contaminación. Sí no se tiene en cuenta la influencia de las fases de ENSO, esto no es observado y la regla de operación parece cumplirse en todo momento. Por lo tanto, es necesario redefinir los objetivos para el control de sequías e inundaciones y buscar indicadores de gestión del embalse, que incorporen la variabilidad climática predominante.

Los valores promedio anuales de los índices climáticos Oscilación Decadal del Pacífico, anomalía de la Temperatura Superficial del Océano Pacífico en la región Niño 3, Índice El Niño Modoki y la Corriente en Chorro del Chocó, mostraron persistencia a rezago un año y en algunos casos la dependencia serial se observa en el rango de 2 hasta 6 años; en especial los índices PDO y EMI, presentan dependencia serial a rezago superior a 5 años, esta es una cualidad útil en la predicción y pronóstico que puede ser aprovechada en la modelación de los extremos hidrológicos.

Este trabajo encontró una correlación negativa, no lineal y significativa entre el promedio anual de los índices climáticos oceánicos, y la primera componente principal de los caudales diarios máximos anuales (CP1.Qmax). La correlación máxima negativa (-0.54) ocurre con el Índice Multivariado ENSO (MEI) y la mínima (-0.35) con la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO). También se obtuvo conexión significativa negativa de -0.17 entre el Índice El Niño Modoki (EMI) y la CP1 de las crecidas anuales a p-valor < 0.10. adicionalmente, la teleconexión entre la CP1.Qmax y los índices climáticos atmosféricos fue 0.23 para la Corriente en Chorro del Chocó (CCC) y de 0.49 con el Índice de Oscilación del Sur (SOI).

La teleconexión entre el promedio anual, por año hidrológico, de los índices climáticos oceánicos y la primera componente principal de los caudales mensuales mínimos anuales (CP1.Qmin) fue negativa y de menor magnitud, en comparación a la obtenida con los caudales de crecida. La máxima conexión es -0.4 y ocurrió con el MEI, mientras que la mínima negativa fue -0.23 para el EMI a p-valor < 0.05; por otro lado, no se encontró conexión significativa con los índices atmosféricos CCC y SOI.

Las covariables climáticas de los trimestres NDE, DEF y EFM tuvieron la mejor conexión con la CP1 de las crecidas anuales, en comparación con otros trimestres del año (valores superiores a -0.26). En el caso de la CP1 de los caudales mínimos, la mejor conexión con las variables climáticas se observó en los trimestres JJA, JAS, ASO y SON (valores mayores a -0.29). Ambos extremos hidrológicos mostraron poca o ninguna relación con las covariables climáticas de los trimestres AMJ y MJJ. Esta información es de utilidad en análisis específicos a diferentes escalas temporales que puedan llevar a la formulación de pronósticos para la toma de decisiones.

El análisis de correlación entre la media trimestral anual de EMI y la CP1 de los caudales diarios máximos anuales, muestra algunas diferencias, con relación al Índice Oceánico El Niño (ONI) representativo de eventos ENSO convencionales o "canónicos" en Colombia. Así mientras, la conexión entre ONI y las crecidas se observó en todos los trimestres, y el valor del coeficiente de correlación osciló entre -0.52 y -0.19; la relación entre EMI y CP1.Qmax solo fue significativa en 8 trimestres y es de menor magnitud, variando en el rango -0.36 a -0.21 (desde el trimestre ASO hasta el trimestre MAM). Además de lo anterior la conexión más fuerte entre CP1.Qmax y ONI ocurrió en el trimestre EFM, pero entre CP1.Qmax y EMI se observó en el periodo ASO.

La Teleconexión entre EMI y la CP1 de los caudales mensuales mínimos anuales, fue significativa en 9 trimestres entre ASO a AMJ. En dicho periodo el valor del coeficiente tau estuvo en el rango de -0.36 a -0.20. Por otro lado, los valores trimestrales del índice ONI tuvieron una correlación confirmada con la CP1.Qmin durante 10 trimestres (de JJA hasta MAM) en el rango de -0.50 y -0.25. La máxima conexión entre EMI y la CP1.Qmin se observó en el trimestre ASO, pero la correlación más fuerte entre CP1.Qmin y ONI se registró en el periodo JJA. Estas diferencias presentan una oportunidad para profundizar en la investigación sobre la influencia de diversos fenómenos macroclimáticos de baja frecuencia en la hidrología del suroccidente colombiano, tanto para diferenciar sus efectos, como para

reinterpretar el riesgo hidrológico asociado, cuando los eventos climáticos se manifiestan de forma simultánea.

10.3 Sobre los caudales diarios máximos anuales, la duración de las crecidas y los modelos no estacionarios.

A continuación, se presentan las conclusiones sobre las alternativas de modelación estadística de máximos hidrológicos en el río Cauca. Los modelos son novedosos al considerar en el análisis de frecuencias (AF) cinco modelos no estacionarios, cuatro de ellos adoptan cambios en los parámetros de la distribución en función del tiempo y de covariables externas.

El uso de modelos estacionarios y ventanas temporales permite identificar cambios en el caudal asociado a un periodo de retorno T constante en los siguientes casos: i) para un año i fijo se aumenta progresivamente la cantidad de registros usados en el modelo; ii) para una muestra de tamaño n constante, se cambia el año i de inicio desplazando la ventana temporal en el tiempo; si se analizan las muestras en régimen natural vs. régimen alterado; o si extraen muestras considerando las fases de ENSO. Todas las estrategias mencionadas pueden mostrar desviaciones al supuesto de estacionariedad requerido en el Análisis de Frecuencias convencional.

Los modelos que usan el tiempo como término aditivo, se ajustan adecuadamente a los caudales diarios máximos anuales de las estaciones Salvajina y La Balsa cuando se aplican tendencias temporales en el parámetro de localización μ . Además, el modelo señala desviaciones al supuesto de estacionariedad en series "estacionarias", pero con asimetría positiva, como los AM de Salvajina.

La modelación estadística no estacionaria, usando la tasa de ocurrencia de la fase fría de ENSO (La Niña) y distribuciones mixtas de dos componentes (M2) muestran los caudales altos presentan incrementos cuando ocurre La Niña y poca variabilidad en el resto de años. Sin embargo, en la medida que la probabilidad de excedencia es menor (los eventos extremos son más raros) los caudales de crecida estimados con los M2 son menores a los calculados por los modelos estacionarios M0. Esto se debe a dos factores: primero, la asignación de pesos en las dos componentes que hace que gran cantidad de observaciones de menor magnitud laminen los valores estimados y lleve a una disminución en la magnitud de los caudales de crecida. Segundo, en la medida que las crecidas anuales presenten tendencias decrecientes, para una probabilidad de excedencia baja, la magnitud de la variable en los M2 disminuye.

Los modelos estadísticos no estacionarios de covariables externas (M3) discriminaron entre 7 índices climáticos y 2 de embalse. Entre los modelos de un único término aditivo, las variables Índice Multivariado ENSO (MEI), Índice Oceánico El Niño (ONI) y el índice de embalse asociado al volumen anual almacenado (IE2) tuvieron mayor significancia estadística y mejor ajuste.

Los mejores modelos no estacionarios de covariables M3 emplean simultáneamente índices climáticos y antrópicos. Dichos M3 muestran una adecuada representación de la variabilidad de las observaciones en el tiempo y menor pérdida de información, en comparación con los modelos M0; además los residuales se ajustan al criterio de normalidad. Sin embargo, el método de selección de las covariables llevó a la exclusión de otros datos climáticos de interés, como la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) que presenta sinergia con las anomalías de ENSO.

En los modelos M3, los caudales máximos anuales (AM) en la Balsa dependen de IE2, MEI, ONI y SST; mientras que los AM en Juanchito muestran tendencias no lineales asociadas exclusivamente a ONI. Este resultado confirmó nuevamente que la operación del embalse tiene poca influencia en el comportamiento de las crecidas anuales en Juanchito, ya que las crecidas en este sitio se deben al aporte de caudal de ríos tributarios no regulados, localizados aguas abajo del embalse.

En La Victoria, el modelo M3 depende de IE2 y ONI. En este caso es probable que el mayor tiempo de tránsito de caudales entre el embalse y La Victoria, favorezca la significancia del índice de embalse en el modelo no estacionario.

Los modelos que usan las Componentes Principales climáticas M4, logran ajustarse a las series temporales. Además, en los M4 las covariables CP1 y CP2 contienen el 81% de la variabilidad de los siete índices climáticos, aportando más información y en algunos casos, disminuyendo la sobre parametrización.

La distribución Negativa Binomial Tipo I describió adecuadamente la duración de crecidas (d_{max}). La persistencia de los caudales altos en La Balsa depende de IE2, y ONI; mientras que la d_{max} en Juanchito presenta tendencias no lineales asociadas exclusivamente a ONI; y en La Victoria, depende de ONI, MEI, y SOI; por tanto, el índice de embalse solo es significativo para la duración de eventos en la estación más cercana al embalse.

Los modelos de covariables M3 para la duración de las crecidas, muestran el aumento en la variabilidad de la serie en años La Niña y similar a los modelos de tendencia temporal, señalan desviaciones a la hipótesis de estacionariedad en series estadísticamente "invariables", pero con asimetría hacia la derecha.

10.4 Sobre los caudales mensuales mínimos anuales, la duración del estiaje anual y los modelos no estacionarios

La distribución de probabilidades que representa los caudales mensuales mínimos anuales (A_m) de La Balsa y Juanchito presentan cambios graduales por tendencias temporales en el parámetro de localización. Sin embargo, el tiempo no es una variable adecuada para la modelación de los caudales mínimos en Salvajina y La Victoria.

Los modelos de distribución mixta no estacionarios (M2) muestran incrementos en la magnitud cuando ocurre La Niña. No obstante, en la medida que la probabilidad de

excedencia es menor (los eventos extremos son más raros), el modelo no estacionario estima caudales mayores al propuesto por el modelo M0. Este efecto tiene relación con las tendencias de aumento de los caudales mensuales mínimos anuales en la mayoría de estaciones aguas abajo del embalse; pero también puede ser una limitación del modelo debido a la selección de la cantidad de componentes o a los pesos de los componentes que pueden incrementar los estimativos.

Los modelos M3 de los caudales mensuales mínimos anuales (A_m) en la Balsa dependen exclusivamente de IE2; en las demás estaciones aguas abajo del embalse los M3 muestran tendencias asociadas a IE2 y MEI.

Los modelos M4 de las estaciones aguas abajo del embalse dependen de las dos primeras componentes principales de los índices climáticos y del índice de embalse IE2. Por lo tanto, tanto la variabilidad climática como la alteración antrópica influyen en las sequías.

La distribución Negativa Binomial Tipo I usada para describir la duración de estiajes (d_{min}), muestra que, los modelos M3 captan la disminución en la duración del estiaje entre 1986-2015, aumentos en la duración asociada a un cuantil cuando ocurre El Niño y caídas en la variabilidad durante años La Niña, además todos los M3 mostraron dependencia a IE2 y a uno o varios índices climáticos.

10.5 De la comparación de los diferentes modelos no estacionarios.

La comparación de los modelos no estacionarios y estacionarios de los caudales extremos en Juanchito indican que para un caudal asociado a un periodo de retorno fijo (T_0), el valor de T no estacionario es mucho mayor. Esto se debe a las tendencias de aumento en las series hidrológicas (independientemente de la significancia estadística) las cuales llevan a disminuir aún más la probabilidad de ocurrencia de eventos raros y por lo tanto aumentan el periodo de retorno, y los cambios en T no estacionario tienen implicaciones en la determinación del riesgo de fallo de un proyecto, mostrando la importancia del análisis no estacionario en la gestión del riesgo de inundaciones y sequías en el área de estudio.

Los modelos M4 que usan las componentes principales climáticas (CP1 y CP2) ofrecen buena calidad de ajuste en la mayoría de las estaciones. Tienen la ventaja de representar la variabilidad de los siete índices climáticos, sin sesgos en la selección de un conjunto representativo, como sucede con los modelos M3. Además de lo anterior para el caso de los caudales de estiaje los índices climáticos de M3 y M4, señalan la variabilidad climática es más significativa si recopila la variabilidad de señales oceánicas y atmosféricas sobre el Pacífico.

Los modelos M3 de pronóstico, muestran que el uso conjunto de índices climáticos y antrópicos, a diferencia de los modelos de tendencia temporal M1, permiten hacer buenas proyecciones de la variabilidad de las observaciones, incluso en los modelos con series más cortas o menos información. Sin embargo, al desconocer el comportamiento de las variables explicativas en el futuro o si aparecerán otros procesos físicos afecten significativamente la probabilidad de ocurrencia de los extremos hidrológicos, no es

posible realizar pronósticos más allá de las observaciones y los resultados deben emplearse con cautela.

10.6 Recomendaciones para la gestión integrada de los recursos hídricos y del riesgo de desastres por inundaciones y sequías hidrológicas en la región

El análisis de la influencia del embalse en los extremos hidrológicos del río Cauca, señala la necesidad de mejora en la gestión del río, ya que: uno de los efectos de las temporadas de caudales altos en el Cauca, es el incremento de la concentración de sedimentos que impiden el uso de agua como fuente de abastecimiento en la ciudad de Cali, representando un aumento en el riesgo sanitario para el 80% de la población.

Este trabajo aporta evidencias de las ventajas de incorporar la no estacionariedad en el análisis de frecuencias. Los modelos evaluados, señalan desviaciones al supuesto de estacionariedad y aun con incertidumbre, proporcionan información adicional para la toma de decisiones frente a la gestión del riesgo hidrológico en el área de estudio. Entre las oportunidades de aplicación de estos modelos, se tienen el uso para el ajuste de la regla de operación del embalse frente a condiciones de variabilidad climática extrema; promover una actualización de la gestión ambiental y el control de vertimientos en el río Cauca, bajo escenarios de sequía hidrológica y caudales altos.

Se identifica la necesidad de integrar la gestión del embalse, el manejo de la cuenca y las demandas de calidad y cantidad de agua del río para el sistema de abastecimiento de agua de Cali. Los resultados son importantes, porque estudios antecedentes confirman que la zona de estudio está expuesta a una variabilidad climática significativa, además al ubicarse en la región tropical las proyecciones climáticas representan un reto y el análisis de los cambios globales ambientales y se prevén fenómenos La Niña/El Niño más intensos y frecuentes.

Los modelos no estacionarios pueden aportar al entendimiento de la intensidad, duración y frecuencia de ocurrencia de crecidas y estiajes, como indicadores del riesgo hidrológico. Este trabajo es una primera aproximación a nivel local y en una escala anual, pero la toma de decisiones para la gestión de los recursos hídricos y la operación del embalse requiere de análisis detallado a escala mensual y/o diaria, es necesario, por lo tanto, abordar el análisis de frecuencias no estacionario a dichas escalas y proponer diversos escenarios y modelos de pronóstico que faciliten la toma de decisiones. Aunque desconocemos el comportamiento de los índices climáticos en el futuro, existen algunos pronósticos sobre la probabilidad de ocurrencia de las fases de ENSO en el corto plazo que pueden ser de utilidad.

10.7 Futuras líneas de investigación

En todo trabajo de investigación son más las puertas que se abren que aquellas que se cierran. La presente tesis doctoral deja un camino para continuar la investigación alrededor de la influencia de la variabilidad climática y la alteración antrópica en la probabilidad de

ocurrencia de extremos hidrológicos, en un contexto no estacionario. Entre las futuras líneas de investigación que se consideran son las puertas abiertas más interesantes están:

Investigar más sobre la influencia de diversos fenómenos de macroescala como ENSO, la PDO, el Niño/La Niña Modoki y las corrientes en chorro de bajo nivel; y su interacción conjunta, en la frecuencia de ocurrencia de inundaciones y sequías.

Además del porcentaje de área regulada y el volumen almacenado, existen otros factores en la operación de los embalses multipropósito a valorar, como: las proyecciones de producción de energía hidroeléctrica, las previsiones sobre precipitación, la relación entre los niveles de agua en el embalse y la estación de aforo objetivo que pueden influir significativamente en el almacenamiento/descarga de agua durante los periodos de caudales altos/bajos y pueden ser investigados en los modelos estadísticos no estacionarios.

Algunas covariables que pueden emplearse en la modelación estadística no estacionaria de extremos hidrológicos y contribuir a un mejor entendimiento de la respuesta hidrológica frente a los patrones de alteración natural y antrópica, son: índices de precipitación extrema, información sobre humedad del aire, carencia/exceso de humedad en el suelo, alteración de la cobertura vegetal, los patrones de cambio de las sequías meteorológicas en Colombia, la influencia de la urbanización, o de los cambios de uso del suelo como: la deforestación, la expansión agrícola, la explotación minera; y la extracción de agua de la red hídrica, entre otros.

En este trabajo, la mayoría de modelos de covariable presenta dependencias no paramétricas asociadas a funciones de suavizado pb y cs, encontrando que los pb minimizan los grados de libertad extra y en algunos casos esta penalización puede afectar la calidad del modelo; otra alternativa de investigación es comparar diferentes funciones de suavizado para representar las interacciones entre un amplio conjunto de covariables y las observaciones de extremos hidrológicos.

Falta más investigación sobre la determinación de la incertidumbre de los modelos estadísticos no estacionarios, aunque existen algunas propuestas metodológicas, es necesaria una mayor implementación en estudios de caso para diferentes métodos de análisis de frecuencias no estacionarios.

Una línea de investigación necesaria es, como trasladar los resultados obtenidos en los modelos estadísticos no estacionarios al diseño hidrológico y a la toma de decisiones para la gestión de los recursos hídricos y el manejo del riesgo hidrológico. Aunque algunas técnicas para encontrar el riesgo hidrológico en el contexto no estacionario ya están disponibles, falta hacer comparaciones y aplicaciones más allá de las que se han hecho en los últimos 2-3 años.

REFERENCIAS

- Ahn, K.-H., Palmer, R.N., 2016. Use of a nonstationary copula to predict future bivariate low flow frequency in the Connecticut river basin. *Hydrol. Process.* 30, 3518-3532. doi:10.1002/hyp.10876
- Akaike, H., 1974. A new look at the statistical model identification. *IEEE Trans. Automat. Contr.* 19, 716-723. doi:10.1109/TAC.1974.1100705
- Alila, Y., Mtiraoui, A., 2002. Implications of heterogeneous flood-frequency distributions on traditional stream-discharge prediction techniques. *Hydrol. Process.* 16, 1065-1084. doi:10.1002/hyp.346
- Amaya, D.J., Foltz, G.R., 2014. Impacts of canonical and Modoki El Niño on tropical Atlantic SST. *J. Geophys. Res. Ocean.* doi:10.1002/2013JC009476
- Andreoli, R. V., Kayano, M.T., 2005. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes. *Int. J. Climatol.* 25, 2017-2030. doi:10.1002/joc.1222
- Anjos, S. dos, Silva, C. da, Lima, C.H.R., 2013. Modelagem estatística não estacionária de cheias sazonais no sudeste brasileiro. *abrh.org.br* 1-8.
- Arbeláez, A., Castro, L., 2007. Low Flow Discharges Regional Analysis using Wakeby Distribution in an ungauged basin in Colombia. *Hydrol. Days* 38, 198-208.
- Ashok, K., Behera, S.K., Rao, S.A., Weng, H., Yamagata, T., 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.* 112, C11007. doi:10.1029/2006JC003798
- Ashok, K., Yamagata, T., 2009. Climate change: The El Niño with a difference. *Nature* 461, 481-484. doi:10.1038/461481a
- Ávila, Á., Carvajal-Escobar, Y., Gutiérrez, S., 2013. Análisis de la influencia de El Niño y La Niña en la oferta hídrica mensual de la cuenca del río Cali.
- Banco Mundial, 2014. Notas de política Colombia:Hacia la paz sostenible, la erradicación de la pobreza y la prosperidad compartida. Washington, DC.
- Bedoya, M., Contreras, C., Ruiz, F., 2010. Capítulo 7. Alteraciones del régimen hidrológico y de la oferta hídrica por variabilidad y cambio climático., en: *Estudio nacional del agua 2010*. p. 40.
- Bonilla-Ovallos, C.A., Mesa, O., 2017. Validación de la precipitación estimada por modelos climáticos acoplados del proyecto de intercomparación CMIP5 en Colombia. *Rev. la Acad. Colomb. Ciencias Exactas, Físicas y Nat.* 41, 107. doi:10.18257/raccefyn.427
- Botero, B.A., Francés, F., 2010. Estimation of high return period flood quantiles using additional non-systematic information with upper bounded statistical models. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 2617-2628. doi:10.5194/hess-14-2617-2010
- Buishand, T.A., 1982. Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *J. Hydrol.* 58, 11-27. doi:10.1016/0022-1694(82)90066-X
- Burn, D.H., Hag Elnur, M. a., 2002. Detection of hydrologic trends and variability. *J. Hydrol.* 255, 107-122. doi:10.1016/S0022-1694(01)00514-5
- Burnham, K.P., Anderson, D.R., 2004. Multimodel Inference. *Sociol. Methods Res.* 33, 261-304. doi:10.1177/0049124104268644
- Buuren, S. van, Fredriks, M., 2001. Worm plot: a simple diagnostic device for modelling growth reference curves. *Stat. Med.* 20, 1259-1277. doi:10.1002/sim.746
- Cai, W., Santoso, A., Wang, G., Weller, E., Wu, L., Ashok, K., Masumoto, Y., Yamagata, T., 2014. Increased frequency of extreme Indian Ocean Dipole events due to greenhouse warming. *Nature* 510, 254-8. doi:10.1038/nature13327
- Cai, W., Santoso, A., Wang, G., Yeh, S.-W., An, S.-I., Cobb, K.M., Collins, M., Guilyardi, E., Jin, F.-F., Kug,

- J.-S., Lengaigne, M., McPhaden, M.J., Takahashi, K., Timmermann, A., Vecchi, G., Watanabe, M., Wu, L., 2015. ENSO and greenhouse warming. *Nat. Clim. Chang.* 5, 849-859.
- Cardona, F., Ávila, Á., Carvajal-Escobar, Y., Gaviria, A., 2016. Comportamiento espacio temporal de tendencias de índices de extremos climáticos y de precipitación intra-anual en la cuenca alta del río Cauca 1970-2013. (No publicado).
- Carmona, A.M., Poveda, G., 2014. Detection of long-term trends in monthly hydro-climatic series of Colombia through Empirical Mode Decomposition. *Clim. Change* 123, 301-313. doi:10.1007/s10584-013-1046-3
- Carvajal-Escobar, Y., 2004. Uso de funciones ortogonales empíricas y el análisis de correlación canónica en el estudio de la variabilidad hidrometeorológica. aplicación al Valle del Cauca - Colombia. (Tesis PhD). Universitat Politècnica de Valencia.
- Carvajal-Escobar, Y., Aristizabal, H., González, H., Sandoval, M., 2006. Estudio de actualización de la precipitación media en el Valle del Cauca y elaboración de las isóneas de las variables brillo solar, evaporación y temperatura. doi:10.1017/CBO9781107415324.004
- Carvajal-Escobar, Y., Correa, G.A., Muñoz, F.M., 2007. Modelos de predicción de caudal utilizando variables macroclimáticas y técnicas estadísticas multivariadas en el Valle del río Cauca. *Ing. Recur. Nat. y del Ambient.* 67-81.
- Carvajal-Escobar, Y., Jiménez, H., Materon, H., 1998. Incidencia del fenómeno ENSO en la hidroclimatología del valle del río Cauca-Colombia. *Bull. Insti. Fr. études Andin.* 27.
- Carvajal-Escobar, Y., Loaiza, W., Enciso, A., Rojas, J., 2014. Isoyetas de precipitaciones máximas durante las crecientes históricas del río Cauca en su valle alto (1988-2011). Cali, Colombia.
- Carvajal-Escobar, Y., Marco, J.B., 2004. Análisis de variabilidad de datos medioambientales aplicando funciones ortogonales empíricas o componentes principales. *Ing. Recur. Nat. y del Ambient.* 1, 4-11.
- Carvajal-Escobar, Y., Quintero-Angel, M., García-Vargas, M., 2008. Women's role in adapting to climate change and variability. *Adv. Geosci.* 14, 277-280. doi:10.5194/adgeo-14-277-2008
- Chebana, F., Ouarda, T.B.M.J., Duong, T.C., 2013. Testing for multivariate trends in hydrologic frequency analysis. *J. Hydrol.* 486, 519-530. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.01.007
- Chen, J., Guo, S., Li, Y., Liu, P., Zhou, Y., 2012. Joint operation and dynamic control of flood limiting water levels for cascade reservoirs. *Water Resour. Manag.* 27, 749-763. doi:10.1007/s11269-012-0213-z
- Chow, V. Te, Maidment, D.R., Mays, L.W., 1988. *Applied hydrology*. McGraw-Hill.
- Clarke, R.T., 2007. Hydrological prediction in a non-stationary world. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 408-414. doi:10.5194/hess-11-408-2007
- Córdoba-Machado, S., Palomino-Lemus, R., Gámiz-Fortis, S.R., Castro-Díez, Y., Esteban-Parra, M.J., 2015. Assessing the impact of El Niño Modoki on seasonal precipitation in Colombia. *Glob. Planet. Change* 124, 41-61. doi:10.1016/j.gloplacha.2014.11.003
- Cunderlik, J.M., Burn, D.H., 2003. Non-stationary pooled flood frequency analysis. *J. Hydrol.* 276, 210-223. doi:10.1016/S0022-1694(03)00062-3
- CVC., 2015. Plan de Gestión Ambiental Regional del Valle del Cauca 2015-2036. Cali.
- CVC., Univalle., EIDENAR., 2007a. El río Cauca en su valle alto: Un aporte al conocimiento de uno de los ríos más importantes de Colombia. Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca-CVC - Dirección Técnica Ambiental; Universidad del Valle - EIDENAR, Cali, Colombia.
- CVC., Univalle., EIDENAR., 2007b. Estaciones hidrométricas, en: Cauca, C.A.R. del V. del Valle, U. del (Eds.), Estudio de los caudales afluente y efluentes del embalse de Salvajina. p. 11.
- CVC., Univalle., EIDENAR., 2007c. Proyecto de modelación del río Cauca- PMC. Fase III. Análisis de la incidencia del embalse Salvajina sobre el río Cauca. Tramo Salvajina- Mediacanoa. Cali, Colombia.

- DeCoster, J., 2006. Testing group differences using t-tests, ANOVA, and nonparametric measures. Retrieved Novemb. 15, 2007.
- DesInventar, 2015. DesInventar. org. Sistema de inventario de efectos de desastres. <https://online.desinventar.org> - Corporación OSSO, La Red, UNSDIR. [WWW Document]. Inventar. Desastr. Dispon. URL <https://online.desinventar.org/>
- Dey, P., Mishra, A., 2017. Separating the impacts of climate change and human activities on streamflow: a review of methodologies and critical assumptions. *J. Hydrol.* 548, 278-290. doi:10.1016/j.jhydrol.2017.03.014
- Diaz, D., Villegas, N., 2015. Correlación canónica entre índices macroclimáticos y variables meteorológicas de superficie en Colombia. *Rev. U.D.C.A Actual. & Divulg. Científica* 18, 543-552.
- Du, T., Xiong, L., Xu, C.-Y., Gippel, C.J., Guo, S., Liu, P., 2015. Return period and risk analysis of nonstationary low-flow series under climate change. *J. Hydrol.* 527, 234-250. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.04.041
- El-Adlouni, S., Ouarda, T.B.M.J., Zhang, X., Roy, R., Bobée, B., 2007. Generalized maximum likelihood estimators for the nonstationary generalized extreme value model. *Water Resour. Res.* 43, n/a-n/a. doi:10.1029/2005WR004545
- EM-DAT, 2016. The CRED/OFDA International disaster database. – www.emdat.be – Université Catholique de Louvain – Brussels – Belgium. D. Guha-Sapir. [WWW Document]. CRED/OFDA Int. Disaster Database – www.emdat.be – Univ. Cathol. Louvain – Brussels – Belgium. D. Guha-Sapir. URL <http://www.emdat.be/database> (accedido 11.25.16).
- Emiliano, P.C., Vivanco, M.J.F., de Menezes, F.S., 2014. Information criteria: How do they behave in different models? *Comput. Stat. Data Anal.* 69, 141-153. doi:10.1016/j.csda.2013.07.032
- Enciso, A., Alarcón, A., Gutiérrez, L., Carvajal-Escobar, Y., Sedano, K., Jiménez, H., Ávila, Á., 2014. Análisis hidrológico de las crecientes históricas del río Cauca. Universidad del Valle - Cooperación Autónoma Regional del Valle del Cauca. Asocars, Eidenar, IREHISA, Cali.
- Enciso, A., Carvajal-Escobar, Y., Sandoval, M.C., 2016. Análisis hidrológico de las crecientes históricas del río cauca en su valle alto. *Ing. y Compet.* 18, 46-57.
- Escalante-sandoval, C., Garcia-Espinoza, E., 2014. Analysis of annual flood peak records in Mexico. pp. 49-60. doi:10.2495/RISK140051
- Espinoza Villar, J.C., Ronchail, J., Guyot, J.L., Cochonneau, G., Naziano, F., Lavado, W., De Oliveira, E., Pombosa, R., Vauchel, P., 2009. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *Int. J. Climatol.* 29, 1574-1594. doi:10.1002/joc.1791
- Francés García, F., 1998. Using the TCEV distribution function with systematic and non-systematic data in a regional flood frequency analysis. *Stochastic Hydrol. Hydraul.* 12, 267-283.
- Gado, T.A., Nguyen, V.-T.-V., 2016. An at-site flood estimation method in the context of nonstationarity I. A simulation study. *J. Hydrol.* doi:10.1016/j.jhydrol.2015.12.063
- Galiano, S.G.G., Osorio, J.D.G., Gimenez, P.O., 2015. Drought Hazard Mapping from Regional Climate Multimodel Ensemble over Spain. *Mod. Appl. Sci.* 10, 17. doi:10.5539/mas.v10n2p17
- Ganancias, F., 2010. Evaluación de Metodologías de Regionalización Hidrológica: Aplicación a los caudales máximos de cuencas representativas de la región sur-oeste de la provincia de Córdoba. Universidad Nacional de Córdoba.
- García, M., Botero, A., Bernal, F., Ardila, E., Piñeros, A., 2012. Variabilidad climática, cambio climático y el recursos hídrico en Colombia. *Rev. Ing. Univ. los Andes. Colomb.* 36, 60-64.
- García Galiano, S.G., Giraldo Osorio, J.D., 2013. Assessing spatial patterns of extreme droughts associated to return periods from observed dataset: Case study of Segura River Basin (Spain). *Geophys. Res. Abstr. EGU Gen. Assem.* 15, 2013-12367.
- Gilroy, K.L., McCuen, R.H., 2012. A nonstationary flood frequency analysis method to adjust for future

- climate change and urbanization. *J. Hydrol.* 414-415, 40-48. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.10.009
- Giraldo Osorio, J.D., García Galiano, S.G., 2012. Non-stationary analysis of dry spells in monsoon season of Senegal River Basin using data from Regional Climate Models (RCMs). *J. Hydrol.* 450-451, 82-92. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.05.029
- Glantz, M., Katz, H., Nicholls, R.K., 1991. Teleconnections linking worldwide climate anomalies. Illustrated. ed, Cambridge University press.
- Gómez-Gómez, M., Danglot-Banck, C., Vega-Franco, L., 2003. Sinopsis de pruebas estadísticas no paramétricas. Cuando usarlas. *Rev. Mex. Pediatría* 70, 91-99.
- González, F.A., 2012. Hidroclimatología del departamento de Caldas.
- Griffin, C., 1975. Rank Correlation Methods 4th edition. London.
- Gutiérrez, F., Dracup, J.A., 2001. The Use of ENSO Based Streamflow Forecasts for Reservoir Operations in Colombia, en: Bridging the Gap. American Society of Civil Engineers, Reston, VA, pp. 1-7. doi:10.1061/40569(2001)164
- GWP, A.M. para el A., APFM, P. asociado de gestión de crecidas, OMM, O.M.M., 2009. Gestión Integrada de Crecidas: Documento conceptual, Programa Asociado de Gestión de Crecidas (APFM). Programa Asociado de Gestión de Crecidas, Organización Meteorológica Mundial, Asociación Mundial para el Agua, Ginebra.
- Hannaford, J., Buys, G., 2012. Trends in seasonal river flow regimes in the UK. *J. Hydrol.* 475, 158-174. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.09.044
- Hurtado, G., 2012. Sequía meteorológica y sequía agrícola en Colombia: incidencia y tendencias. Contrato 223-2012.
- IDEAM, 2017. Mapas de Índice de Sequía - para periodos de 1, 3, 6 y 12 MESES [WWW Document]. Tiempo y clima/aplicaciones meteorológicas/meteorología agrícola. Inst. Hidrol. Meteorol. y Estud. Ambient. URL <http://www.ideam.gov.co/web/tiempo-y-clima/mapas-de-indice-de-sequia-para-periodos-de-1-3-6-y-12-meses> (accedido 5.1.17).
- IDEAM, I. de hidrología meteorología y estudios ambientales-, 2014. Estudio Nacional del Agua 2014. Bogotá.
- IDEAM, I. de hidrología meteorología y estudios ambientales-, 2012. Posibles efectos naturales y socioeconómicos del fenómeno El Niño; en el periodo 2012-2013 en Colombia. Bogotá.
- IDEAM, I. de hidrología meteorología y estudios ambientales-, PNUD, P. de U. para el desarrollo, MADS, M.M., DNP, D.N. de P., CANCELLETA, C., 2015. Nuevos escenarios de cambio climático para Colombia 2011- 2100 Herramientas científicas para la toma de decisiones – enfoque nacional – departamental: Tercera comunicación nacional de cambio climático.
- Jain, S., Lall, U., 2000. Magnitude and timing of annual maximum floods: Trends and large-scale climatic associations for the Blacksmith Fork River, Utah. *Water Resour. Res.* 36, 3641-3651. doi:10.1029/2000WR900183
- JAMSTEC, 2010. Modoki ENSO. A New Phenomenon is Found in the Tropical Pacific. Japanese for marine-earth science and technology. [WWW Document]. Data link Mon. El Niño Modoki Index data. URL http://www.jamstec.go.jp/frcgc/research/d1/iod/enmodoki_home_s.html
- Jiang, C., Xiong, L., Xu, C.-Y.Y., Guo, S., 2015. Bivariate frequency analysis of nonstationary low-flow series based on the time-varying copula. *Hydrol. Process.* 29, 1521-1534. doi:10.1002/hyp.10288
- Jiménez-Cisneros, B.E., Taikan, O., Arnell, N.W., Gerardo, B., J. Graham, C., Petra, D., Tong, J., Shadrack S, M., Fischer, T., Dieter, G., Regine, H., Shinjiro, K., Xixi, L., Mata, J.L., Phal-Wostl, C., Strzepec, K., Su, B., van der Hurk, B., 2014. Final draft. Climatic Change 2014. Chapter 3. Freshwater resources.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Et.al., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc* 77, 437-470. doi:10.1175/1520-

0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2

- Katz, R.W., Parlange, M.B., Naveau, P., 2002. Statistics of extremes in hydrology. *Adv. Water Resour.* 25, 1287-1304. doi:10.1016/S0309-1708(02)00056-8
- Kemp, M. U., Emiel van Loon, E., Shamoun-Baranes, J., Bouten, W., 2012. RNCEP: global weather and climate data at your fingertips. *Methods Ecol. Evol.* 3. doi:65-7010.1111/j.2041-210X.2011.00138.x
- Khaliq, 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. *J. Hydrol.* 329, 534-552. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.03.004
- Kim, B.-S., Kim, B.-K., Kwon, H.-H., 2011. Assessment of the impact of climate change on the flow regime of the Han River basin using indicators of hydrologic alteration. *Hydrol. Process.* 25, 691-704. doi:10.1002/hyp.7856
- Kochanek, K., Strupczewski, W.G., Bogdanowicz, E., 2012. On seasonal approach to flood frequency modelling. Part II: flood frequency analysis of Polish rivers. *Hydrol. Process.* 26, 717-730. doi:10.1002/hyp.8178
- Koutsoyiannis, D., 2006. Nonstationarity versus scaling in hydrology. *J. Hydrol.* 324, 239-254. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.09.022
- Lang, M., Ouarda, T.B.M.J., Bobée, B., 1999. Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *J. Hydrol.* 225, 103-117.
- Leclerc, M., Ouarda, T.B.M.J., 2007. Non-stationary regional flood frequency analysis at ungauged sites. *J. Hydrol.* 343, 254-265. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.06.021
- Lee, T., Jeong, C., 2014. Frequency analysis of nonidentically distributed hydrometeorological extremes associated with large-scale climate variability applied to South Korea. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 53, 1193-1212. doi:10.1175/JAMC-D-13-0200.1
- Lehner, B., Liermann, C.R., Revenga, C., Vörösmarty, C., Fekete, B., Crouzet, P., Döll, P., Endejan, M., Frenken, K., Magome, J., Nilsson, C., Robertson, J.C., Rödel, R., Sindorf, N., Wisser, D., 2011. High-resolution mapping of the world's reservoirs and dams for sustainable river-flow management. *Front. Ecol. Environ.* 9, 494-502. doi:10.1890/100125
- Lettenmaier, D.P., 1976. Detection of trend in water quality data from record with dependent observations. *Water Resour. Res.* 12, 1037-1046.
- Levene, H., 1960. Robust tests for equality of variances, en: AL, H.H. et (Ed.), In Ingram Olkin. Stanford University Press., p. 278-292.
- Leybourne, S.J., Newbold, P., 2003. Spurious rejections by cointegration tests induced by structural breaks. *Appl. Econ.* 35, 1117-1121. doi:10.1080/0203684032000082068
- Lima, C.H.R., Lall, U., 2011. Spatio-temporal non-stationary flood frequency modeling: seasonal peak floods in southern Brazil modeled using pre- and concurrent Pacific and Atlantic ocean conditions. *AGU Fall Meet. Abstr.* 1, 6.
- Lima, C.H.R., Lall, U., 2010. Spatial scaling in a changing climate: A hierarchical bayesian model for non-stationary multi-site annual maximum and monthly streamflow. *J. Hydrol.* 383, 307-318. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.12.045
- Lins, H.F., 2012. A note on stationarity and nonstationarity 6.
- Lins, H.F., Cohn, T.A., 2011. Stationarity: Wanted Dead or Alive?1. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* 47, 475-480. doi:10.1111/j.1752-1688.2011.00542.x
- Liu, D., Guo, S., Lian, Y., Xiong, L., Chen, X., 2015. Climate-informed low-flow frequency analysis using nonstationary modelling. *Hydrol. Process.* 29, 2112-2124. doi:10.1002/hyp.10360
- Ljung, G.M., Box, G.E.P., 1978. On a measure of lack of fit in time series models. *Biometrika* 65, 297-303.
- Loaiza, W., Carvajal-Escobar, Y., Baquero Montoya, O.L., 2014. Sequias y adaptación, principios para

su evaluación en sistemas productivos agrícolas del Valle del Cauca Colombia, 1.ª ed. Programa editorial Universidad del Valle, Cali.

- López-de-la-Cruz, J., 2013. Análisis estadístico y modelación del régimen de las crecidas en ríos de la España peninsular en un contexto no estacionario. Universitat Politècnica de Valencia, Valencia.
- López-de-la-Cruz, J., Francés García, F., 2014. La variabilidad climática de baja frecuencia en la modelación no estacionaria de los regímenes de las crecidas en las regiones hidrológicas Sinaloa y Presidio San Pedro. *Tecnol. y Cienc. del Agua* V, 79-101.
- López-Moreno, J.I., Begueria, S., García-Ruiz, J.M., 2000. El régimen del embalse de Yesa (cuenca alta del río Aragón, Pirineo central) y su adaptación a la variabilidad del régimen fluvial. Universidad de la Rioja.
- López, J., Francés, F., 2013. Non-stationary flood frequency analysis in continental Spanish rivers, using climate and reservoir indices as external covariates. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 3189-3203. doi:10.5194/hess-17-3189-2013
- López Moreno, J.I., Begueria, S., Ruiz García, J.M., 2003. Efectos de los embalses en el control de avenidas en el Pirineo Central español. *Geographica* 44, 57-74.
- Machado, M.J., Botero, B., López, J., Francés García, F., Díez-Herrero, A., Benito, G., 2015. Flood frequency analysis of historical flood data under stationary and non-stationary modelling. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 2561-2576. doi:10.5194/hess-19-2561-2015
- Machiwal, D., Jha, M.K., 2012. *Hydrologic Time Series Analysis: Theory and Practice*. Springer Netherlands, Dordrecht. doi:10.1007/978-94-007-1861-6
- Matalas, N.C., 1997. Stochastic hydrology in the context of climate change. *Clim. Change* 37, 89-101.
- Méndez González, J., Ramírez Leyva, A., Cornejo Oviedo, E., Zárate Lupercio, A., Cavazos Pérez, T., 2011. Teleconexiones de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) a la precipitación y temperatura en México. *Investig. Geográficas* 0.
- 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* (80-.). 319, 573-574.
- Milly, P.C.D., Betancourt, J., Falkenmark, M., Hirsch, R.M., Kundzewicz, Z.W., Lettenmaier, D.P., Stouffer, R.J., Dettinger, M.D., Krysanova, V., 2015. On Critiques of «Stationarity is Dead: Whither Water Management?» *Water Resour. Res.* 51, 7785-7789. doi:10.1002/2015WR017408
- Montanari, A., Koutsoyiannis, D., 2014. Modeling and mitigating natural hazards: Stationarity is immortal! *Water Resour. Res.* 50, 9748-9756. doi:10.1002/2014WR016092. Received
- Montealegre, J., Pabon, J., 2000. La variabilidad climática interanual asociada al ciclo El Niño-La Niña-Oscilación del Sur y su efecto en el patrón pluviométrico de Colombia. *Meteorol. Colomb.* N · 2 7-21.
- Montenegro, A., 1989. La función de autocorrelación y su empleo en el análisis de series de tiempo. *Desarro. Soc.* 117-132.
- Moreno, J.I.L., Begueria, S., Garcés, B.L.V., García-Ruiz, J.M., 2003. Intensidad de las avenidas y aterramiento de embalses en el Pirineo Central español. *Ería* 0, 159-167. doi:10.17811/ER.0.2003.159-167
- NOAA., ESRL., PSD., 2017a. Multivariate ENSO Index (MEI) [WWW Document]. Outl. MEI webpage (updated April 10th, 2017). URL <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/mei.html> (accedido 5.1.17).
- NOAA., ESRL., PSD., 2017b. Climate indices: monthly atmospheric and ocean time series [WWW Document]. Earth Syst. Res. Lab. | Phys. Sci. Div. URL <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/> (accedido 4.15.17).
- NOAA., NWS., CPC., 2015. Climate Prediction Center - Monitoring & Data: ENSO Impacts on the U.S. - Previous Events [WWW Document]. Ocean. Niño Index. Cold warm episodes by Seas. URL http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml

- NOAA, C. go., 2016. Climate Variability: Oceanic Niño Index | NOAA Climate.gov [WWW Document]. URL <https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-variability-oceanic-niño-index> (accedido 5.4.17).
- Noticiero 90 minutos, 2016. Octubre 4 2016 Cortes del servicio de agua en Cali tienen enfrentados a Emcali y a la CVC - YouTube.
- Obeyskera, J., Salas, J.D., 2016. Frequency of Recurrent Extremes under Nonstationarity. *J. Hydrol. Eng.* 21, 4016005. doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001339
- Obeyskera, J., Salas, J.D., 2014. Quantifying the Uncertainty of Design Floods under Nonstationary Conditions. *J. Hydrol. Eng.* 19, 1438-1446. doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000931
- Ouarda, T.B.M.J., Charron, C., St-Hilaire, A., 2008. Statistical Models and the Estimation of Low Flows. *Can. Water Resour. J.* 33, 195-206.
- Ouarda, T.B.M.J., El-Adlouni, S., 2011. Bayesian nonstationary frequency analysis of hydrological variables. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* 47, 496-505. doi:10.1111/j.1752-1688.2011.00544.x
- Pabon, J., 2012. Cambio climático en Colombia: tendencias en la segunda mitad del siglo XX y escenarios posibles para el siglo XXI. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.* 36-139, 261-278.
- Pathiraja, S., Marshall, L., Sharma, A., Moradkhani, H., 2016. Detecting non-stationary hydrologic model parameters in a paired catchment system using data assimilation. *Adv. Water Resour.* 94, 103-119. doi:10.1016/j.advwatres.2016.04.021
- Perea, A., Temez, J., 1967. Notas para la sistematización de los índices característicos de presas y embalses. *Rev. Obras Publicas Tomo 1*, 7.
- Perez, C., Poveda, G., Mesa, O., Carvajal Serna, L.F., Ochoa, A., 1998. Evidencias de cambio climático en Colombia: Tendencias y cambios de fase y amplitud de los ciclos anual y semianual. *Bull. Insti. Fr. études Andin.* 27, 537-546.
- Perry, A., 2003. Book Review: Climate change 2001: synthesis report. Third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC); Climate change 2001: the scientific basis; Climate change 2001: impacts, adaptation, and vulnerability; Climate change 200. The Holocene 13, 794-794. doi:10.1177/095968360301300516
- Pettitt, A.N.N., 1979. A non-parametric approach to the change-point problem. *Appl. Stat.* 28, 126-135. doi:10.2307/2346729
- Poveda, G., 2004a. Ciencias de la tierra. la hidroclimatología de Colombia: Una síntesis desde la escala inter-decadal. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.* 28-107, 201-222.
- Poveda, G., 2004b. Caudales mínimos en Colombia: relaciones macroclimáticas, escalamiento y balances hidrológicos, en: Universidad Nacional de Colombia, M. (Ed.), Seminario Inter. sobre eventos extremos mínimos en regímenes de caudales: Diagnóstico, modelamiento y análisis. Medellín, p. 11.
- Poveda, G., Álvarez, D., 2012. El colapso de la hipótesis de estacionariedad por cambio y variabilidad climática: implicaciones para el diseño hidrológico en ingeniería *. *Rev. Ing. Univ. los Andes* 36, 65-76.
- Poveda, G., Álvarez, D.M., Rueda, Ó.A., 2011. Hydro-climatic variability over the Andes of Colombia associated with ENSO: a review of climatic processes and their impact on one of the Earth's most important biodiversity hotspots. *Clim. Dyn.* 36, 2233-2249. doi:10.1007/s00382-010-0931-y
- Poveda, G., Gil, M., Quiceno, N., 1998. El ciclo anual de la hidrología de Colombia en relación con el ENSO y la NAO. *Bull. Insti. Fr. études Andin.* 27, 721-731.
- Poveda, G., Mesa, O., 1999. La corriente de chorro superficial del Oeste (« Del Chocó») y otras dos corrientes de chorro en Colombia: Climatología y variabilidad durante las fases del ENSO. *Rev. la Acad. Colomb.*
- Poveda, G., Mesa, O., Salazar, L.F., Arias, P. a., Moreno, H.A., Vieira, S.C., Agudelo, P.A., Toro, V.G.,

- Alvarez, J.F., Álvarez, J.F., 2005. The diurnal cycle of precipitation in the tropical Andes of Colombia. *Mon. Weather Rev.* 133, 228-241. doi:10.1175/MWR-2853.1
- Poveda, G., Velez, J., Mesa, O., Hoyos, C., Mejía, F., Barco, O.J., Correa, P.L., 2002. Influencia de fenómenos macroclimáticos sobre el ciclo anual de la hidrología colombiana: cuantificación lineal, no lineal y percentiles probabilísticos. *Meteorol. Colomb.* 121-130.
- Poveda, G., Velez, J.I., Mesa, O., Ceballos, L.I., Zuluaga, M.D., Hoyos, C.D., 2002. Estimación de caudales mínimos para Colombia mediante regionalización y aplicación de la curva de recesión de caudales. *Meteorol. Colomb.* 6, 73-80.
- Poveda, G., Waylen, P.R., Pulwarty, R.S., 2006. Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 234, 3-27. doi:10.1016/j.palaeo.2005.10.031
- Puertas, O., Carvajal-Escobar, Y., 2008. Incidencia de El Niño-Oscilación del Sur en la precipitación y la temperatura del aire en Colombia, utilizando el Climate Explorer. *Rev. Científica Ing. y Desarro.* 104-118.
- Puertas, O., Carvajal-Escobar, Y., Quintero, M., 2011. Study of monthly rainfall trends in the upper and middle Cauca River basin, Colombia. *Dyna* 78-169, 112-120.
- R Core Team, 2017. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing.
- Ramírez-Villegas, J., Salazar, M., Jarvis, A., Navarro, C., 2012. A way forward on adaptation to climate change in Colombian agriculture: perspectives towards 2050. *Clim. Change* 115, 611-628. doi:10.1007/s10584-012-0500-y
- Ramírez, C.A., García, J., Ayala, O., Bocanegra, R.A., Loaiza, J., Santacruz, S., Torres, L., 2007. Informe Técnico. Estudio de los caudales afluentes y efluentes del embalse de Salvajina. Proyecto de modelación del río Cauca PMC Fase III. Cali.
- Ramírez, C.A., Santacruz, S., Bocanegra, R.A., Sandoval, M.C., 2010. Incidencia del embalse de Salvajina sobre el régimen de caudales del Río Cauca en su Valle Alto. *Ing. Recur. Nat. y del Ambient.*
- Redacción El Tiempo, 2009. Diecisiete cortes de agua ha sufrido Cali en lo que va corrido del año - Archivo Digital de Noticias de Colombia y el Mundo desde 1.990 - eltiempo.com. El Tiempo.
- Renard, B., Kochanek, K., Lang, M., Garavaglia, F., Paquet, E., Neppel, L., Najib, K., Carreau, J., Arnaud, P., Aubert, Y., Borch, F., Soubeyroux, J.-M., Jourdain, S., Veysseire, J.-M., Sauquet, E., Cipriani, T., Auffray, A., 2013. Data-based comparison of frequency analysis methods: A general framework. *Water Resour. Res.* 49, 825-843. doi:10.1002/wrcr.20087
- Ribstein, P., et al., 1997. Evenements ENSO en hydrologie de glaciers en Bolivie. s.l. : en Seminario Internacional sobre las consecuencias del ENSO a escala regional y local., 327-328.
- Rigby, B., Stasinopoulos Mikis, Voudouris Vlasios, Akantziliotou, C., Enea Marco, Kiose Daniil, 2016. *gamlss*.
- Rigby, B., Stasinopoulos, M., 2008. A flexible regression approach using GAMLSS in R.
- Rigby, R.A.A., Stasinopoulos, D.M., 2005. Generalized additive models for location, scale and shape. *J. R. Stat. ...* 54, Part3, 507-554. doi:10.1111/j.1467-9876.2005.00510.x
- Rojo, J., 2011. Desarrollo de un sistema experto para la predicción de caudales medios mensuales en Colombia. Universidad Nacional de Colombia - Medellín.
- Rojo, J., Carvajal Serna, L.F., 2010. Predicción no lineal de caudales utilizando variables macroclimáticas y análisis espectral singular. *Tecnol. y Ciencias del Agua, antes Ing. hidráulica en Mex.* 1, 59-73.
- Rueda, Ó., Poveda, G., 2006. Variabilidad espacial y temporal del Chorro del «Chocó» y su efecto en la hidroclimatología de la región del Pacífico colombiano. *Meteorol. Colomb* 10, 132-145.
- Sadri, S., Kam, J., Sheffield, J., 2016. Nonstationarity of low flows and their timing in the eastern United States. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20, 633-649. doi:10.5194/hess-20-633-2016

- Salas, J.D., Boes, D.C., 1980. Shifting level modelling of hydrologic series. *Adv. Water Resour.* 3, 59-63. doi:10.1016/0309-1708(80)90028-7
- Salas, J.D., Heo, J., 2012. Quantifying the uncertainty of return period and risk in hydrologic design. *J. Hydrol.* ... 518-526. doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584
- Salas, J.D., Obeysekera, J., 2014. Revisiting the Concepts of Return Period and Risk for Nonstationary Hydrologic Extreme Events. *J. Hydrol. Eng.* 19, 554-568. doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000820
- Sandoval García, M.C., Ramirez, C.A., Santacruz Salazar, S., 2011. Optimización de la regla mensual de operación del embalse de Salvajina.
- Schwarz, G., 1978. Estimating the Dimension of a Model. *Ann. Stat.* 6, 461-464. doi:10.1214/aos/1176344136
- Sedano, K., 2013. Gestión integrada del riesgo de inundaciones en Colombia (Tesis Msc). Universidad Politecnica de Valencia.
- Seidou, O., Ramsay, A., Nistor, I., 2011. Climate change impacts on extreme floods I: combining imperfect deterministic simulations and non-stationary frequency analysis. *Nat. Hazards* 61, 647-659. doi:10.1007/s11069-011-0052-x
- Serinaldi, F., 2015. Dismissing return periods! *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 29, 1179-1189. doi:10.1007/s00477-014-0916-1
- Serinaldi, F., Kilsby, C.G., 2015. Stationarity is undead: Uncertainty dominates the distribution of extremes. *Adv. Water Resour.* 77, 17-36. doi:10.1016/j.advwatres.2014.12.013
- Silva, A.T., Naghettini, M., Portela, M.M., 2016. On some aspects of peaks-over-threshold modeling of floods under nonstationarity using climate covariates. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 30, 207-224. doi:10.1007/s00477-015-1072-y
- Smakhtin, V.U., 2001. Low flow hydrology: a review. *J. Hydrol.* 240, 147-186. doi:10.1016/S0022-1694(00)00340-1
- Stasinopoulos, D., Rigby, R.A., 2007. Generalized Additive Models for Location Scale and Shape (GAMLSS) in R 23.
- Stasinopoulos, M., Rigby, B., Vlasios, V., Heler, G., Fernanda, B., 2015. Flexible regression and smoothing the GAMLSS packages in R.
- Stedinger, J.R., 1983. Estimating a regional flood frequency distribution. *Water r* 19, 503-510.
- Stedinger, J.R., Crainiceanu, C.M., 2001. Climate Variability and Flood-Risk Management, en: *Risk-Based Decisionmaking in Water Resources IX*. American Society of Civil Engineers, Reston, VA, pp. 77-86. doi:10.1061/40577(306)7
- Steinschneider, S., Brown, C., 2012. Forecast-informed low-flow frequency analysis in a Bayesian framework for the northeastern United States. *Water Resour. Res.* 48, n/a-n/a. doi:10.1029/2012WR011860
- Strupczewski, W., Kaczmarek, Z., 2001. Non-stationary approach to at-site flood frequency modelling II. Weighted least squares estimation. *J. Hydrol.* 248.
- Strupczewski, W., Kochanek, K., Feluch, W., Bogdanowicz, E., Singh, V., 2009. On seasonal approach to nonstationary flood frequency analysis. *Phys. Chem. Earth, Parts A/B/C* 34, 612-618. doi:10.1016/j.pce.2008.10.067
- Strupczewski, W., Singh, V., Feluch, W., 2001a. Non-stationary approach to at-site flood frequency modelling I. Maximum likelihood estimation. *J. Hydrol.* 248.
- Strupczewski, W., Singh, V., Mitosek, H., 2001b. Non-stationary approach to at-site flood frequency modelling. III. Flood analysis of Polish rivers. *J. Hydrol.* 248, 152-167.
- Sugahara, S., da Rocha, R.P., Silveira, R., 2009. Non-stationary frequency analysis of extreme daily rainfall in Sao Paulo, Brazil. *Int. J. Climatol.* 29, 1339-1349. doi:10.1002/joc.1760

- Sun, X., Thyer, M., Renard, B., Lang, M., 2014. A general regional frequency analysis framework for quantifying local-scale climate effects: A case study of ENSO effects on southeast Queensland rainfall. *J. Hydrol.* 512, 53-68. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.02.025
- Sveinsson, O.G., Salas, J.D., Boes, D.C., 2005. Prediction of extreme events in hydrologic processes that exhibit abrupt shifting patterns. *J. Hydrol.* ... 315-326.
- Tallaksen, L.M., Madsen, H., Clausen, B., 1997. On the definition and modelling of streamflow drought duration and deficit volume. *Hydrol. Sci. J.* 42, 15-33. doi:10.1080/02626669709492003
- Toreti, A., Kuglitsch, F.G., Xoplaki, E., Della-Marta, P.M., Aguilar, E., Prohom, M., Luterbacher, J., 2011. A note on the use of the standard normal homogeneity test to detect inhomogeneities in climatic time series. *Int. J. Climatol.* 31, 630-632. doi:10.1002/joc.2088
- Tramblay, Y., Neppel, L., Carreau, J., Najib, K., 2013. Non-stationary frequency analysis of heavy rainfall events in southern France. *Hydrol. Sci. J.* 58, 280-294. doi:10.1080/02626667.2012.754988
- Trenberth, K., National Center for Atmospheric Research Staff, (Eds), 2016. *the Climate Data Guide: Nino SST Indices (Nino 1+2, 3, 3.4, 4; ONI and TNI)*. [WWW Document].
- Van Hecke, T., 2012. Power study of Anova versus Kruskal-Wallis test. *J. Stat. Manag. Syst.* 15, 241-247. doi:10.1080/09720510.2012.10701623
- Varela, R., 2016. Peligra la continuidad del servicio de agua: Contraloría de Cali | Noticias de Cali. Caliescribe.com.
- Vasiliades, L., Galiatsatou, P., Loukas, A., 2014. Nonstationary frequency analysis of annual maximum rainfall using climate covariates. *Water Resour. Manag.* 20.
- Vasquez, T., 2009. The Intertropical Convergence Zone. *Weatherwise* 62, 24-30. doi:10.1080/00431670903337573
- Velasquez, A., Jimenez, N., 2004. La gestión de riesgos en el ordenamiento territorial : inundaciones en Cali, la C.V.C y el fenomeno ENSO. 1-18.
- Vericat, D.Y., Batalla, R.J., s. f. Downstream effects of dams in the fluvial dynamics of the Lower Ebro River.
- Villamil Muñoz, J., 2009. Reservorio de agua, una solución que causa reservas. *El Pais.com.co*.
- Villarini, G., Serinaldi, F., Smith, J.A., Krajewski, W.F., 2009a. On the stationarity of annual flood peaks in the continental United States during the 20th century. *Water Resour. Res.* 45, n/a-n/a. doi:10.1029/2008WR007645
- Villarini, G., Smith, J.A., Baeck, M.L., Vitolo, R., Stephenson, D.B., Krajewski, W.F., 2011a. On the frequency of heavy rainfall for the Midwest of the United States. *J. Hydrol.* 400, 103-120. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.01.027
- Villarini, G., Smith, J.A., Napolitano, F., 2010. Nonstationary modeling of a long record of rainfall and temperature over Rome. *Adv. Water Resour.* 33, 1256-1267. doi:10.1016/j.advwatres.2010.03.013
- Villarini, G., Smith, J.A., Serinaldi, F., Ntelekos, A.A., 2011b. Analyses of seasonal and annual maximum daily discharge records for central Europe. *J. Hydrol.* 399, 299-312. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.01.007
- Villarini, G., Smith, J.A., Serinaldi, F., Ntelekos, A.A., Schwarz, U., 2012. Analyses of extreme flooding in Austria over the period 1951-2006. *Int. J. Climatol.* 32, 1178-1192. doi:10.1002/joc.2331
- Villarini, G., Smith, J. a., Baeck, M.L., Krajewski, W.F., 2011c. Examining Flood Frequency Distributions in the Midwest U.S.1. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* 47, 447-463. doi:10.1111/j.1752-1688.2011.00540.x
- Villarini, G., Smith, J. a., Serinaldi, F., Bales, J., Bates, P.D., Krajewski, W.F., 2009b. Flood frequency analysis for nonstationary annual peak records in an urban drainage basin. *Adv. Water Resour.* 32, 1255-1266. doi:10.1016/j.advwatres.2009.05.003
- Villarini, G., Strong, A., 2014. Roles of climate and agricultural practices in discharge changes in an

- agricultural watershed in Iowa. *Agric. Ecosyst. Environ.* 188, 204-211. doi:10.1016/j.agee.2014.02.036
- Vincent, K., 2007. Uncertainty in adaptive capacity and the importance of scale. *Glob. Environ. Chang.* 17, 12-24. doi:10.1016/j.gloenvcha.2006.11.009
- Vittal, H., Singh, J., Kumar, P., Karmakar, S., 2015. A framework for multivariate data-based at-site flood frequency analysis: Essentiality of the conjugal application of parametric and nonparametric approaches. *J. Hydrol.* 525, 658-675. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.04.024
- von Neumann, J., 1941. Distribution of the Ratio of the Mean Square Successive Difference to the Variance. *Ann. Math. Stat.* 12, 367--395. doi:10.1214/aoms/1177731677.
- Wang, S., Huang, J., He, Y., Guan, Y., 2015. Combined effects of the Pacific Decadal Oscillation and El Niño-Southern Oscillation on Global Land Dry–Wet Changes. *Sci. Rep.* 4, 6651. doi:10.1038/srep06651
- Wang, Y., Liu, Q., 2006. Comparison of Akaike information criterion (AIC) and Bayesian information criterion (BIC) in selection of stock–recruitment relationships. *Fish. Res.* 77, 220-225. doi:10.1016/j.fishres.2005.08.011
- Waylen, P., Caviedes, C., 1986. El Niño and annual floods on the north peruvian. *J. Hydrol.* 89, 141-156.
- Wikipedia, C. de, 2015. Wikipedia. La enciclopedia libre [WWW Document]. Zo. confluencia intertropical. URL https://es.wikipedia.org/wiki/Zona_de_convergencia_intertropical (accedido 5.3.17).
- WMO, W.M.O.-, Gustard, A., Demuth, S., WMO, W.M.O.-, 2009. Manual on low-flow estimation and prediction. Operational Report No 50, Operational Hydrology Report.
- Wolter, K., Timlin, M.S., 2011. El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext). *Int. J. Climatol.* 31, 1074-1087. doi:10.1002/joc.2336
- WWAP, 2016. Informe de la ONU sobre desarrollo de los recursos hídricos en el mundo 2016: Agua y Empleo. (Programa mundial de evaluación de los recursos hídricos de la ONU). Paris.
- Yan, L., Xiong, L., Liu, D., Hu, T., Xu, C.-Y.Y., 2016. Frequency analysis of nonstationary annual maximum flood series using the time-varying two-component mixture distributions. *Hydrol. Process.* 89, 69-89. doi:10.1002/hyp.10965
- Yu, S., Wang, C., 2002. Applicability of prewhitening to eliminate the influence of serial correlation on the Mann–Kendall test. *Water Resour. Res.* 38, 4-1-4-7.
- Yue, S., Pilon, B.P. and G.C., Yue, S., Pilon, P., Phinney, B., Cavadas, G., 2002. The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. *Hydrol. Process.* 16, 1807-1829. doi:10.1002/hyp.1095
- Yue, S., Wang, C., 2004. The Mann-Kendall test modified by effective sample size to detect trend in serially correlated hydrological series. *Water Resour. Manag.* 18, 201-218. doi:10.1023/B:WARM.0000043140.61082.60
- Zeng, H., Feng, P., Li, X., 2014. Reservoir flood routing considering the non-stationarity of flood series in North China. *Water Resour. Manag.* 28, 4273-4287. doi:10.1007/s11269-014-0744-6
- Zhang, L., Singh, V.P., 2014. Trivariate Flood Frequency Analysis Using Discharge Time Series with Possible Different Lengths: Cuyahoga River Case Study. *J. Hydrol. Eng.* 19, 5014012. doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001003
- Zhang, X., Harvey, K.D., Hogg, W.D., Yuzyk, T.R., 2001. Trends in Canadian streamflow. *Water Resour. Res.* 37, 987-998. doi:10.1029/2000WR900357
- Zhang, X., Zwiers, F.W., 2004. Comment on “applicability of prewhitening to eliminate the influence of serial correlation on the Mann–Kendall test”. *Water Resour. Res.* 40, 1-5.
- Zhang, X., Zwiers, F.W., Li, G., 2004. Monte Carlo Experiments on the Detection of Trends in Extreme Values. *J. Clim.* doi:10.1175/1520-0442(2004)017<1945:MCEOTD>2.0.CO;2

ANEXOS

ANEXO A

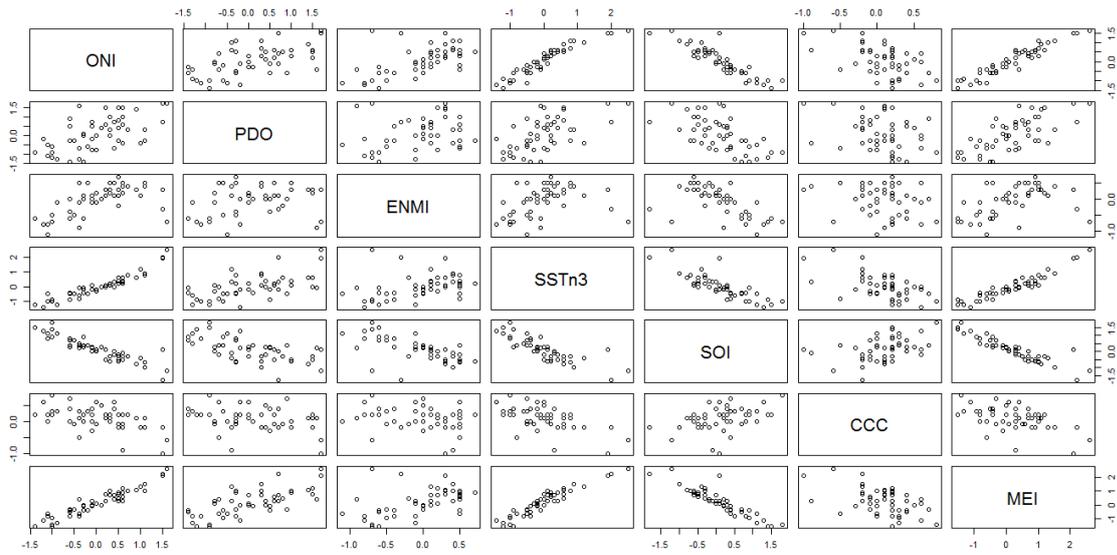


Figura A-1. Matriz de correlación entre valores promedio anuales de las variables climáticas. Resalta correlación positiva en el conjunto de índices oceánicos (ONI, PDO, MEI, SSTn3 Y EMI), y en el conjunto de los índices atmosféricos (SOI y CCC). Entre covariables oceánicas y atmosféricas existe correlación negativa.

Tabla A-1. Correlación entre los índices de variabilidad climática de baja frecuencia.

Coefficiente de Correlación r de Pearson	ONI	PDO	EMI	SSTn3	SOI	CCC	MEI
ONI	1	0.59	0.60	0.94	-0.90	-0.53	0.95
PDO	0.59	1	0.27	0.60	-0.62	-0.30	0.70
EMI	0.60	0.27	1	0.34	-0.60	-0.23	0.47
SSTn3	0.94	0.60	0.34	1	-0.82	-0.57	0.95
SOI	-0.90	-0.62	-0.60	-0.82	1	0.40	-0.91
CCC	-0.53	-0.30	-0.23	-0.57	0.40	1	-0.50
MEI	0.95	0.70	0.47	0.95	-0.91	-0.50	1

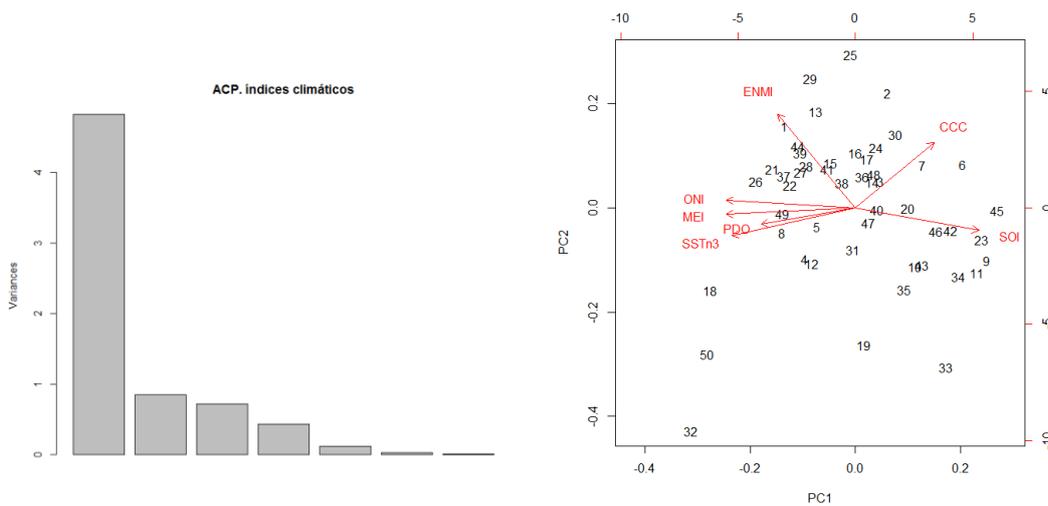


Figura A-2. Resultado ACP de índices climáticos anuales.

Tabla A-2. Coeficiente de correlación entre las variables climáticas y las CP climáticas

Variables/ CP	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6	PC7
ONI	-0.972	0.057	-0.054	0.162	-0.101	0.080	-0.074
PDO	-0.710	-0.127	0.518	-0.458	-0.033	0.022	0.002
MEI	-0.974	-0.050	0.117	0.120	-0.006	-0.145	-0.025
SSTn3	-0.932	-0.214	0.025	0.242	-0.143	0.027	0.075
EMI	-0.586	0.711	-0.311	-0.220	-0.076	-0.015	0.021
SOI	0.929	-0.173	-0.078	-0.113	-0.295	-0.036	-0.016
CCC	0.590	0.497	0.580	0.256	-0.053	0.003	0.002

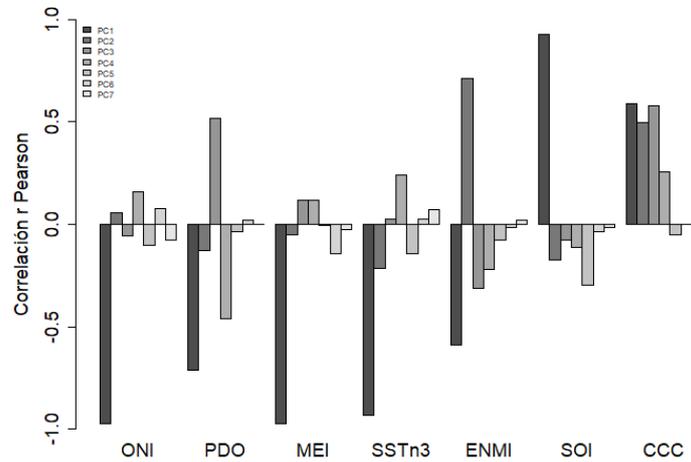


Figura A-3. Correlación entre las Componentes Principales y las variables climáticas

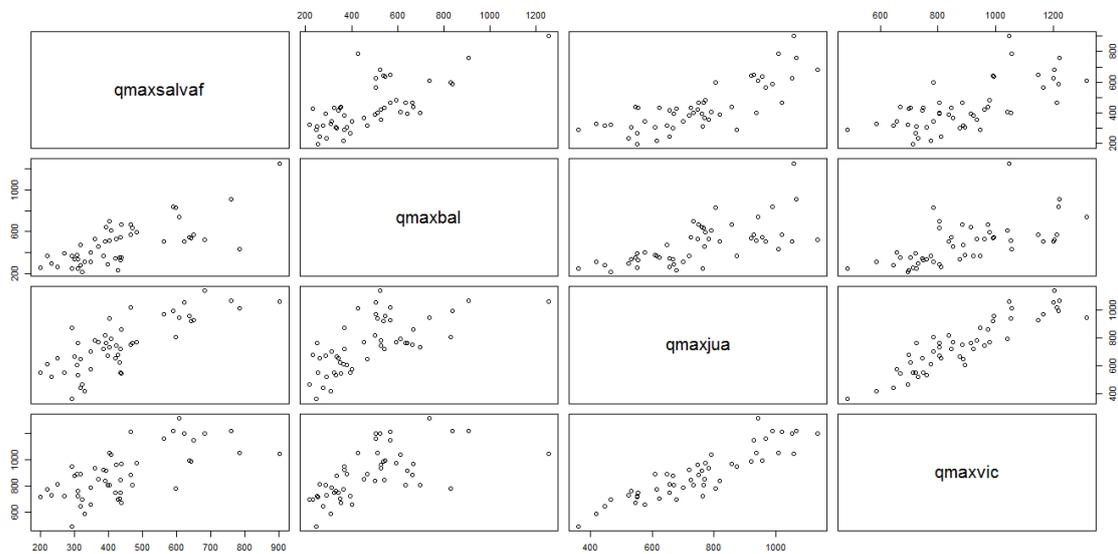


Figura A-3. Matriz de correlación de los caudales diarios máximos anuales en el río Cauca

Tabla A-2. Correlación entre los caudales diarios máximos anuales en cuatro estaciones sobre el río Cauca.

Coefficiente de Correlación Pearson	Salvajina	La Balsa	Juanchito	La Victoria
Salvajina	1	0.72	0.78	0.67
La Balsa	0.72	1	0.67	0.62
Juanchito	0.78	0.67	1	0.90
La Victoria	0.67	0.62	0.90	1

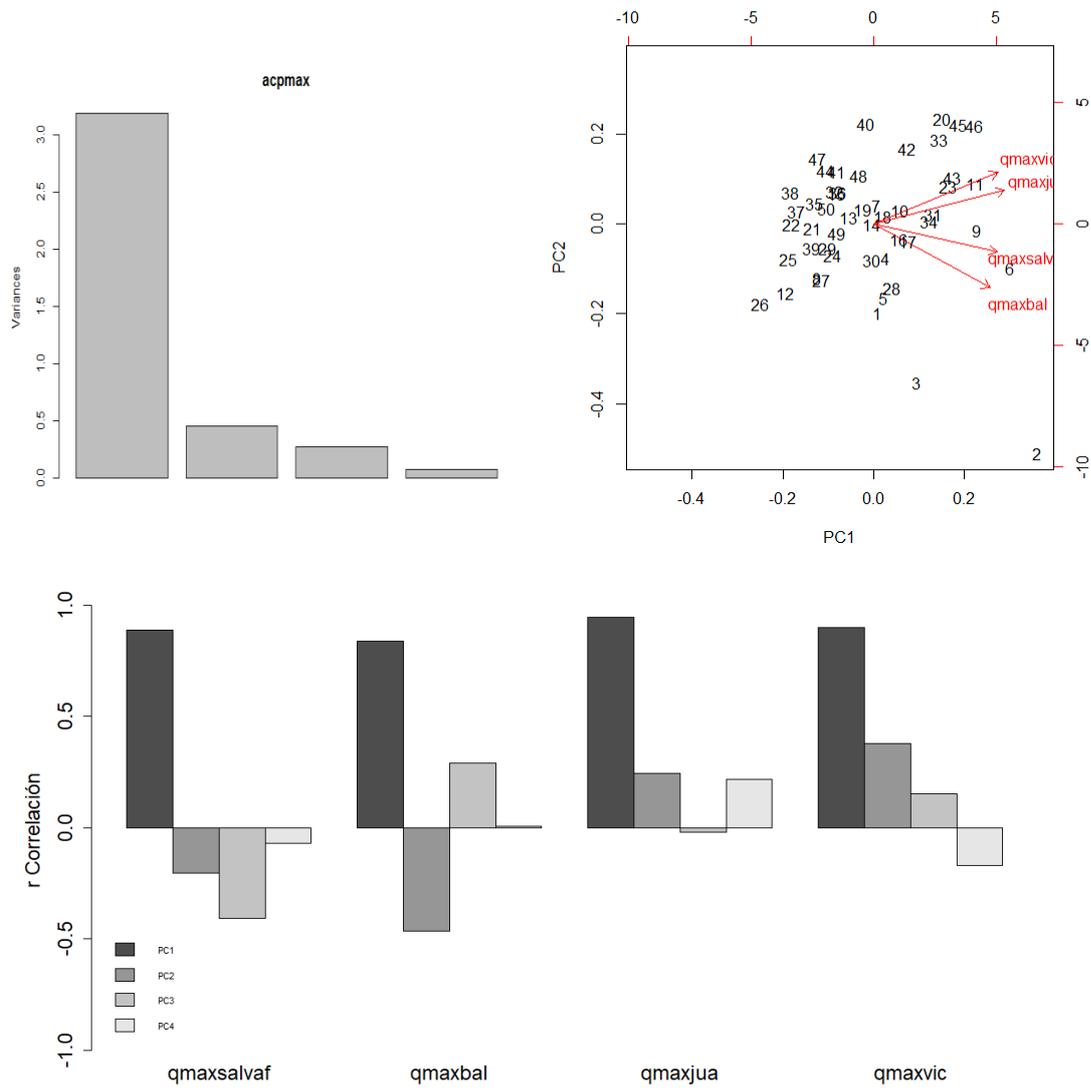


Figura A-3. Resultado ACP de caudales diarios máximos anuales en el río Cauca.

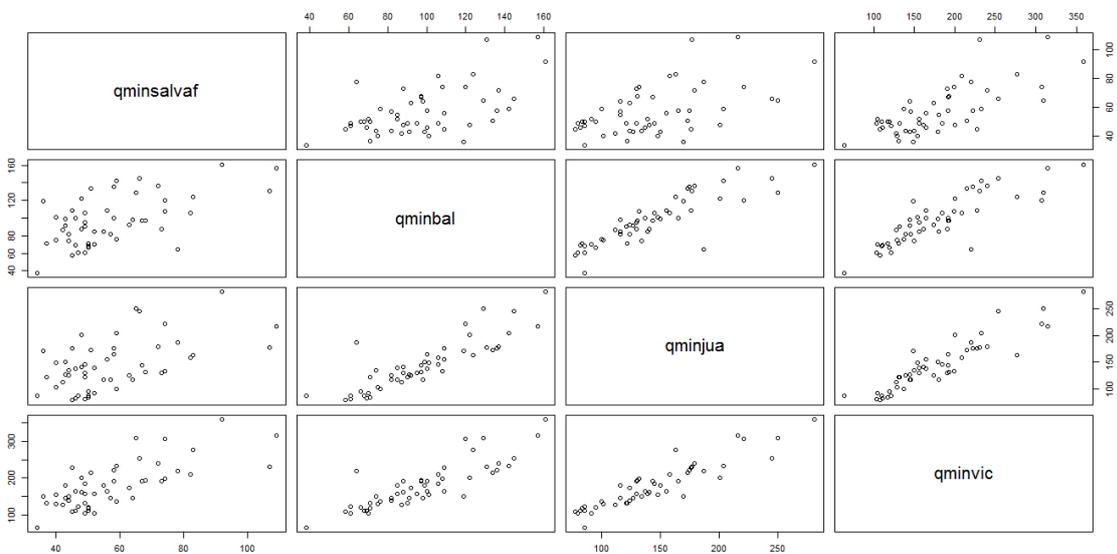


Figura A-4. Matriz de correlación de los caudales mensuales mínimos anuales en el río Cauca

Tabla A-3. Correlación entre los caudales mensuales mínimos anuales en cuatro estaciones sobre el río Cauca.

Coefficiente de Correlación Pearson	Salvajina	La Balsa	Juanchito	La Victoria
Salvajina	1	0.58	0.54	0.74
La Balsa	0.58	1	0.87	0.86
Juanchito	0.54	0.87	1	0.92
La Victoria	0.74	0.86	0.92	1

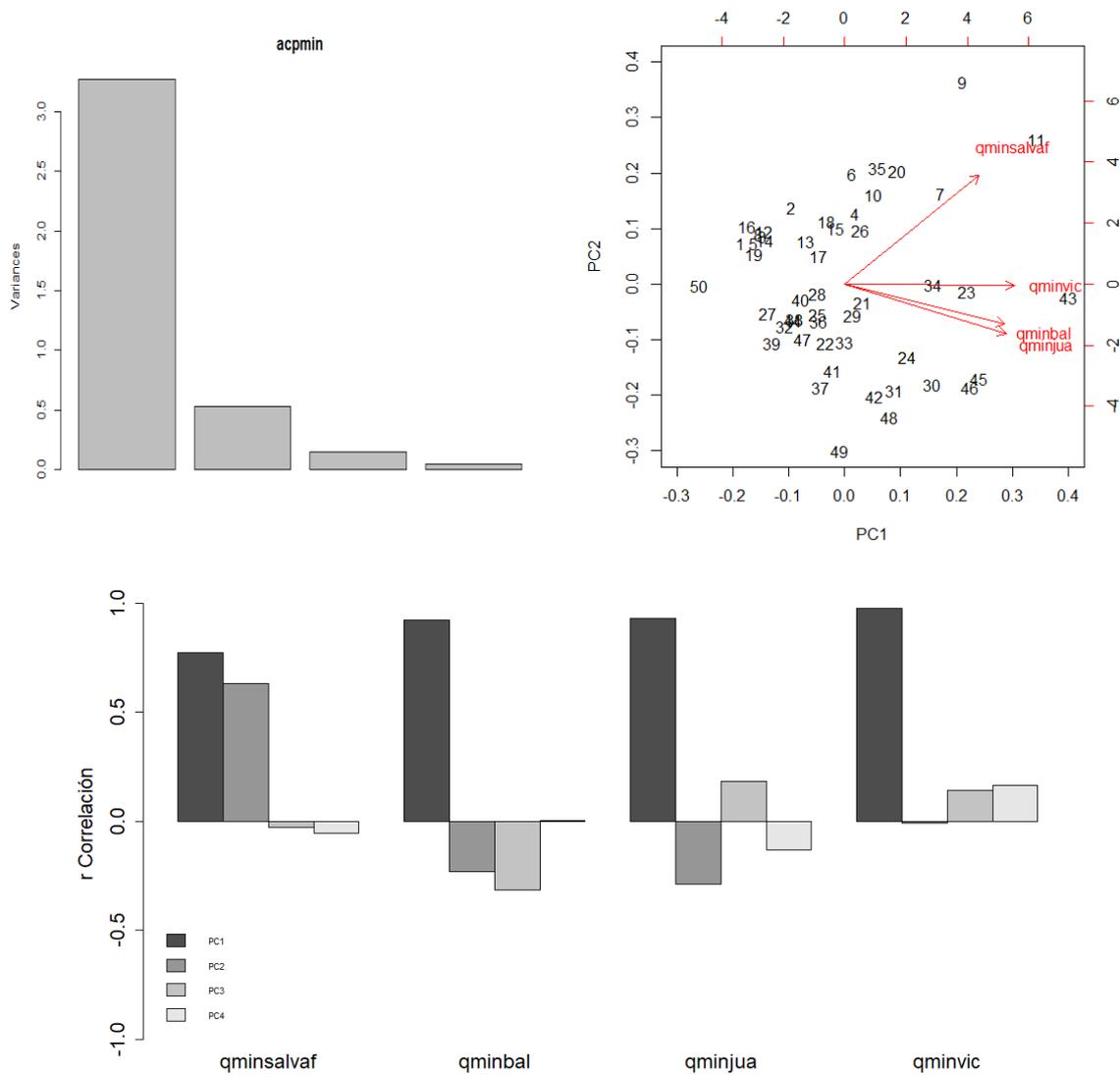


Figura A-5. Resultado ACP de caudales mensuales mínimos anuales en el río Cauca.

ANEXO B

Tabla B-1. Valores de los parámetros estacionarios de las distribuciones de probabilidad empleadas en las series de crecidas máximas anuales

Estación Distribución	Salvajina		La Balsa		Juanchito		La Victoria	
	μ	σ	μ	σ	μ	σ	μ	σ
Log Normal	6.02	0.34	6.10	0.39	6.59	0.26	6.77	0.21
Gamma	436.94	0.34	481.12	0.39	749.22	0.25	888.84	0.21
Gumbel	519.91	179.71	592.62	267.04	842.59	177.29	985.87	191.40
Valor Extremo I	367.83	116.41	392.71	146.36	657.67	171.54	798.80	165.20
Weibull	489.47	2.98	542.82	2.49	821.47	4.50	965.78	5.06

Tabla B-2. Valores de los parámetros estacionarios de las distribuciones de probabilidad empleadas en las series de caudal mensual mínimo anual

Estación Distribución	Salvajina		La Balsa		Juanchito		La Victoria	
	μ	σ	μ	σ	μ	σ	μ	σ
Log Normal	4.01	0.27	4.54	0.29	4.92	0.32	5.13	0.34
Gamma	57.36	0.27	97.48	0.28	144.12	0.31	179.02	0.33
Gumbel	66.58	20.75	111.62	28.12	169.03	53.51	212.06	71.06
Valor Extremo I	50.12	11.76	84.28	24.33	122.71	36.73	150.98	48.73
Weibull	63.56	3.44	107.76	3.84	160.68	3.24	200.23	3.05

Tabla B-3. Modelo M1 Tipo de dependencia identificada en los parámetros de la distribución para el análisis de los periodos RN y RR

variable periodo	Caudal máximo anual						Caudal Mínimo anual					
	1965-1984			1986-2015			1965-1984			1986-2015		
Estación	fdp	μ	σ	fdp	μ	σ	fdp	μ	σ	fdp	μ	σ
Salvajina	VE.I	1	t	LN2	1	1	LN2	1	1	LN2	t	1
La Balsa	LN2	pb(t,3.16)	1	LN2	1	1	LN2	1	1	WEI	1	t
Juanchito	WEI	1	1	GA2	t	1	LN2	1	1	VE.I	1	t
La Victoria	GA2	1	1	LN2	t	1	LN2	1	1	GA	1	t

Tabla B-4. Características de los modelos de covariable climática de los caudales diarios máximos anuales. El tipo de dependencia de la covariable al parámetro está dado por pb = suavizado, l = lineal y 1.00= independiente

Estación	covariable	μ	σ	df	GAIC	Media	Varianza	Asimetría	Curtosis	Filliben
Salvajina	MEI	pb	pb	8.35	623.09	0.004	1.020	-0.165	2.330	0.992
	ONI	pb	pb	8.35	623.45	0.004	1.020	-0.247	2.398	0.989
	SST	pb	l	6.54	627.39	0.002	1.020	-0.023	3.393	0.993
	SOI	pb	l	5.46	628.57	0.004	1.020	-0.235	3.278	0.990
	CCC	pb	pb	3.75	641.98	0.001	1.020	0.188	2.634	0.993
	PDO	pb	1.00	6.04	633.47	0.000	1.020	-0.246	3.067	0.986
	EMI	pb	1.00	3.24	637.73	0.000	1.020	0.183	3.628	0.991
	M0	1.00	1.00	2.00	641.14	0.000	1.020	0.177	2.647	0.992
La Balsa	MEI	pb	1.00	3.49	646.29	0.000	1.020	0.633	3.071	0.984
	ONI	l	pb	4.00	653.04	0.002	1.020	0.719	3.322	0.977
	SST	pb	1.00	4.03	650.12	0.000	1.020	0.606	2.935	0.983
	SOI	pb	1.00	3.70	657.08	0.000	1.020	0.423	2.900	0.990
	CCC	1.00	1.00	2.00	664.01	0.000	1.020	0.222	2.548	0.991
	PDO	l	1.00	3.00	658.30	0.000	1.020	0.133	2.474	0.991
	EMI	l	l	4.00	660.59	-0.001	1.020	0.290	2.548	0.993
	M0	1.00	1.00	2.00	664.01	0.000	1.020	0.222	2.548	0.991
Juanchito	MEI	pb	pb	8.45	637.94	0.000	1.020	-0.563	2.999	0.984
	ONI	pb	pb	12.09	633.54	0.015	1.023	0.145	2.260	0.991
	SST	pb	1.00	5.98	646.00	0.000	1.020	-0.119	2.795	0.994
	SOI	pb	l	5.32	639.44	0.000	1.020	-0.434	2.889	0.984
	CCC	l	1.00	3.54	670.60	0.000	1.020	-0.260	2.515	0.992
	PDO	pb	pb	3.58	659.90	0.001	1.021	-0.610	2.973	0.980
	EMI	l	1.00	3.00	656.72	0.000	1.020	-0.298	3.131	0.995
	M0	1.00	1.00	2.00	670.39	0.000	1.020	-0.260	2.515	0.992
La Victoria	MEI	pb	l	5.44	630.83	0.003	1.022	-0.283	2.810	0.991
	ONI	pb	l	4.74	631.91	0.001	1.021	-0.206	2.254	0.990
	SST	pb	1.00	5.02	636.66	0.000	1.020	-0.331	2.612	0.993
	SOI	pb	l	5.81	631.11	0.003	1.022	-0.009	3.019	0.993
	CCC	l	1.00	3.00	665.42	0.000	1.020	-0.130	2.616	0.996
	PDO	pb	pb	6.10	659.43	-0.025	1.015	-0.156	2.383	0.990
	EMI	l	1.00	3.00	649.66	0.000	1.020	-0.402	3.102	0.990
	M0	1.00	1.00	2.00	669.60	0.000	1.020	0.062	2.588	0.991

Tabla B-5. Características de los modelos de covariable climática de duración de las crecidas. El tipo de dependencia de la covariable al parámetro está dado por pb = suavizado, l = lineal y 1.00= independiente

Estación	covariable	μ	σ	df	GAIC	Media	Varianza	Asimetría	Curtosis	Filliben
La Balsa	MEI	pb	l	5.57	446.84	-0.016	1.168	-0.489	2.880	0.986
	ONI	pb	pb	4.16	441.42	0.060	0.922	0.090	3.007	0.994
	SST	pb	pb	5.48	450.53	-0.034	1.181	-0.388	2.487	0.985
	SOI	pb	pb	8.92	448.28	-0.021	1.099	-0.507	2.545	0.985
	CCC	l	1	3.00	473.53	0.002	1.107	-0.417	2.794	0.987
	PDO	l	1	3.00	468.52	-0.015	1.233	-0.749	2.988	0.972↓
	EMI	l	l	4.00	461.44	0.021	1.023	-0.467	2.584	0.979
	M0	1	1	2.00	474.21	0.033	0.996	-0.310	2.403	0.988
Juanchito	MEI	pb	pb	6.62	432.39	0.021	0.958	-0.227	2.394	0.993
	ONI	pb	pb	7.17	431.37	-0.005	1.034	-0.099	2.908	0.996
	SST	pb	pb	6.02	441.47	0.001	0.992	0.218	3.311	0.990
	SOI	pb	pb	8.41	430.89	-0.002	1.063	-0.644	3.033	0.978
	CCC	l	1	3.00	459.78	0.008	1.003	-0.036	2.521	0.995
	PDO	l	1	3.00	448.00	0.012	1.030	-0.349	2.231	0.982
	EMI	l	1	3.00	443.74	0.030	0.955	-0.205	2.287	0.989
	M0	1	1	2.00	463.50	0.012	0.951	0.207	2.155	0.989
La Victoria	MEI	pb	l	6.26	424.37	0.009	1.043	-0.397	2.271	0.985
	ONI	pb	l	4.00	422.05	0.008	1.000	0.584	3.344	0.984
	SST	pb	l	6.06	430.65	0.018	0.980	-0.020	2.476	0.994
	SOI	pb	l	6.85	421.23	0.019	1.013	0.038	2.646	0.991
	CCC	l	1	3.00	455.16	-0.004	1.063	-0.247	2.749	0.994
	PDO	l	pb	5.33	443.69	0.017	1.054	-0.641	2.719	0.974↓
	EMI	pb	pb	5.63	445.35	-0.001	1.047	-0.192	3.508	0.983
	M0	1	1	2.00	456.03	-0.003	1.065	-0.247	2.815	0.994

Tabla B-6. Características de los modelos de covariable climática de los caudales mensuales mínimos anuales. El tipo de dependencia de la covariable al parámetro está dado por pb = suavizado, l = lineal y 1.00= independiente

Estación	covariable	μ	σ	df	GAIC	Media	Varianza	Asimetría	Curtosis	Filliben
Salvajina	MEI	pb	1.00	4.45	392.59	0.000	1.020	0.198	2.448	0.991
	ONI	pb	1.00	3.96	401.42	0.000	1.020	0.260	2.472	0.991
	SST	pb	l	5.96	398.01	0.000	1.020	0.490	2.660	0.986
	SOI	pb	1.00	4.19	402.02	0.000	1.020	-0.034	2.458	0.994
	CCC	l	1.00	3.00	413.45	0.000	1.020	0.866	3.011	0.962↓
	PDO	pb	1.00	3.67	400.27	0.000	1.020	0.379	2.398	0.986
	EMI	pb	l	6.30	403.27	0.000	1.020	0.066	2.530	0.990
	M0	1.00	1.00	2.00	416.45	0.000	1.020	0.613	2.953	0.982
La Balsa	MEI	pb	1.00	3.25	467.41	0.000	1.020	-0.354	2.268	0.985
	ONI	l	pb	7.59	466.95	-0.044	1.018	-0.011	1.829	0.982
	SST	l	1.00	3.00	470.41	0.000	1.020	-0.217	2.254	0.990
	SOI	pb	1.00	4.10	470.29	0.000	1.020	-0.619	3.762	0.982
	CCC	l	1.00	3.00	470.96	0.000	1.020	-0.048	2.310	0.993
	PDO	pb	1.00	5.44	472.80	0.000	1.020	-0.432	2.849	0.987
	EMI	l	1.00	3.00	470.62	0.000	1.020	-0.648	3.252	0.981
	M0	1.00	1.00	2.00	477.51	0.000	1.020	-0.396	3.255	0.988
Juanchito	MEI	pb	1.00	3.24	514.06	0.000	1.020	-0.280	2.543	0.990
	ONI	l	pb	7.30	514.34	-0.019	1.020	-0.165	2.010	0.986
	SST	l	1.00	3.00	515.92	0.000	1.020	-0.169	2.865	0.994
	SOI	pb	1.00	4.18	512.61	0.000	1.020	-0.190	2.220	0.989
	CCC	l	1.00	3.00	518.02	0.000	1.020	-0.139	2.593	0.995
	PDO	pb	l	3.98	519.44	0.000	1.020	-0.171	2.206	0.990
	EMI	l	l	4.00	518.48	0.001	1.020	-0.335	2.160	0.983
	M0	1.00	1.00	2.00	524.46	0.000	1.020	0.094	2.446	0.992
La Victoria	MEI	pb	1.00	3.56	528.58	0.000	1.020	-0.316	2.741	0.985
	ONI	l	pb	6.88	532.07	-0.008	1.020	-0.065	2.251	0.993
	SST	pb	1.00	3.27	533.65	0.000	1.020	-0.061	2.944	0.991
	SOI	pb	pb	7.15	533.71	-0.018	1.020	-0.410	3.330	0.984
	CCC	l	1.00	3.00	540.39	0.000	1.020	0.233	2.715	0.995
	PDO	pb	l	3.81	538.84	0.000	1.020	-0.258	2.442	0.993
	EMI	l	l	4.00	541.60	0.001	1.020	-0.914	4.015	0.970↓
	M0	1.00	1.00	2.00	552.37	0.000	1.020	-0.066	3.164	0.992

Tabla B-7. Características de los modelos de covariable climática duración del estiaje. El tipo de dependencia de la covariable al parámetro está dado por pb = suavizado, l = lineal y 1.00= independiente

Estación	covariable	μ	σ	df	GAIC	Media	Varianza	Asimetría	Curtosis	Filliben
La Balsa	MEI	pb	pb	4.67	370.29	-0.013	1.032	-0.022	2.203	0.985
	ONI	pb	pb	4.00	367.53	-0.037	1.189	-0.563	4.034	0.977
	SST	pb	pb	4.44	371.30	-0.005	1.041	-0.109	2.378	0.988
	SOI	pb	l	5.79	368.85	0.006	1.043	-0.230	2.673	0.991
	CCC	l	l	4.00	368.89	0.046	0.919	0.049	2.219	0.992
	PDO	pb	1.00	4.23	372.90	-0.033	1.161	-0.382	2.978	0.984
	EMI	l	l	4.00	375.36	0.021	0.958	0.042	2.586	0.992
Juanchito	M0	1.00	1.00	2.00	375.78	0.018	0.971	0.032	2.379	0.995
	MEI	pb	l	4.80	446.48	-0.028	1.113	-0.267	2.278	0.986
	ONI	pb	l	4.00	444.41	0.025	0.933	-0.045	2.143	0.987
	SST	l	l	4.00	446.78	0.002	0.941	-0.020	2.046	0.987
	SOI	1.00	pb	4.19	444.26	-0.055	0.982	-0.223	2.450	0.992
	CCC	l	l	4.00	453.47	-0.002	1.071	-0.361	2.397	0.988
	PDO	1.00	pb	3.68	452.62	-0.020	0.939	-0.103	2.085	0.989
La Victoria	EMI	1.00	pb	3.44	449.76	0.012	0.871	-0.099	2.334	0.990
	M0	1.00	1.00	2.00	456.99	0.048	0.912	-0.140	1.893	0.983
	MEI	1.00	l	3.00	327.40	-0.168	1.249	-0.515	2.369	0.978
	ONI	1.00	l	3.00	327.06	-0.044	0.947	-0.492	2.985	0.989
	SST	1.00	l	3.00	325.98	-0.121	0.870	-0.150	1.960	0.982
	SOI	1.00	l	3.00	328.62	-0.004	0.865	-0.271	2.425	0.991
	CCC	1.00	pb	3.00	339.47	-0.040	1.028	-0.294	2.086	0.983
La Victoria	PDO	pb	1.00	6.63	336.23	-0.027	1.219	-0.845	3.739	0.970↓
	EMI	1.00	l	3.00	337.44	-0.013	0.997	-0.277	2.520	0.992
	M0	1.00	1.00	2.00	345.26	0.074	0.906	-0.172	2.128	0.986

Tabla B-8. Características de los modelos de covariable índice de embalse para las series duración de las crecidas

Estación	Modelo	μ	σ	df	AIC	Media	Varianza	Asimetría	Curtosis	Filliben
La Balsa	M0	1.00	1.00	2.00	474.21	-0.012	1.227	-0.748	3.474	0.977↓
	M3 (IE1)	1.00	cs(IE1)	3.00	466.42	-0.002	0.982	-0.047	2.518	0.995
	M3 (IE2)	1.00	cs(IE2)	6.00	454.89	-0.075	0.857	0.130	2.953	0.994
Juanchito	M0	1.00	1.00	2.00	463.50	0.003	0.978	0.148	2.253	0.991
	M3 (IE1)	1.00	cs(IE1)	3.12	462.83	-0.017	1.000	0.080	2.406	0.986
	M3 (IE2)	cs(IE2)	cs(IE2)	10.00	447.48	0.000	0.953	0.063	2.553	0.997
La Victoria	M0	1.00	1.00	2.00	456.03	-0.015	1.122	-0.357	2.995	0.990
	M3 (IE1)	1.00	1.00	2.00	456.03	0.002	1.035	-0.158	2.600	0.995
	M3 (IE2)	cs(IE2)	cs(IE2)	7.00	463.48	0.020	0.944	0.013	2.655	0.993

Tabla B-9. Características de los modelos de covariable índice de embalse para las series duración del estiaje anual

Estación	Modelo	μ	σ	df	AIC	Media	Varianza	Asimetría	Curtosis	Filliben
La Balsa	M0	1.00	1.00	2.00	375.78	-0.002	1.021	-0.014	2.301	0.994
	M3 (IE1)	cs(IE1)	cs(IE1)	4.17	375.61	-0.016	1.082	-0.242	3.180	0.993
	M3 (IE2)	cs(IE2)	1.00	6.00	354.79	0.013	0.965	-0.071	2.507	0.991
Juanchito	M0	1.00	1.00	2.00	456.99	-0.017	1.193	-0.642	2.986	0.979
	M3 (IE1)	cs(IE1)	cs(IE1)	4.07	452.71	0.001	1.032	-0.364	2.794	0.986
	M3 (IE2)	cs(IE2)	cs(IE2)	10.00	435.21	0.010	1.049	-0.620	2.821	0.976↓
La Victoria	M0	1.00	1.00	2.00	345.26	0.033	0.989	-0.129	1.798	0.979
	M3 (IE1)	IE1	IE1	4.00	346.53	0.041	1.029	-0.465	2.846	0.988
	M3 (IE2)	IE2	cs(IE2)	7.00	337.34	-0.108	1.040	-0.423	2.303	0.983

Tabla B-10. Comparación de calidad de ajuste de todos los modelos estación Salvajina

Modelo	Caudal diario máximo anual					Caudal mensual mínimo anual				
	M0	M1	M2	M3	M4	M0	M1	M2	M3	M4
μ	1	pb(t)	La Niña	pb(MEI)	pb(CP1)	1	t	La Niña	pb(SOI)	pb(CP1)
σ	1	1	La Niña	1	pb(CP1)	1	1	La Niña	pb(MEI)	pb(CP2)
df	2.00	3.49	6.00	8.35	8.59	2.00	3.00	6.00	7.04	10.10
AIC	641.14	638.33	637.85	623.09	622.15	416.45	408.75	402.91	383.95	388.44
media	0.00	0.00	-0.02	0.00	-0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
varianza	1.02	1.02	1.07	1.02	1.02	1.02	1.02	1.03	1.02	1.02
asimetría	0.18	0.30	0.09	-0.16	-0.12	0.61	0.78	0.11	0.13	0.33
curtosis	2.65	2.42	4.21	2.24	2.41	2.95	2.91	2.74	2.57	3.49
Filliben	0.99	0.99	0.98	0.99	0.99	0.98	0.97↓	1.00	0.99	0.98

Tabla B-11. Comparación de calidad de ajuste de todos los modelos estación La Balsa

Modelo	Caudal diario máximo anual					Caudal mensual mínimo anual				
	M0	M1	M2	M3	M4	M0	M1	M2	M3	M4
μ	1	pb(t)	La Niña	cs(MEI)	pb(CP1)	1	t	La Niña	cs(IE2)	pb(CP1)
σ	1	1	La Niña	ONI	pb(CP1)	1	1	La Niña	IE2	pb(IE2)
df	2.00	4.23	6.00	8.00	9.89	2.00	3.00	6.00	7.00	7.32
AIC	664.01	638.24	654.41	639.47	618.07	478.72	474.69	476.84	454.58	454.60
media	0.00	0.00	0.01	0.06	-0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
varianza	1.02	1.02	1.01	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02
asimetría	0.22	-0.15	0.40	0.16	0.61	-0.40	-0.23	-0.26	0.25	-0.03
curtosis	2.55	2.13	3.44	2.73	2.89	3.26	3.55	3.50	2.56	1.69
Filliben	0.99	0.99	0.98	0.99	0.98	0.99	0.99	0.99	0.99	0.97↓

Tabla B-12. Comparación de calidad de ajuste de todos los modelos estación Juanchito

Modelo	Caudal diario máximo anual					Caudal mensual mínimo anual				
	M0	M1	M2	M3	M4	M0	M1	M2	M3	M4
μ	1	1	La Niña	pb(ONI)	pb(CP1)	1	t	La Niña	cs(IE2)	pb(CP1)
σ	1	1	La Niña	pb(ONI)	pb(CP1)	1	1	La Niña	1.00	1
df	2.00	-	6.00	12.09	9.31	2.00	3.00	6.00	10.00	7.66
AIC	857.76	-	847.21	621.46	639.00	675.91	512.34	669.07	478.48	493.22
media	0.00	-	0.00	0.01	-0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
varianza	1.02	-	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02
asimetría	-0.27	-	-0.29	0.07	-0.25	0.21	0.06	0.18	0.13	0.06
curtosis	2.85	-	2.98	2.16	2.97	2.34	2.68	2.68	2.30	2.18
Filliben	1.00	-	1.00	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99

Tabla B-13. Comparación de calidad de ajuste de todos los modelos estación La Victoria

Modelo	Caudal diario máximo anual					Caudal mensual mínimo anual				
	M0	M1	M2	M3	M4	M0	M1	M2	M3	M4
μ	1	1	La Niña	pb(IE2)	pb(CP1)	1	t	La Niña	cs(MEI)	pb(CP1)
σ	1	1	La Niña	pb(ONI)	pb(IE2)	1	1	La Niña	1.00	pb(IE2)
df	2.00	-	6.00	6.01	6.18	2.00	-	6.00	10.00	9.76
AIC	669.60	-	653.39	620.77	625.63	552.37	-	654.67	508.48	518.15
media	0.00	-	-0.01	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00
varianza	1.02	-	0.97	1.02	1.02	1.02	-	1.06	1.02	1.02
asimetría	0.06	-	-0.30	-0.66	-0.70	-0.07	-	0.24	0.25	-0.78
curtosis	2.59	-	2.76	3.12	3.47	3.16	-	3.17	2.37	3.64
Filliben	0.99	-	0.99	0.98	0.98	0.99	-	0.99	0.99	0.98

ANEXO C

Tabla C-1. Variables hidrológicas de caudal diario máximo anual, duración de las crecidas en el río Cauca y volumen promedio anual en el embalse La Salvajina en el periodo 1965-2015. (-999) indica que no existe dato en la serie temporal. No incluye el dato de 1985 porque se adopta atípico por llenado del embalse

Año hidrológico inicial	Caudal diario máximo anual en m ³ /s				Duración de la crecida en días			Volumen en hm ³ Embalse
	Salvajina	La Balsa	Juanchito	La Victoria	La Balsa	Juanchito	La Victoria	
1965	402	698	732	805	30	21	26	-999
1966	903	1254	1057	1048	60	47	52	-999
1967	598	830	805	783	17	12	16	-999
1968	393	642	761	914	31	22	35	-999
1969	469	633	766	804	19	8	18	-999
1970	760	908	1067	1222	190	92	200	-999
1971	359	528	784	936	30	93	217	-999
1972	348	401	577	656	4	2	0	-999
1973	590	839	990	1219	156	131	185	-999
1974	407	614	792	1042	55	30	40	-999
1975	609	738	943	1317	89	71	84	-999
1976	330	310	420	587	2	0	0	-999
1977	317	470	647	888	20	11	25	-999
1978	390	502	818	837	17	17	15	-999
1979	308	379	608	892	22	9	18	-999
1980	483	594	771	978	44	39	42	-999
1981	437	668	857	972	82	55	67	-999
1982	423	529	748	962	84	56	74	-999
1983	370	455	770	853	26	19	26	-999
1984	465	569	1018	1214	58	46	69	-999
1986	309	332	533	761	16	2	18	463
1987	323	217	465	696	0	1	3	441
1988	650	568	929	1148	106	62	70	615
1989	433	350	624	705	22	5	5	598
1990	317	275	446	645	0	0	2	502
1991	293	245	362	486	0	0	0	490
1992	438	352	547	670	12	15	18	489
1993	464	664	750	885	52	24	33	602
1994	436	326	553	749	9	7	10	625
1995	436	542	724	845	70	35	46	658
1996	637	545	955	993	40	33	28	624
1997	347	312	701	785	2	3	6	412
1998	563	506	966	1166	115	117	132	628
1999	644	539	920	991	182	160	104	640
2000	219	366	614	775	185	3	102	478
2001	397	288	671	806	1	6	7	567
2002	233	292	524	730	1	3	3	558
2003	199	254	551	714	0	2	10	511
2004	269	395	552	721	21	4	6	473
2005	293	369	873	947	32	45	56	502
2006	300	335	666	877	7	17	16	540
2007	403	511	936	1054	43	141	90	611
2008	785	429	1009	1055	86	148	106	634
2009	311	249	764	724	0	6	5	523
2010	624	505	1052	1202	72	101	104	617
2011	682	524	1135	1205	107	115	111	530
2012	249	261	656	812	0	3	-999	412
2013	385	369	719	922	24	22	-999	561
2014	419	343	656	745	3	9	-999	542
2015	428	232	677	699	0	10	-999	369

Tabla C-2. Variables hidrológicas de caudal mensual mínimo anual y duración del estiaje en el río Cauca en el periodo 1965-2015. (-999) indica que no existe dato en la serie temporal. No incluye el dato de 1985 porque se adopta atípico por llenado del embalse.

Año hidrológico inicial	Caudal mensual mínimo anual en m ³ /s				Duración del estiaje en días		
	Salvajina	La Balsa	Juanchito	La Victoria	La Balsa	Juanchito	La Victoria
1965	45	58	78	108	57	101	74
1966	59	76	100	137	26	52	27
1967	50	71	84	117	27	64	34
1968	68	97	131	193	14	19	13
1969	47	61	86	122	55	72	41
1970	73	88	130	191	11	54	0
1971	83	124	163	277	0	4	0
1972	50	68	86	110	38	81	42
1973	107	131	177	231	0	5	0
1974	74	108	132	199	9	33	5
1975	109	157	216	315	1	0	0
1976	52	70	92	105	29	79	69
1977	57	82	116	146	15	70	28
1978	50	66	95	119	40	82	40
1979	63	92	124	174	18	33	15
1980	49	61	80	104	60	99	70
1981	55	85	116	180	15	69	15
1982	64	98	116	145	5	50	31
1983	46	69	82	111	38	97	61
1984	82	106	158	209	3	9	1
1986	58	100	165	192	6	7	2
1987	46	100	137	165	5	25	2
1988	74	120	221	307	0	0	1
1989	58	136	175	222	1	11	1
1990	49	95	130	156	5	33	11
1991	67	97	144	192	10	23	5
1992	40	75	102	129	52	152	93
1993	52	85	139	156	11	10	5
1994	56	109	155	165	0	2	0
1995	59	142	204	233	0	2	0
1996	51	134	173	215	2	2	0
1997	42	87	112	128	20	38	35
1998	49	106	145	184	6	13	5
1999	72	137	179	240	1	4	0
2000	78	64	187	220	37	2	0
2001	48	88	141	161	10	25	16
2002	40	101	148	154	3	11	18
2003	44	74	134	150	25	30	9
2004	37	71	122	131	37	75	35
2005	49	90	121	132	1	48	58
2006	43	99	150	179	3	8	4
2007	45	109	176	228	0	2	0
2008	92	161	281	359	0	0	0
2009	44	82	124	139	11	29	26
2010	65	129	250	309	0	0	0
2011	66	145	245	254	1	0	0
2012	43	91	127	145	3	41	-999
2013	48	122	201	200	2	1	-999
2014	36	119	170	149	1	6	-999
2015	34	38	86	64	101	91	-999