

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

**ESCUELA DE POSGRADO
DOCTORADO EN RECURSOS HÍDRICOS**



**“ESTIMACIÓN DE CONCENTRACIÓN DE LLUVIA
DIARIA Y EVENTOS HIDROLÓGICOS EXTREMOS EN
CUENCAS ANDINO-AMAZÓNICAS EMPLEANDO
PRECIPITACIÓN BASADA EN SATÉLITES”**

Presentada por:

RICARDO ZUBIETA BARRAGÁN

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE
DOCTORIS PHILOSOPHIAE EN RECURSOS HÍDRICOS**

Lima –Perú

2017

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

LA MOLINA

ESCUELA DE POSGRADO

DOCTORADO EN RECURSOS HÍDRICOS

**“ESTIMACIÓN DE CONCENTRACIÓN DE LLUVIA DIARIA Y
EVENTOS HIDROLÓGICOS EXTREMOS EN CUENCAS
ANDINO-AMAZÓNICAS EMPLEANDO PRECIPITACIÓN
BASADA EN SATÉLITES”**

TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE

Doctoris Philosophiae (Ph.D.)

Presentada por:

RICARDO ZUBIETA BARRAGÁN

Sustentada y aprobada ante el siguiente jurado:

Dr. Abel Mejía Marcacuzco
PRESIDENTE

Ph. D. Jhan Carlo Espinoza Villar
PATROCINADOR

Dr. Waldo Sven Lavado Casimiro
MIEMBRO

Ph. D. Eduardo Abraham Chavarri Velarde
MIEMBRO

Dr. Jorge Darwin Abad Cueva
MIEMBRO EXTERNO

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis ha sido desarrollada en el marco del observatorio SNO-HYBAM y gracias al proyecto N°397-PNICP-PIAP-2014 financiado por IMNOVATE-PERU, IGP e IRD. Agradezco al grupo de investigadores del SNO-HYBAM (IGP, IRD, UNALM y SENAMHI) por su apoyo en el desarrollo de esta tesis. Agradecer también al FONDECYT e INNOVATE-PERU por haber financiado mi participación en congresos científicos nacionales e internacionales.

Agradezco a todas las personas que me apoyaron en el desarrollo de esta tesis por sus aportes y en mi formación como ingeniero: profesores de las Universidades Agraria La Molina y Federico Villarreal, colegas del Instituto Geofísico del Perú, Amigos y Familia.

Asimismo, a Walter Collischonn y Diogo Buarque del Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) de la Universidad Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre – Brasil.

ÍNDICE GENERAL

AGRADECIMIENTOS	iv
ÍNDICE GENERAL	v
ÍNDICE DE CUADROS	vii
ÍNDICE DE FIGURAS	ix
ÍNDICE DE ANEXOS	xiv
RESUMEN	xv
I. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Justificación de la investigación	1
1.2. Ciclo hidrológico y eventos hidrológicos extremos.....	2
1.3. Impactos de eventos de precipitación extrema	4
1.4. Área de estudio	5
1.5. Precipitación obtenida a partir de satélites.....	8
1.6. Objetivos.....	9
1.6.1. Objetivo principal.....	10
1.6.2. Objetivos específicos.....	10
II. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA	12
2.1. Circulación atmosférica en la cuenca amazónica	12
2.2. Distribución espacial y ciclo anual de las precipitaciones.....	14
2.3. Eventos hidrológicos extremos	17
2.4. Tendencias de la precipitaciones y temperatura	19
2.5. Estimaciones de precipitación a partir de técnicas de sensores múltiples y su uso en el modelado lluvia-escorrentía.....	20
2.6. Estudios acerca de la concentración de lluvia en diversas regiones del mundo	22
2.7. Modelos hidrológicos agregados y distribuidos	23
2.8. Entidades hidrológicas base para modelización hidrológica distribuida	26
2.9. Sistemas de información geográfica (SIG) para modelización hidrológica	27
III. MATERIALES Y METODOLOGÍA	30
3.1. MATERIALES	30
3.1.1. Información SIG y Cartografía temática.....	30
3.1.2. Datos hidrológicos observados.....	32
3.1.3. Datos de precipitación observada andina y amazónica.....	35
3.1.4. Datos de variables climáticas proveniente de Reanálisis	40

3.1.5.	Datos de estimaciones de precipitación satelital a partir de productos GPM-IMERG, TMPA V7, TMPA RT, CMORPH Y PERSIANN	43
3.2.	METODOLOGÍA	45
3.2.1.	Concentración de precipitación diaria (IC)	45
3.2.2.	Análisis de tendencias de índice de concentración de la cuenca del río Mantaro	50
3.2.3.	Interpolación espacial de IC	52
3.2.4.	Modelización Hidrológica Distribuida.....	53
3.2.5.	Calibración de modelo MGB-IPH.....	57
3.2.6.	Análisis de precipitación y caudales	60
IV.	RESULTADOS Y DISCUSIONES	63
4.1.	Concentración de precipitación diaria en la cuenca amazónica.....	63
4.2.	Estacionalidad de las precipitaciones y su relación con el IC de la cuenca Amazónica.	67
4.3.	Estimación de concentración de precipitación diaria a partir de datos de satélite en la cuenca amazónica.....	70
4.4.	Análisis espacio-temporal de concentración de precipitación diaria a partir de datos in-situ: Caso cuenca del río Mantaro.....	74
4.4.1.	Resultados generales de índices de lluvia	74
4.4.2.	Distribución espacial de la intensidad de la lluvia diaria y el índice de concentración	77
4.4.3.	Distribución espacial porcentual de días con lluvia y cantidad de lluvia....	82
4.4.4.	Tendencias en la concentración de la precipitación diaria en la cuenca del río Mantaro	85
4.5.	Estimación de eventos hidrológicos extremos a partir de datos de satélite empleando modelo MGB-IPH	87
4.5.1.	Resultados de modelo hidrológico	90
4.6.	Modelización hidrológica empleando nueva base de datos GPM-IMERG	96
4.6.1.	Comparación de GPM-IMERG vs otros conjuntos de datos de precipitaciones	96
4.6.2.	Simulación de caudales	102
4.7.	Análisis de evapotranspiración	107
V.	CONCLUSIONES	110
VI.	PERSPECTIVAS	116
VII.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	119
	ANEXOS	139

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1. Historia de eventos de sequía (drought en ingles) e inundaciones (flood en ingles) relacionadas a El Niño, La Niña y condiciones de la TSM en el Atlántico. tropical (Marengo y Espinoza, 2015).	18
Cuadro 2. Nombre, Altitud, Río, Área hasta ubicación de estaciones hidrométricas, caudales medio, máximo y mínimo de estaciones hidrológicas.....	33
Cuadro 3. Nombre de estación pluviométrica, días con lluvia en el año (lluvia mayor a 0.1 mm), altitud y precipitación media anual.	38
Cuadro 4. Clasificación de variable climática de Reanálisis recopilada para el periodo 1974-2015 (NCEP-DOE, Kanamitsu et al., 2002).	42
Cuadro 5. Resumen de principales características de estimaciones de lluvia por satélite empleadas en este estudio.....	45
Cuadro 6. Distribución de frecuencias en clases de 1 mm, frecuencias relativas acumuladas de días con lluvia (X) y porcentaje del total de Precipitación (Y) para la estimación de una curva empírica de concentración mostrada en la Figura 18 (Basado en Martin-Vide, 2004).	46
Cuadro 7. Conjunto de parámetros iniciales para calibración automática en la cuenca amazónica de Perú y Ecuador empleando datos TMPA V7 (Fuente: Zubieta, 2013)....	58
Cuadro 8. Resumen de coeficientes de detección eventos de lluvia.	61
Cuadro 9. Lista de índices	75
Cuadro 10. Resultados generales de índices de lluvia diaria.	76
Cuadro 11. Coeficiente de correlación (mayores valores en negrita) de índices de precipitación evaluados entre demás índices: Longitud, Latitud, Altitud, Aspecto, Pendiente, promedio de lluvia por día con lluvia (RD), contribución (%) de días con lluvia y cantidad de lluvia para eventos bajos, moderados, altos, muy altos y extremos en intensidad.	76
Cuadro 12. Constantes a y b obtenidos a partir de curvas exponenciales, índice de concentración (IC), porcentaje de lluvia contribuida por el 25% de los días más lluviosos.....	78
Cuadro 13. Parámetros de calibración promedio para unidad de respuesta hidrológica	90

Cuadro 14. Resumen de resultados de modelización hidrológica en 18 estaciones hidrológicas en la cuenca amazónica de Perú y Ecuador.	91
Cuadro 15. Índices Heidke Skill Score (HSS) para las estaciones de Requena (Cuenca Ucayali) y San Regis (Cuenca Marañón) para percentiles 5, 10, 90 y 95.	92
Cuadro 16. Resumen de los resultados de la modelización para 11 estaciones hidrológicas en la cuenca amazónica de Perú y Ecuador.	106
Cuadro 17. Precipitación promedio diaria (P) (mm/día), escorrentía promedio(R) (mm/día) y evapotranspiración (ET) (mm/día) en estaciones seleccionada para el periodo 2003-2009.....	108

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Balance hídrico promedio global anual en unidades relativas de un valor de 100 para la tasa de precipitación terrestre (Chow, 1959).	3
Figura 2. Modelo de elevación digital, países y principales ríos de la cuenca amazónica.	5
Figura 3. a) Mapa de unidades hidrográficas del Perú (ANA-Perú), límite de la cuenca amazónica de Perú y Ecuador delimitado hasta la estación de Tabatinga (CAPE) y principales ríos. b) Mapa de ubicación de la cuenca del río del Mantaro a partir de un DEM.	6
Figura 4. Altura geopotencial promedio (contornos en m) y vientos (flechas rojas, en m/s) a 850 hPa (datos de reanálisis ERA-40) para el periodo de 1975-2002 (en a y b). En color azul se muestra la precipitación de CMAP para el periodo de 1979-2002. a) verano austral (diciembre a febrero) y b) invierno austral (junio a agosto). La Cuenca del Amazonas (norte) y de La Plata (sur) se resaltan en negro. Además, se indican de los diferentes sistemas climáticos mencionados. Adaptado de Espinoza et al. (2013b). 13	
Figura 5. Precipitación total anual de la cuenca amazónica usando datos observados para el periodo 1975-2003 (Espinoza et al., 2009a).	15
Figura 6. a) régimen de lluvia en la cuenca amazónica peruano ecuatoriana (8 estaciones), cada figura corresponde a un régimen de precipitación (1-enero / 12-diciembre) para el periodo 1975-2013 (Espinoza et al., 2009a), b) curvas de duración para 10 estaciones hidrológicas de la cuenca amazónica peruana (Zubieta, 2013).	16
Figura 7. Clasificación de modelos hidrológicos en función a unidades básicas a) Agregado, b) Semidistribuido, c) Distribuido (una aproximación detallada es presentada en la Figura 8). Fuente: Chong-yu Xu, (2002).	25
Figura 8. Esquema básico para la obtención de una unidad de respuesta hidrológica (Fuente: Manuales y presentaciones de modelo MGB-IPH, https://www.ufrgs.br/hge/mgb-iph/).	27
Figura 9. Representación de modelos raster y vectorial (Fuente: http://desktop.arcgis.com).	28

Figura 10. Representación de la Abstracción del Mundo Real (Fuente: http://desktop.arcgis.com).	28
Figura 11. Modelo de elevación digital de la cuenca amazónica de Perú y Ecuador a partir de SRTM 90m (Fuente: Zubieta, 2013).	31
Figura 12. Lista de estaciones hidrométricas para datos observados entre 1981 y 2015 (periodos variados), provenientes del observatorio SON-HYBAM, disponibilidad total (amarillo) y parcial (verde).	32
Figura 13. Mapa de estaciones de estaciones hidrológicas observadas, cuyas características son listadas en el Cuadro 2 (hasta la estación hidrométrica Tabatinga). 34	
Figura 14. Precipitación media anual (mm/año) a partir de a) datos atmosféricos NCC NCC (NCEP / NCAR), b) HOP-HYBAM y c) diferencia entre a y b (Fuente: Guimberteau et al., 2012).	36
Figura 15. a) mapa de ubicación de la cuenca del río Mantaro, b) Mapa de estaciones pluviométricas observadas, cuyas características son listadas en el Cuadro 3.	37
Figura 16. Distribución espacial de estaciones pluviométricas para datos recopilados en el periodo 2014-2015.	40
Figura 17. Grillado de datos de precipitación del NCEP/NCAR (Fuente: Zubieta, 2013).	41
Figura 18. Curva de concentración empírica y de ajuste exponencial.	49
Figura 19. Curva de concentración para las estaciones Trinidad-Aeropuerto (Bolivia, línea negra), Cerro de Pasco (Perú, azul) y Manaus (Brasil) en A, B y C respectivamente.	50
Figura 20. Discretización de la cuenca para la obtención de unidades de respuesta hidrológica (adaptado a partir de Kouwen y Mousavi, 2002).	54
Figura 21. Balance hídrico del suelo en cada URH de un píxel (Fuente: Collischonn et al., 2007a).	55
Figura 22. Mapa de subcuencas adoptado a partir de la ubicación de estaciones hidrológicas, la lista de estaciones están en el Cuadro 2.	59
Figura 23. a) promedio de cantidad de lluvia por día con lluvia (mm/año), b) índice de concentración de lluvia diaria, para el periodo 1980-2009 (distribución de estaciones pluviométricas), c) contribución de cantidad de lluvia (%) para eventos de lluvia extrema (lluvia mayor al percentil 90).	64

Figura 24. Distribución espacial de IC estacional de la cuenca amazónica para los periodos de a) estiaje (Junio-Noviembre) y b) avenidas (Diciembre-Mayo). diagrama de dispersión y regresión lineal entre IC estacional y anual (debajo).	68
Figura 25. Índice de concentración y coeficiente de variación, a) Línea de regresión entre el coeficiente de variación estacional (sVC) y el índice de concentración IC, b) Distribución espacial del error obtenido entre sVC e IC (el error de un punto es el valor del punto menos el valor pronosticado, es decir, el valor que se obtendría de la línea de regresión en el recuadro a, c) Frecuencia relativa de la precipitación diaria entre diciembre y febrero encontrada en la Amazonia boliviana (z-Bolivia) y el sureste de Amazonia brasileña (z-Brasil). Tanto z-Bolivia y z-Brasil se pueden observar en el recuadro b.	69
Figura 26. Error relativo (% BIAS) del IC estimado a partir de datos obtenidos por satélite: a) TMPA V7 (2001-2009), b) TMPA RT (2001-2009) c) CMORPH (2002-2009) d) PERSIANN (2001-2009) comparado con datos obtenidos a partir de pluviómetros (HOP, 2001-2009).	71
Figura 27. Distribución espacial de coeficientes de correlación (%) entre IC estimados a partir de datos HOP y aquellos obtenidos por satélite : a) TMPA V7, b) TMPA RT c) CMORPH d) PERSIANN comparado con datos basados en pluviómetros (HOP). Series de tiempo de IC fueron calculados para cada grilla considerando 2 valores anuales (periodo de avenidas y de estiaje) para el periodo 2001-2009 (excepto CMORPH el cual es 2002-2009).	72
Figura 28. a) Distribución espacial de promedio de cantidad de lluvia por día con lluvia (RD) mm/día, b) distribución espacial del índice de concentración y estaciones pluviométricas.	78
Figura 29. Distribución espacial de índice de concentración estacional para período de a) intensas precipitaciones (enero-marzo), b) periodo de estiaje (mayo-agosto) y c) periodo de inicio de lluvias (octubre-diciembre).	81
Figura 30. Distribución espacial del porcentaje de contribución promedio de días con lluvia y cantidad de lluvia en el periodo 1974-2004 para eventos de intensidad: a y b) baja, c y d) moderada, e y f) alta, g y h) muy alta.	82
Figura 31. Porcentaje de contribución de cantidad de lluvia del total de lluvia anual para eventos de intensidad extrema (eventos que exceden el percentil 90).	83

Figura 32. Índices de concentración estacionales (1964-2010) en la cuenca del río Mantaro para diferentes niveles de significancia (NS): a) Enero-Marzo, b) Mayo-Agosto, c) Octubre-Diciembre.	86
Figura 33. Precipitación media anual estimada a partir de a) HOP, b) TMPA V7, c) TMPA RT de la cuenca amazónica de Perú y Ecuador, para cada conjunto de datos (periodo 2003-2009).	87
Figura 34. Distribución espacial de error medio relativo (% PBIAS) con respecto a HOP de a) TMPA V7, b) TMPA RT de la cuenca amazónica de Perú y Ecuador (periodo 2003-2009).	88
Figura 35. Promedio de lluvia mensual en el periodo 2003-2009 y ubicación para las cuencas de los ríos a-b) Ucayali (hasta la estación de Requena) y c-d) Marañón (hasta la estación San Regis), para los productos de precipitación TMPA RT, TMPA V7 y HOP (Observado).	89
Figura 36. Mapa de coeficientes Nash-Sutcliffe de la cuenca amazónica de Perú y Ecuador obtenidos a partir de datos TMPA RT (periodo 2005-2012).	92
Figura 37. Hidrograma de caudales en la estación de Requena de enero 2005 a diciembre 2012 para a) TMPA V7 y b) TMPA RT. Las líneas intermitentes indican los percentiles 10 y 90 de las series observadas.	93
Figura 38. Hidrograma de caudales en la estación San Regis de enero 2005 a diciembre 2012 para a) TMPA V7 y b) TMPA RT. Las líneas intermitentes indican los percentiles 10 y 90 de las series observadas.	95
Figura 39. Precipitación total anual estimada a partir de (a) Lluvia observada-pluviómetros (b) GPM-IMERG, (c) TMPA V7, (d) TMPA RT sobre la cuenca amazónica de Perú y Ecuador (periodo 2014-2015).	97
Figura 40. Evaluación de datos de lluvia observada y satélite en la cuenca del río Ucayali, (a) Lluvia promedio mensual para cada conjunto de datos en la cuenca del río Ucayali (hasta la estación de Requena) (b) Número de eventos de lluvia correctamente detectados, (c) Número de eventos de lluvia no correctamente detectados, (d) número de eventos de lluvia detectados pero no observados (falsas alarmas), (e) suma de casos donde ningún evento observado ni detectado ocurrieron (f) índice de sesgo frecuencial (FBI, frequency bias index), (g) probabilidad de detección (POD, probability of	

detection), (h) relación de falsas alarmas (FAR, false alarm ratio), y (i) puntuación de amenaza equitativa (ETS, equitable threat score). 98

Figura 41. Evaluación de datos de lluvia observada y satélite en la cuenca del río Huallaga. (hasta la estación de Chazuta) (b) número de eventos de lluvia correctamente detectados, (c) número de eventos de lluvia no correctamente detectados, (d) número de eventos de lluvia detectados pero no observados (falsas alarmas), (e) suma de casos donde ningún evento observado ni detectado ocurrieron (f) índice de sesgo frecuencial (FBI, frequency bias index), (g) probabilidad de detección (POD, probability of detection), (h) relación de falsas alarmas (FAR, false alarm ratio), y (i) puntuación de amenaza equitativa (ETS, equitable threat score). 99

Figura 42. Coeficientes Nash-Sutcliffe de la cuenca amazónica de Perú y Ecuador obtenidos a partir de datos a) Lluvia observada (pluviómetros), b) GPM-IMERG, c) TMPA V7 y d) TMPA RT..... 101

Figura 43. Diagramas de Taylor, mostrando la comparación estadística de coeficiente de variación (%), Diferencia de error medio cuadrático (%) y coeficiente de correlación entre caudales observados y modelados obtenidos a partir de datos basados en satélites tales como TMPA V7 (V7), TMPA RT (RT), GPM-IMERG (GPM), Pluviómetros (PLU) para seis cuencas monitoreadas en las estaciones : a) Chazuta (CHA) b) Km105 (KM), c) Mejorada (ME), d) Lagarto (LA), e) Pucallpa (PU), y f) Requena (RE). 103

Figura 44. Hidrograma de caudales observados y simulados en la estación KM105 (KM) de marzo 2014 a junio 2015 obtenidos a partir de: (a) Lluvia observada-pluviómetros, (b) GPM-IMERG (c) TMPA V7 y (d) TMPA RT. (e) localización de la subcuenca hasta la estación KM 105. Hidrograma de caudales observados y simulados en la estación Pucallpa (PU) de marzo 2014 a junio 2015 obtenidos a partir de: (f) Lluvia observada-pluviómetros, (g) GPM-IMERG (h) TMPA V7 y (i) TMPA RT. (j) localización de la subcuenca hasta la estación Pucallpa..... 105

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1. Lista de estaciones pluviométricas para datos recopilados en el periodo 2014-2015 (Fuente: SENAMHI).	139
Anexo 2. Evaluación de interpolación	145
Anexo 3. Artículo científico sometido	146
Anexo 4. Artículo científico publicado 1	147
Anexo 5. Artículo científico publicado 2	148
Anexo 6. Artículo científico publicado 3.	149
Anexo 7. Ejemplo de parámetros de calibración.....	150

RESUMEN

La precipitación concentrada durante varios días tienen un alto potencial para ocasionar erosión del suelo, deslizamientos, inestabilidad de taludes e inundaciones. En la última década, las cuencas andino-amazónicas han sido frecuentemente afectadas por eventos hidrológicos extremos tales como las intensas sequías en 2005 y 2010 e inundaciones en 2009, 2012 y 2014. Los datos de precipitación estimada por satélite empleados para la estimación de concentración de lluvia diaria pueden ser fuente alternativa en regiones donde la disponibilidad de datos de lluvia es limitada. Además, estos datos pueden ser utilizados como entrada a modelos hidrológicos distribuidos para la comprensión y evaluación de eventos hidrológicos extremos. La aplicación de estos datos satelitales en estudios hidrológicos y climáticos requiere una estricta evaluación para su uso en sistemas de previsión de eventos extremos. En este trabajo, conjuntos de precipitación estimado a partir de satélite son evaluados con respecto a datos observados (pluviómetros) en la cuenca amazónica peruana y ecuatoriana. Hasta cinco productos de precipitación deducidos de datos satelitales (TMPA V7, TMPART, CMORPH, PERSIANN y GPM-IMERG) se utilizaron como datos forzantes para la estimación del índice de concentración (IC) de lluvia diaria y simulaciones de caudales diarios usando el modelo hidrológico distribuido de grandes cuencas (MGB – IPH). Se emplearon datos de caudales diarios de hasta 20 estaciones hidrométricas provenientes del observatorio SNO-HYBAM. Los hallazgos de esta tesis sugieren que las estimaciones de precipitación de CMORPH y TMPA V7 son más fiables que los proporcionados por TRMM RT o PERSIANN en la reproducción de la variabilidad temporal de los IC. Por otro lado, los resultados de la modelización hidrológica también indican la utilidad de datos TMPA RT para estimar los caudales observados en regiones andino-amazónicas (cuenca del río Ucayali, en el sur de la cuenca amazónica de Perú y Ecuador). Así, la estimación de caudales empleando TMPA RT (NS ~ 0.82) es ligeramente mejor que con otros datos satelitales tales como TMPA V7 y GPM-IMERG (NS~ 0.78).

Palabras claves: Concentración de precipitación, Amazonas, Andes, eventos extremos, caudales, Perú.

ABSTRACT

The concentration of precipitation for many consecutive days has a strong potential for leading soil erosion, landslides, slope instability, and flooding. In the last decade, Andean-Amazonian basins have been frequently affected by extreme hydrological events such as strong droughts in 2005 and 2010 and floods in 2009, 2012, and 2014. Satellite-based precipitation datasets are currently used for estimating concentrations of daily rainfall, but at the same time they also might be an alternative in regions where rainfall data availability is scarce. In addition, these datasets can be used as input to distributed hydrological models for understanding and evaluation of extreme hydrological events. The application of these satellite datasets in the hydrological and climatic studies requires a strict evaluation for using in extreme event forecasting systems. In this thesis, several satellite-based precipitation datasets are evaluated with respect to observed data (rain gauges) in the Peruvian and Ecuadorian Amazon Basin. Five precipitation datasets derived from satellite data (TMPA V7, TMPART, CMORPH, PERSIANN, and GPM-IMERG) were used as forcing data to estimate daily rainfall concentration (CI) and daily streamflow using a large-scale distributed hydrological model (MGB - IPH). Daily streamflow data of 20 hydrometric stations from SNO-HYBAM observatory were used. The main findings of this thesis evidence that the estimation of CMORPH and TMPA V7 are better than TRMM RT, PERSIANN for simulating the temporal variability of the CIs. On the other hand, the results of hydrological modeling indicate that TMPA RT data is better than the rest of data for estimating the observed streamflows in the Andean-Amazonian regions (Ucayali River basin, which is located in the southern Amazon basin of Peru and Ecuador). Thus, TMPA RT (NS ~ 0.82) estimates streamflow better than the rest of satellite data such as TMPA V7 and GPM-IMERG (NS~ 0.78).

Keywords: Precipitation concentration, Amazonas, Andes, extreme event, streamflows, Peru.

I. INTRODUCCIÓN

1.1. Justificación de la investigación

En la última década, cuencas andino-amazónicas han sido afectadas por eventos hidrológicos extremos tales como las intensas sequías de 2005 y 2010 (Marengo et al, 2008; Marengo et al, 2011; Espinoza et al, 2011) e inundaciones en 2009, 2012 y 2014 (Espinoza et al, 2012; 2013a; 2014; Marengo y Espinoza, 2015). Además de haberse identificado un incremento de la concentración de sedimentos en el río Amazonas (Martinez et al., 2009) y por tal un incremento de la erosión de suelos, en el periodo 2010-2011 (Espinoza et al., 2012; Espinoza et al., 2016). Esto ha generado diversos impactos no solo en ecosistemas, biodiversidad u procesos ecológicos, sino también a la sociedad en su conjunto, produciendo grandes pérdidas económicas (Fundación Bustamante, 2010). Grandes cantidades de lluvia que puede precipitar durante algunos días tienen un alto potencial para ocasionar erosión de suelo, deslizamientos, inestabilidad de taludes e inundaciones (Coscarelli y Caloiro, 2012). No obstante, hay un desconocimiento acerca de la estructura estadística de la precipitación diaria en cuencas andino-amazónicas. La cuantificación confiable de esta lluvia es relevante para analizar la probabilidad regional de eventos de precipitación extrema. Asimismo, la simulación de caudales diarios a partir de modelos de lluvia-escorrentía es a menudo insatisfactoria debido a que la variabilidad espacial de la lluvia está pobremente representada en regiones donde los datos son escasos y la topografía compleja. Este es el caso de la cuenca amazónica (CA), debido a la presencia de la cordillera de los Andes y la alta variabilidad espacial de las precipitaciones (Espinoza et al, 2009a; Espinoza et al, 2015). Para un mejor análisis, es necesario un monitoreo detallado a partir de estaciones pluviométricas en grandes regiones. La incertidumbre en la cuantificación de la precipitación diaria alrededor del pluviómetro se incrementa con la disminución de la densidad de estas estaciones. Una fuente alternativa de datos diarios ante estos inconvenientes es el uso de lluvia estimada por sensoramiento remoto, ya que estos proporcionan datos uniformemente distribuidos tanto espacial como temporalmente. Las estimaciones de precipitación provenientes de satélites son actualmente objeto de estudio por parte de la comunidad científica en todo el mundo. La evolución de la

tecnología satelital en las últimas dos décadas, además de su aplicabilidad en estudios hidrológicos o climáticos hacen importante su evaluación con fines de mejorar la previsión y monitoreo de eventos extremos.

1.2. Ciclo hidrológico y eventos hidrológicos extremos

La distribución y circulación del agua en la Tierra, además de sus propiedades físicas y químicas, su interacción con el ambiente y los seres vivos es abarcada por las ciencias hídricas (Chow, 1959). Puede considerarse que la hidrología abarca todas las ciencias hídricas, la cual puede definirse como el estudio del ciclo hidrológico (Figura 1). Las variables más importantes del ciclo hidrológico son la precipitación, evapotranspiración, temperatura, humedad del aire y los vientos, siendo los últimos tres influyentes si ejercen cambios en la precipitación o evapotranspiración (Monsalve, 1999). El agua proveniente de las lluvias puede ser interceptada por la vegetación, evaporarse o convertirse en flujo superficial o subsuperficial drenando a ríos como escorrentía o percolar profundamente el suelo para recargar aguas subterráneas para después emerger en manantiales o fluir finalmente hacia ríos y el mar (Chow, 1959; Figura 1).

Para estimar el comportamiento de las variables del ciclo hidrológico en una cuenca hidrográfica es usual poder emplear modelos hidrológicos, como una representación aproximada del balance hídrico. Para una óptima toma de decisiones por parte de las autoridades nacionales, regionales o locales, la modelización hidrológica resulta de gran importancia, ya que es útil para estudiar el comportamiento de los regímenes de caudales ante variaciones de sus principales componentes como la lluvia o evapotranspiración (cantidad de agua del suelo que vuelve a la atmósfera como consecuencia de la evaporación y de la transpiración de las plantas). Apoyados en esta modelización, podemos tener una mejor comprensión de los procesos físicos hidrológicos que ocurren en la cuenca hidrográfica. Es función principal de estos modelos poder realizar simulaciones de caudales mediante simplificaciones matemáticas de los procesos físicos en la cuenca. Según Marchandise (2007) los modelos hidrológicos precipitación-escorrentía pueden ser clasificados de acuerdo a su naturaleza conceptual de unidad física, donde se representan los procesos que ocurren

dentro de la cuenca a través de esquemas y algoritmos simplificados determinísticos. Los resultados de la modelización de caudales pueden tener la capacidad de representar caudales observados históricos, más aun de poder estimar eventos hidrológicos extremos.

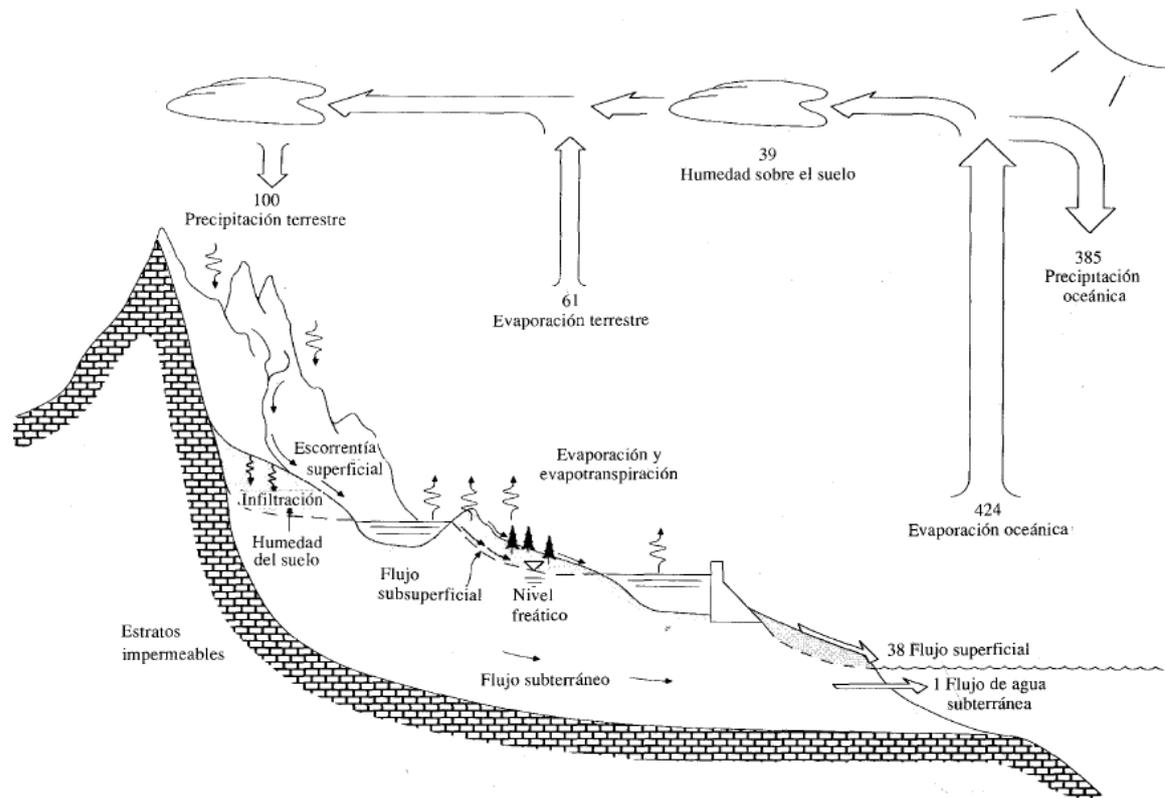


Figura 1. Balance hídrico promedio global anual en unidades relativas de un valor de 100 para la tasa de precipitación terrestre (Chow, 1959).

Un evento hidrológico extremo puede ser definido como un evento de descarga que no ocurre frecuentemente, tal como eventos de sequía o inundación que superan un valor umbral basados en el registro histórico. Estos eventos varían a partir de condiciones normales a severas en intensidad y duración, que pueden tener altos impactos medio-ambientales y sociales. La precipitación es una de los componentes más importantes del ciclo hidrológico y es entrada clave para aplicaciones de la modelización hidrológica. La cuantificación de la distribución espacio-temporal de la lluvia es primordial para el análisis de los eventos hidrológicos extremos en tiempo real o casi real. No obstante, en

países en desarrollo, las redes meteorológicas e hidrológicas pueden ser escasas o incluso inexistentes, lo cual hace necesario una evaluación profunda de la calidad de los datos satelitales, como fuente de datos para hidrología.

1.3. Impactos de eventos de precipitación extrema

Uno de los aspectos más importantes del estudio del clima es la variabilidad espacial y temporal de la precipitación. Con el cambio climático es probable que la frecuencia de intensas precipitaciones o la proporción de la cantidad de precipitación total a partir de intensas precipitaciones pueda incrementarse en regiones tropicales en el siglo XXI (IPCC, 2012). De hecho, se ha identificado una disminución significativa en el número de días lluviosos y un aumento significativo en los valores de intensidad de precipitación en muchos lugares del mundo, como China (Ren et al., 2000; Gong y Ho, 2002; Zhai et al., 2005) y America (Karl et al., 1996, Espinoza et al., 2016).

Esta precipitación extrema concentrada en pocos días puede incrementar la frecuencia de problemas ambientales como riesgo de erosión de suelos, deslizamientos e inundaciones (Coscarelli y Caloiero, 2012). Además de incrementos en niveles de ríos y provocar desbordes que pueden afectar el redimiento de cultivos y por tal a la economía de la población (Coomes et al., 2016). Por otro lado, grandes periodos sin lluvia puede impactar severamente en cultivos por secano, que son habitualmente desarrolladas en regiones andinas. Asimismo, posibles impactos de cambio climático en regiones amazónicas pueden ser caracterizados mediante incremento de caudales y áreas inundadas a mediados del siglo XXI (Guimberteau et al, 2013; Langerwisch et al, 2013; Sorribas et al, 2016).

Numerosos estudios de la variabilidad de la precipitación ha sido desarrollado empleando datos mensuales en regiones andino-amazónicas mediante técnicas estadísticas (Buytaert et al. 2006; Celleri et al. 2007; Silva et al. 2008; Espinoza et al. 2009a; Lavado et al. 2012; entre otros). Sin embargo, la precipitación diaria no ha sido investigada al mismo nivel que la precipitación mensual, estacional u anual en regiones andino amazónicas (Zubieta y Saavedra, 2013; Espinoza et al. submitted). Información acerca de eventos extremos está usualmente oculta en estudios con información a escalas mensual o anual. De hecho, eventos de precipitación diaria pueden contribuir

una gran cantidad de la precipitación total a pesar que pueda ser menos frecuente (Brooks y Carruthers, 1953; Jolliffe y Hope, 1996). En general, eventos climáticos extremos como precipitación o temperatura por encima o debajo de un umbral climático estadístico, pueden ser caracterizados mediante índices de condiciones extremas (Zhang et al., 2011; Espinoza et al. 2016).

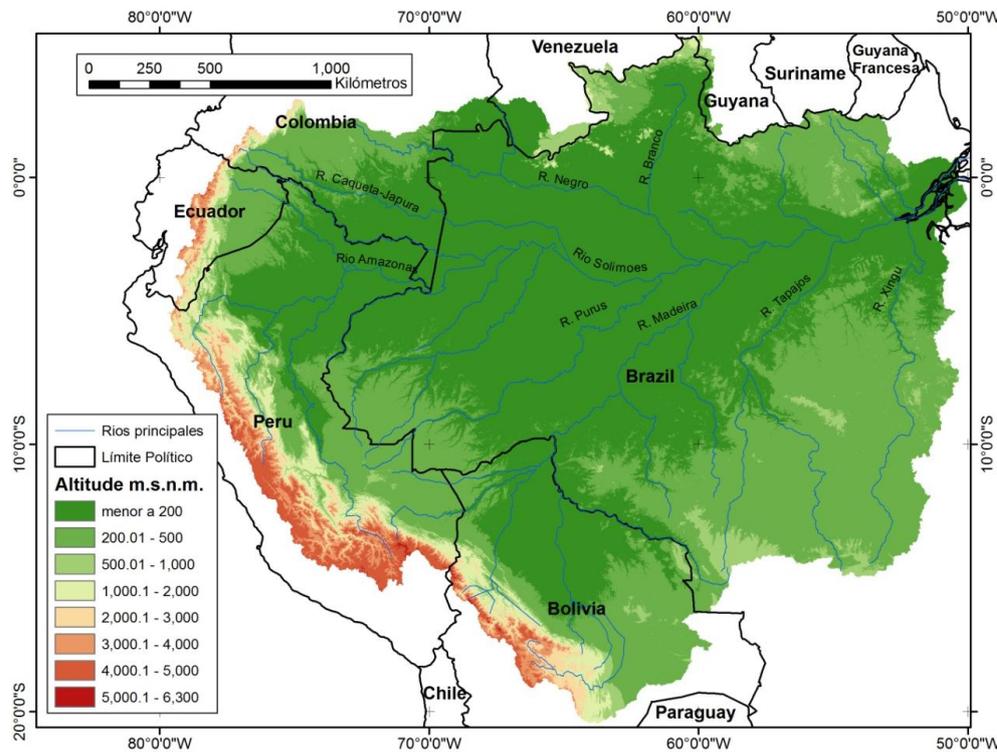


Figura 2. Modelo de elevación digital, países y principales ríos de la cuenca amazónica.

1.4. Área de estudio

La CA abarca un área de 6 000 000 km², extendiéndose desde 5.4°N – 20.5°S y 50°W - 79.5°W, desde los Andes tropicales hacia el Océano Atlántico, con altitudes que van aproximadamente desde 60 hasta 6300 m.s.n.m. La CA es la cuenca hidrográfica más grande del mundo y cubre siete países: Brasil (63%), Perú (16%), Bolivia (12%), Colombia (6%), Ecuador (2%), Venezuela y Guyana (1%) (Figura 2). Su caudal promedio es alrededor de 209 000 m³/s, el cual corresponde aproximadamente a 17% de las aguas dulces que drenan de los continentes a los océanos (Callede et al., 2010). Además, la CA es considerada como una de las regiones más lluviosas y de mayor

fuentes de vapor de agua en el mundo (Johnson, 1976; Ratisbona, 1976; Salati et al, 1978; Figueroa y Nobre, 1990).

El río Amazonas drena las aguas de gran parte de la cuenca amazónica de Perú y Ecuador (CAPE) y es el principal tributario oeste de la CA, aguas abajo a partir del cual se inicia el río Solimões en Brasil (Figura 3a). La CAPE ocupa el 14% de la cuenca Amazónica y está ubicada en la parte oeste de la cuenca amazónica (Figuras 2 y 3a). En esta región se distinguen principalmente dos regiones naturales, la primera región consiste en planicies de tierras bajas o llanura amazónica (< 800 msnm), la segunda en una de las más pronunciadas y altas de la tierra debido a la presencia de la cordillera de los Andes (4000 msnm, en promedio) (ACTO, 2005) (Figura 2).

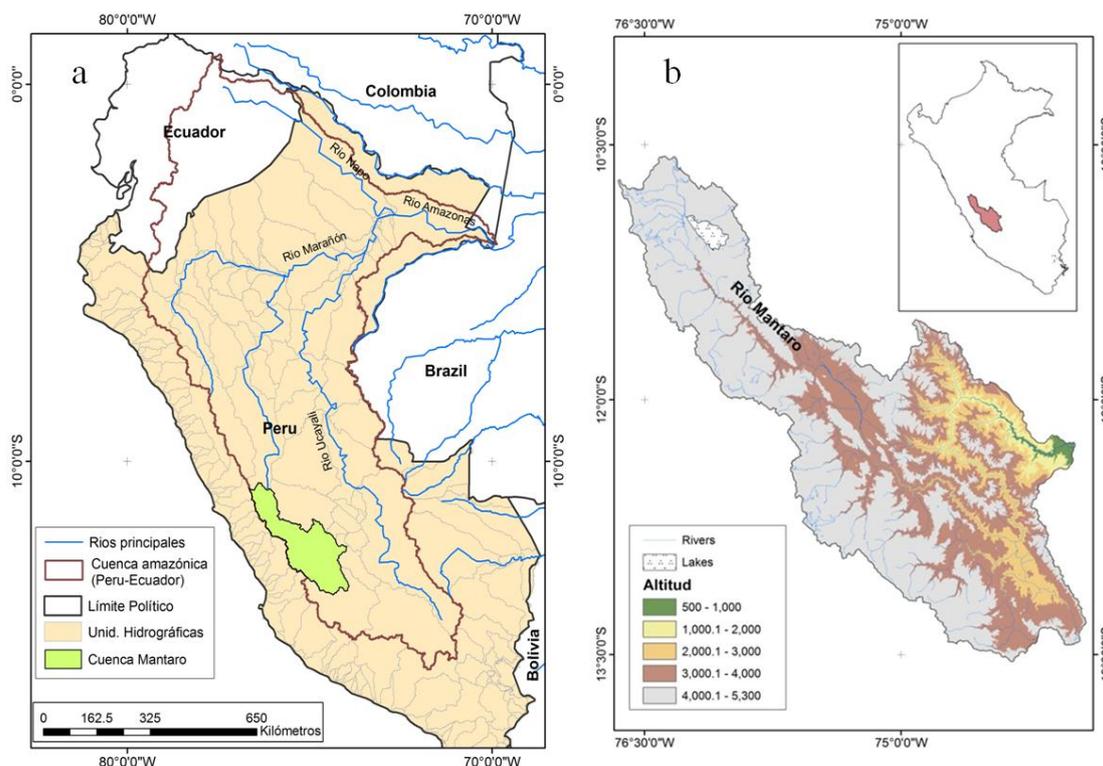


Figura 3. a) Mapa de unidades hidrográficas del Perú (ANA-Perú), límite de la cuenca amazónica de Perú y Ecuador delimitado hasta la estación de Tabatinga (CAPE) y principales ríos. b) Mapa de ubicación de la cuenca del río del Mantaro a partir de un DEM.

La Amazonia Peruana drena sus aguas a la vertiente del Atlántico y representa más del 97% del volumen de agua del país, (ANA, 2012) (Figura 3a). Asimismo, sus ambientes

acuáticos se pueden dividir en ambientes lóticos (ríos y quebradas) y ambientes lénticos (lagunas, que regionalmente son denominadas como “cochas” y tipishcas) (IIAP, 1994).

Por otro lado, para el análisis de concentraciones de lluvia diaria a partir de datos in-situ, también se ha seleccionado un área principalmente andina que drena a la vertiente del Amazonas como la cuenca del río Mantaro (CRM), esto permitirá realizar un estudio comparativo y de evaluación de la representatividad de resultados a nivel de toda la cuenca amazónica.

La CRM se encuentra entre las cordillera occidental y oriental de los Andes Centrales del Perú ($76^{\circ} 39'W-73^{\circ} 54'W$; $14^{\circ} 45'S 13^{\circ} 32'S$), tiene un área de 34 550 km² con altitudes que van de 500 a 5300 metros de altitud, y una altitud media de 3870 msnm (Figura 3b) con un caudal promedio de 171 m³/s (hasta la estación de Mejorada $12^{\circ}31'S, 74^{\circ}55'W$).

Un problema que afronta los recursos hídricos del río Mantaro es su contaminación por actividades mineras y causa conflictos permanentes (ANA, 2010). No obstante, la cuenca se compone de sistemas de glaciares y lagunas ubicados en la parte central-oriental que proveen agua limpia para la región central de la cuenca de hasta 5 m³/s durante estiaje (SEDAM). Reciente estudios concluyen que este sistema de glaciares ha perdido el 60% de su cobertura de hielo entre 1976 y 2006 (Zubieta y Lagos, 2010) y que ésta se asocia con la variabilidad interanual de la precipitación (López-Moreno et al., 2014). La precipitación total anual a lo largo de la CRM es de entre 340 y 1300 mm / año. La región con mayor precipitación anual (mayor de 1000 mm / año) es principalmente sobre la parte suroeste, mientras que la precipitación anual más baja (inferior a 1000 mm / año) se encuentra en las partes norte y sur (IGP 2005a). La amplitud del ciclo anual de precipitación es relativamente marcado, con valores máximos producidos entre enero y marzo y las mínimas entre junio y julio (Silva et al., 2008).

La CRM es muy vulnerable a fenómenos meteorológicos extremos asociados con la variabilidad del clima; esta vulnerabilidad podría aumentar en los próximos años debido al cambio climático (IGP 2005a). Por otro lado, la CRM tiene gran importancia socioeconómica debido a 1) la presencia de centrales hidroeléctricas, que generan casi

el 35% de la electricidad del Perú, y 2) debido a que es la principal fuente de productos agrícolas para la capital, Lima (IGP 2005b). Asimismo, la agricultura está constantemente afectada por eventos extremos de precipitación e inundaciones (Zubieta et al 2012.) y prolongados períodos sin lluvia (llamados veranillos) (Giráldez et al, 2012; Sulca et al, 2016).

1.5. Precipitación obtenida a partir de satélites

En las últimas décadas, distintos sensores a bordo de satélites han facilitado la estimación de lluvia sobre gran parte del mundo, y han llegado a ser una posible alternativa complementaria para aplicaciones hidrometeorológicas y/o estudios climáticos en regiones no monitoreadas. En general, estimaciones de lluvia a partir de satélites puede ser derivado a partir de varios sensores dentro de 3 principales categorías basados en el tipo de observación (Kidd y Levizzani, 2011):

- a) Técnicas a partir de espectro visible (VIS) y técnicas del espectro infrarrojo (IR)
- b) Técnicas basada en sensores de microondas (PMW)
- c) Técnicas a partir de multi-sensores (PSM)

A través de las primeras imágenes del tope de nube TN, fue posible estimar la ocurrencia e intensidad de eventos de lluvia a través de la respuesta espectral VIS de conjuntos de nubes (Petty, 1994). Ya que el TN puede ser un indicador del espesor y conjuntamente del volumen probable de agua. No obstante, el principal problema al realizar la cuantificación de la lluvia es conocer qué nubes están precipitando o no (Ba y Gruber, 2001). Esto es debido a que el grado de asociación entre el brillo de TN y la lluvia en imágenes del espectro VIS resulta ser baja. Por otro lado, se conoce que la relación de la temperatura del TN detectada a partir de sensores IR y la lluvia es indirecta (Kidd y Levizzani, 2011).

Para obtener información a partir de la nube y la lluvia, algoritmos de corrección dependiendo del tipo de nube y régimen de precipitación pueden ser empleados con el fin de generar campos de precipitación (Ba y Gruber, 2001; Roebeling y Holleman, 2009; Behrangi et al., 2009). En recientes décadas, datos a partir de sensores PMW ha proporcionado fuente adicional de mediciones para estimar lluvia, pues tiene la

habilidad de detectar información a través del tope de nube, como medición física directa, no obstante, el muestreo espacio-temporal de su ocurrencia es escaso (Huffman et al., 2010; Espinoza et al. 2015).

Las técnicas empleando radares de precipitación pueden ser considerados la mejor manera para estimar precipitación espacialmente distribuida. No obstante, a pesar de ello, el radar de precipitación (PR) a bordo del Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) (Kummerow et al, 1998; Kummerow et al, 2000), a través del algoritmo TRMM PR tiende a subestimar precipitación en regiones de intensa convección (Iguchi et al., 2009).

Por último, los productos de precipitación de satélites a partir de PSM, la incorporación de VIS, IR, PMW y otros conjuntos de datos como las mediciones de radar, se han desarrollado y están a disposición de la comunidad científica para investigación y posibles aplicaciones hidrometeorológicas, en tiempo real (o casi-real) y a una escala casi global. Tales como: TMPA (Huffman et al., 2007), CMORPH (Joyce et al., 2004) y PERSIANN (Hsu et al., 1997; Sorooshian et al., 2000).

1.6. Objetivos

Datos de precipitación satelital y su incertidumbre en la representación adecuada de la lluvia tanto a nivel espacial y temporal, así como su uso en análisis climáticos e hidrológicos requiere de investigación detallada. Por lo tanto, es de relevancia poder conocer las ventajas de estos datos de precipitación satelital para representar lluvias en regiones con diferentes regímenes estacionales tal es el caso de la CA. Ante esto surgen las interrogantes:

¿Es coherente la representación de estos datos satelitales con respecto a datos observados tanto en regiones de los Andes y en la Amazonía?

En regiones predominantemente andinas, ¿es posible tener un mismo patrón de similitud en la representación de la precipitación satelital con respecto a datos observados por pluviómetros?

Información derivada de lluvia diaria (índices de precipitación) obtenidas a partir de datos satelitales y observados presentan coherencia entre sí?

¿Cuál es el rendimiento de la modelización hidrológica al emplear lluvia espacial y temporalmente distribuida basada en satélites?

No obstante, el poder responder estas interrogantes sugiere estudios previos de alta prioridad, este el caso de la caracterización de concentración lluvia diaria tanto en cuencas andinas y amazónicas empleando datos observados. Asimismo, ante la posible influencia de la orografía en la precipitación, es de importancia investigar regiones predominantemente andinas y cambios temporales de concentración de lluvia diaria (Ej. cuenca del río Mantaro).

Por lo tanto, se ha planteado objetivos considerando las perspectivas de análisis climáticos (concentración de lluvia diaria) e hidrológicos, empleando lluvia observada y aquella estimada a partir de satélites, las cuales son detallados a continuación:

1.6.1. Objetivo principal

Evaluación de la utilidad de las estimaciones de lluvia por sensoramiento remoto para la estimación de eventos hidrológicos extremos y concentraciones de lluvia diaria en cuencas andino-amazónicas.

1.6.2. Objetivos específicos

- Caracterizar los patrones espaciales y temporales de la concentración de precipitación diaria, usando el índice de concentración (IC) en regiones andinas (cuenca del río Mantaro) y amazónicas .
- Determinar la relación entre los patrones espaciales de la concentración de precipitación diaria y lluvia estacional de la cuenca amazónica.
- Determinar la utilidad de estimación de lluvia a partir de satélites para identificar IC.

- Calibrar el modelo MGB-IPH para la cuenca amazónica peruana, mediante un análisis de rendimiento con respecto a datos de caudales observados de los principales ríos para el periodo 2005-2012.
- Evaluar la aplicabilidad de lluvia obtenida a partir de sensores remotos para estimar eventos hidrológicos extremos en cuencas andino-amazónicas.

II. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

2.1. Circulación atmosférica en la cuenca amazónica

La CA es una de las regiones más lluviosas del planeta debido a su ubicación en la región tropical y a diferentes sistemas climáticos predominantes. Uno de ellos es la denominada zona de convergencia intertropical (ITCZ). La ITCZ es una región de baja presión donde predomina la convergencia de vientos de bajos niveles, debido a la radiación solar incidente, la cual es mayor en esta región en comparación a otras (Garreaud et al. 2009). La ITCZ se localiza alrededor de la región 5°N y sobre el Océano Atlántico tropical en la región ecuatorial. La ITCZ migra hacia el sur durante el verano austral y hacia el norte durante el verano boreal siguiendo la mayor incidencia de la radiación solar (Garreaud et al. 2009).

Cuando ocurre la migración de la ITCZ hacia el sur (verano austral), los vientos alisios del noreste ingresan a la CA, el contraste de temperatura entre el océano (más frío) y el continente (más caliente) produce convección de los vientos húmedos, produciéndose el sistema de Monzón sudamericano (SAMS) (Vera et al., 2006). Asimismo, el clima de la CA es influenciado por los anticiclones del Pacífico (APS) y del Atlántico tropical sur (AAS). El AAS ejerce influencia en el transporte de humedad proveniente de dicho océano, el cual ingresa a la CA (Satyamurty et al. 2013). Los vientos provenientes del Atlántico tropical sur convergen con los vientos húmedos del SAMS produciendo en la región central de América del Sur una región de baja presión y alta convección llamada zona de convergencia del Atlántico Sur (SACZ). Durante el verano austral la SACZ distribuye grandes cantidades de precipitación en la zona sur de CA (Carvalho et al. 2004, Vera et al. 2006; Espinoza et al. 2009a).

Durante el invierno austral (junio-agosto) la región norte de la CA recibe mayor humedad proveniente del Océano Atlántico como consecuencia de la migración hacia el norte de la ITCZ y el retiro de la SAMS. En consecuencia, durante esta época la región sur se encuentra en periodo de estiaje (Garreaud et al. 2009, Espinoza et al. 2009a) (Figura 4).

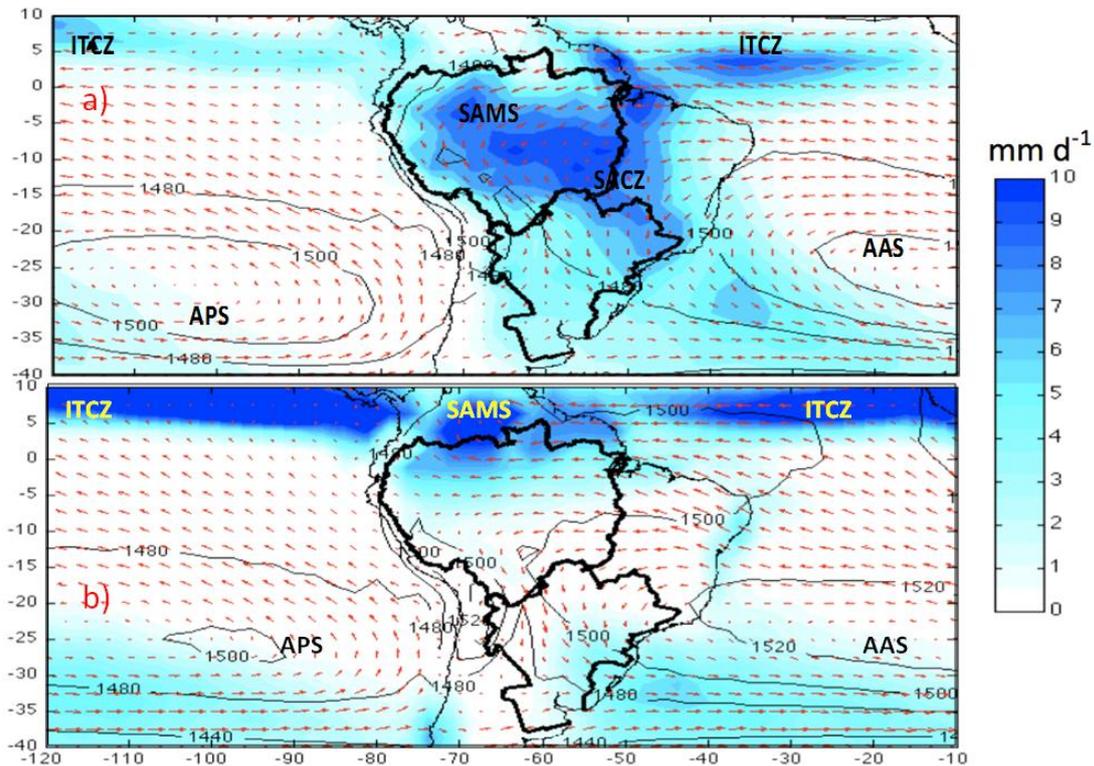


Figura 4. Altura geopotencial promedio (contornos en m) y vientos (flechas rojas, en m/s) a 850 hPa (datos de reanálisis ERA-40) para el periodo de 1975-2002 (en a y b). En color azul se muestra la precipitación de CMAP para el periodo de 1979-2002. a) verano austral (diciembre a febrero) y b) invierno austral (junio a agosto). La Cuenca del Amazonas (norte) y de La Plata (sur) se resaltan en negro. Además, se indican de los diferentes sistemas climáticos mencionados. Adaptado de Espinoza et al. (2013b).

De otro lado, un tipo de mecanismo que también lleva humedad de la Amazonía hacia el sur de Brasil y el norte de Argentina se le conoce como corriente de chorro de bajos niveles o Low Level Jet (LLJ), que son vientos fuertes cargados de mucha humedad y que ocurren a una escala de tiempo intra-estacional durante todo el año (Marengo et al., 2004).

2.2. Distribución espacial y ciclo anual de las precipitaciones

Las regiones con mayor cantidad de lluvia (mayor a 3000 mm/año) se encuentran en el noroeste de la CA (Colombia, norte de la amazonía de Ecuador, noreste del Perú y al noreste de Brasil) y noreste de la CA en la región del delta del Amazonas hacia el Océano Atlántico (Figura 5). En ambos casos estas regiones están expuesta a la ITCZ (Figura 4). La lluvia disminuye hacia los trópicos (mayor a 2000 mm/año en el sureste de Brasil y menor a 1500 mm/año en el estado brasilero de Roraima, el cual está protegido de los flujos de humedad provenientes del Atlántico por el escudo Guyanés (Espinoza et al., 2009a)

Las regiones de mayor precipitación en la CA son llamadas “hotspot”, las cuales se identifican en las regiones bajas de los Andes (400-700 msnm) y en condiciones de barlovento. Como ejemplo de estas regiones se puede citar el caso de Rebentador en Ecuador, Quincemil-San Gaban en Perú y Chipiriri-Cristal Mayu en Bolivia, donde puede precipitar más de 4000 mm/año (Hijmans et al., 2005; Killeen et al., 2007, Espinoza et al., 2009a; 2015). Los Andes tropicales tienen un efecto de bloqueo en este flujo de humedad que resulta en hotspots de precipitación anclados orográficamente en los flancos expuestos a vientos húmedos (Figueroa y Nobre, 1990; Falvey y Garreaud, 2005; Espinoza et al., 2009a, 2015; Poveda et al., 2014).

Investigación reciente desarrollada por Espinoza et al., (2015) indican que en las regiones de hotspot, abundan las lluvias que ocurren durante todo el año; por ejemplo, en el hotspot de Quincemil-San Gabán, el percentil 90 de distribución de las precipitaciones aumenta de 30 mm /día en invierno a 60 mm /día en verano, mientras que los días secos disminuyen desde 38% en el periodo de estiaje (JJA) a 18% en el periodo húmedo (DJF).

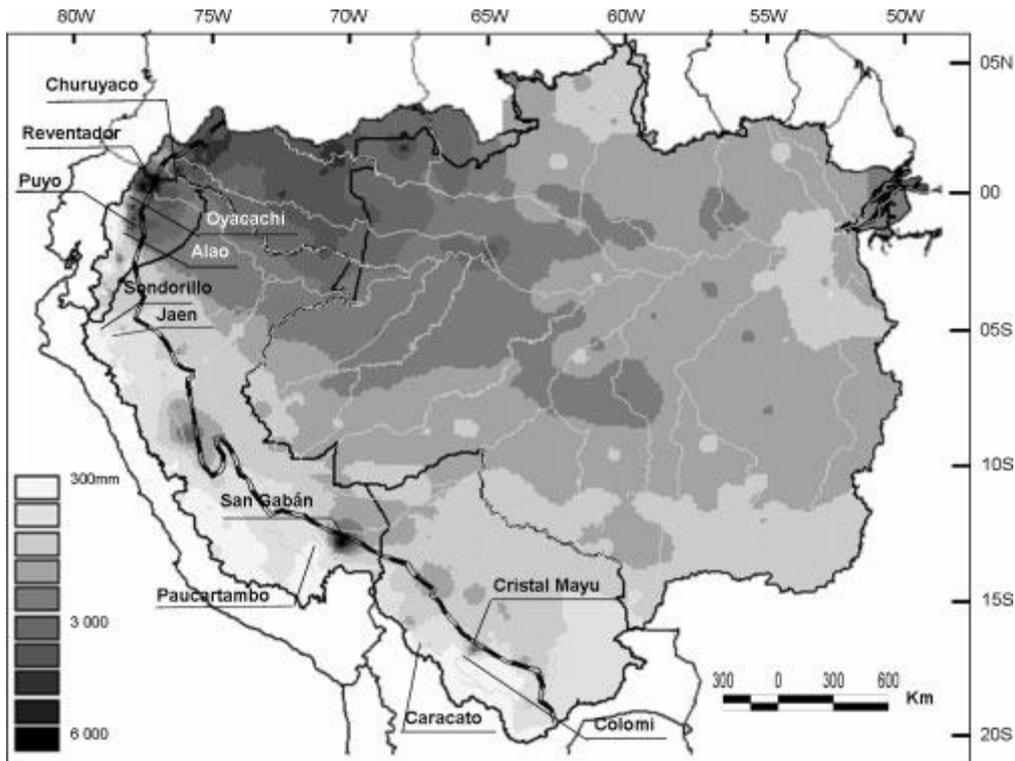


Figura 5. Precipitación total anual de la cuenca amazónica usando datos observados para el periodo 1975-2003 (Espinoza et al., 2009a).

la Zona de convergencia intertropical- ITCZ (Espinoza et al., 2009a). Asimismo, en los Andes ecuatoriales, la distribución de los regímenes pluviométricos es muy compleja. De hecho, regímenes bimodales en cuencas intraandinas son encontrados cerca de regímenes unimodales (Laraque et al., 2007). Un régimen bimodal consiste en la ocurrencia de 2 picos máximos de y 2 picos mínimos de precipitación, mientras, para todos aquellos regimenes que solamente presentan un máximo y un mínimo de lluvias es referido a un régimen unimodal).

Por otro lado, el régimen anual de la precipitación evidencia una fuerte oposición entre las regiones tropicales norte y sur (Figura 6a), como consecuencia del calentamiento alterno de cada hemisferio y la SAMS, asociada también con la migración estacional de

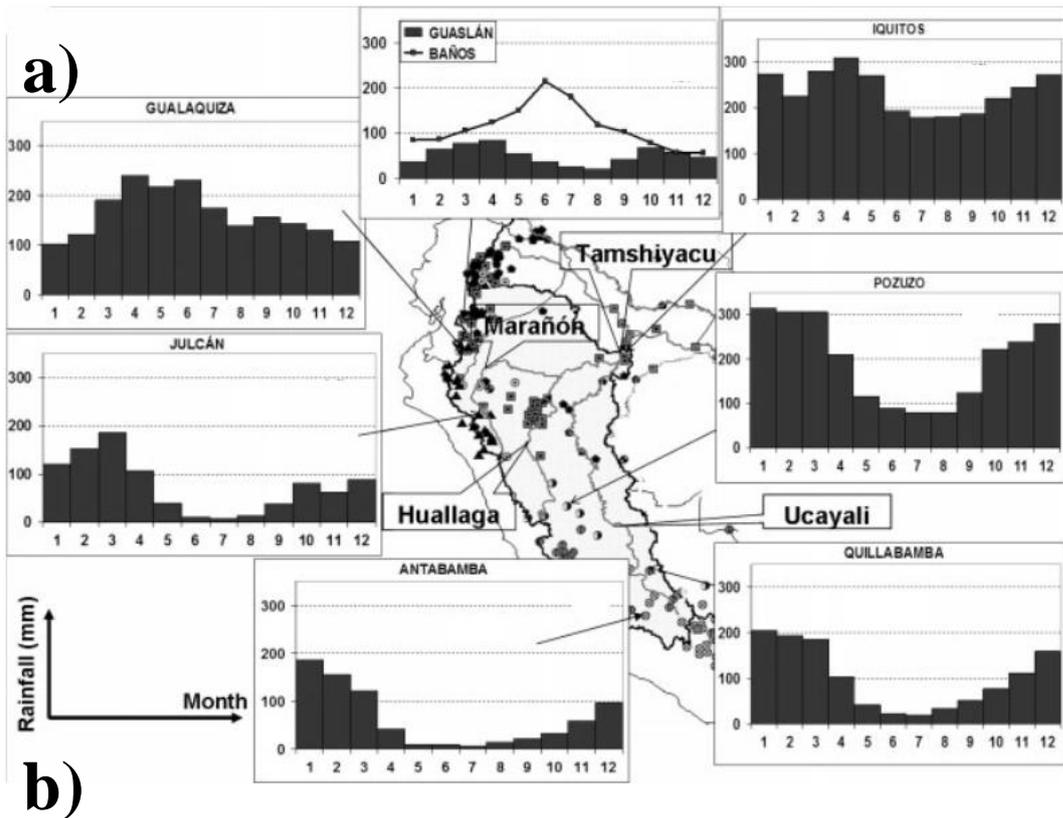


Figura 6. a) Régimen de lluvia en la cuenca amazónica peruano ecuatoriana (8 estaciones), cada figura corresponde a un régimen de precipitación (1-enero / 12-diciembre) para el periodo 1975-2013 (Espinoza et al., 2009a), b) curvas de duración para 10 estaciones hidrológicas de la cuenca amazónica peruana (Zubieta, 2013).

Asimismo, las curvas de duración desarrollada a partir de caudales diarios por Zubieta, 2013 representan formas típicas que dependen de las características de sus vertientes (Figura 6b). Por ejemplo, en cuencas predominantemente andinas (monitoreadas en las estaciones KM105, Nueva Loja, Nuevo Rocafuerte, Chazuta, Bellavista) se caracterizan por tener una pendiente pronunciada en el tramo inicial de la curva. Esto indica que los mayores caudales se presentan durante períodos cortos, mientras que cuencas amazónicas, en referencia a las cuencas más grandes (monitoreadas en las estaciones Requena, San Regis, Santa Rosa de Ucayali, Pucallpa), no presenta grandes variaciones en las pendientes en los diferentes tramos de la curva.

2.3. Eventos hidrológicos extremos

Variabilidad climática natural asociada al déficit y exceso de lluvias en la CA, pueden producir eventos de sequías e inundaciones. Estos eventos han sido ampliamente documentados en la última década (Marengo et al., 2008, Espinoza et al., 2009a, 2011, Gloor et al., 2013; Marengo y Espinoza, 2015). Cuyos impactos ambientales se manifiestan con el mayor riesgo de incendios forestales, calentamiento extremo e inundaciones que pueden afectar a la población. Las variaciones de la temperatura superficial del mar (TSM) de los océanos Pacífico y Atlántico desempeñan un papel importante en la pluviosidad y la variabilidad hidrológica, incluidos los eventos en la región amazónica (Marengo y Espinoza, 2015).

En el pasado, las sequías e incendios posteriores a la sequías se han relacionado con las anomalías de las precipitaciones, como consecuencia directa de los fenómenos de El Niño, 1912, 1926, 1983 y 1997-1998 (Aceituno, 1988, Uvo et al., 1998, Williams et al., 2005). Sin embargo, las severas sequías ocurridas en 1964 y 2005 no estuvieron asociados a El Niño. Los cuales estuvieron bajo una influencia activa de la TSM en el Atlántico tropical (Marengo et al., 2008, Zeng et al., 2008). Asimismo, la sequía extrema de 2010 estuvo relacionada con las sucesivas ocurrencias de un evento El Niño en el verano austral y un muy cálido Atlántico norte tropical en la primavera y verano boreal (Espinoza et al., 2011). El cuadro 1 muestra un resumen de los eventos de inundación y sequía presentados en la Amazonia y sus asociaciones con El Niño, La Niña o SST en el Atlántico tropical (Marengo y Espinoza, 2015). Por otro lado, las

lluvias abundantes también han causado graves inundaciones que afectaron a la población (Marengo et al., 2010, Espinoza et al., 2012, 2013a, 2014). Algunos de estos intensos eventos de lluvia se asociaron con La Niña (por ejemplo, 1989, 1999, 2009, 2011 y 2012) (Marengo y Espinoza, 2015). A lo largo de la Amazonia central, las precipitaciones intensas y las inundaciones extremas también se han relacionado con las TSM tropicales del Atlántico Sur, como se observó en 2009 (Marengo et al., 2010).

Cuadro 1. Historia de eventos de sequía (drought en inglés) e inundaciones (flood en inglés) relacionadas a El Niño, La Niña y condiciones de la TSM en el Atlántico.

Año	Evento extremo	Asociado a	Referencia
1906	Drought	EN	Sombroek (2001)
1912	Drought	EN	Williams <i>et al.</i> (2005), Marengo <i>et al.</i> (2008a)
1916	Drought	EN	Sombroek (2001), Jenkins (2009)
1925–26*	Drought	EN	Sternberg (1987), Meggers (1994), Williams <i>et al.</i> (2005), Marengo <i>et al.</i> (2008), Sheffield and Wood (2011)
1948	Drought	EN	Sombroek (2001)
1963–64	Drought	Warm TNA	Sombroek (2001), Marengo <i>et al.</i> (2008), Sheffield and Wood (2011)
1979–81	Drought	Warm TNA	Sheffield and Wood (2011)
1982–83	Drought	EN + Warm TNA	Sombroek (2001), Richey <i>et al.</i> (1989), Ronchail <i>et al.</i> (2005), Marengo (1992, 2008)
1995	Drought	El Niño + Warm TNA	Espinoza <i>et al.</i> (2011)
1997–98	Drought	EN + Warm TNA	Sombroek (2001), Marengo <i>et al.</i> (2008), Marengo <i>et al.</i> (2011), Zeng <i>et al.</i> (2008), Espinoza <i>et al.</i> (2011), Tomasella <i>et al.</i> (2011, 2013), Coelho <i>et al.</i> (2013)
2005*	Drought	Warm TNA	Marengo <i>et al.</i> (2008), Marengo <i>et al.</i> (2011), Zeng <i>et al.</i> (2008), Espinoza <i>et al.</i> (2011), Cox <i>et al.</i> (2008), Tomasella <i>et al.</i> (2011), Yoon and Zeng. (2010), Aragão <i>et al.</i> (2007), Coelho <i>et al.</i> (2013)
2010*	Drought	EN + Warm TNA	Lewis <i>et al.</i> (2011), Marengo <i>et al.</i> (2011), Espinoza <i>et al.</i> (2011), Coelho <i>et al.</i> (2013)
1953	Flood	?	Salati and Vose (1984), Ronchail <i>et al.</i> (2005), Marengo <i>et al.</i> (2010a)
1976	Flood	LN	Marengo <i>et al.</i> (2010a), Satyamurty <i>et al.</i> (2013b)
1989	Flood	LN	Ronchail <i>et al.</i> (2006); Marengo <i>et al.</i> (2011, 2013a, 2013b); Espinoza <i>et al.</i> (2013)
1999	Flood	LN	Ronchail <i>et al.</i> (2006), Marengo <i>et al.</i> (2011, 2013a, 2013b), Espinoza <i>et al.</i> (2013), Satyamurty <i>et al.</i> (2013b)
2009*	Flood	Warm TSA	Marengo <i>et al.</i> (2010a), Filizola <i>et al.</i> (2014), Sena <i>et al.</i> (2012), Vale <i>et al.</i> (2011)
2012*	Flood	LN + Warm TSA	Marengo <i>et al.</i> (2013a, 2013b), Espinoza <i>et al.</i> (2013), Satyamurty <i>et al.</i> (2013a)
2014	Flood	Warm IP + Warm SSA	Espinoza <i>et al.</i> (2014)

EN, El Niño; LN La Niña; TNA, Atlántico Tropical Norte; TSA, Atlántico Tropical Sur; IP, Océano Indo-Pacífico; * Eventos caracterizados en ese momento como "una vez en un siglo"

2.4. Tendencias de la precipitaciones y temperatura

Las tendencias de precipitación indican una disminución durante el período de 1975-2003 en la CA (significativo al 95%) (Espinoza et al., 2009a). El porcentaje anual de disminución de lluvia es de -0.30% / año (-30% de lluvia en 100 años). Esto es consistente con la tendencia negativa reportada por Marengo (2004) en Brasil, pero inferior al promedio calculado en la Amazonía peruana y ecuatoriana de -0.83% / año para el período 1970-1997 (Espinoza et al., 2006).

Espinoza et al. (2009a) documenta que a escala trimestral, las precipitaciones disminuyen en el periodo diciembre-febrero, (DEF), junio-agosto (JJA) y setiembre-noviembre (SON) durante el período 1975-2003, con tendencias que son significativas al nivel de 95, 90 y 99%, respectivamente. En otras palabras, la disminución anual de las lluvias es debida a la fuerte tendencia negativa observada en JJA y SON principalmente en el extremo noroeste de la cuenca que permanece lluviosa durante estas estaciones.

En términos de estaciones meteorológicas, Lavado et al (2012) identifican que sólo el 10% de las estaciones a escala regional presenta un cambio medio caracterizado por una disminución de las precipitaciones desde los años ochenta en los Andes y los años noventa en la selva tropical para el periodo de 1965-2007.

Lavado et al. (2012) a partir de un análisis de 77 estaciones climáticas para los últimos 40 años en las cuencas Ucayali y Huallaga, pone de manifiesto una clara tendencia positiva de la temperatura. El calentamiento medio sobre los Andes y la selva tropical es de aproximadamente +0.09° C por década, para por lo menos la mitad de las estaciones. Esta estimación está cerca de la 0.10-0.11° C por década documentado previamente por Vuille et al. (2003) para el intervalo de 1939-1998 en las laderas orientales de los Andes tropicales. Este calentamiento es más alto que las estimaciones del calentamiento global (~ 0.07 ° C) por década en los últimos 100 años (Christensen et al., 2007). Los aumentos más fuertes ocurrieron en verano, estos son más pronunciados en temperatura máxima en los Andes y en temperatura mínima en regiones de bosque tropical lluvioso (1.5 ° C / década en ambos casos).

Lavado et al. (2012) documenta que el calentamiento observado coincide con un cambio en la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) a mediados de la década de 1970 y un cambio en la frecuencia de fenómenos de El Niño (Trenberth y Hurrell, 1994) que influyen en la temperatura, especialmente en los Andes. En cualquier caso, estos cambios en la temperatura tendrán importantes consecuencias para los glaciares de los Andes y para las comunidades ubicadas en altitudes elevadas que dependen de agua alimentada con glaciares (IGP, 2005a; Bradley et al., 2006; Rabatel et al., 2013).

2.5. Estimaciones de precipitación a partir de técnicas de sensores múltiples y su uso en el modelado lluvia-escorrentía

En las últimas décadas, entre los productos de precipitación basados en satélites usualmente analizados para aplicaciones hidrometeorológicas u estudios sobre el clima se encuentran: 1) datos del Tropical Rainfall Measuring Mission TRMM– TMPA (Huffman et al, 2010). TRMM fue una misión iniciada en 1997, entre la Agencia Nacional de Desarrollo Espacial (NASDA) del Japón y la National Aeronautics and Space Administration (NASA) de los Estados Unidos. La misión fue llevada a cabo con el fin de estudiar la lluvia en regiones tropicales (35°N y 35°S). Asimismo, 2) el algoritmo “morphing” del Centro de Predicción del Clima (CPC technique) (CMORPH; Joyce et al, 2004), que se puede utilizar para adveccionar o transformar datos más directos de microondas (PMW). Por otro lado, 3) PERSIANN (Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks), es un sistema automatizado para la estimación de lluvia usando redes neuronales artificiales, que combina información de las observaciones de múltiples canales y múltiples sensores (Hsu et al, 1997; Sorooshian et al, 2000). En general estos conjuntos de datos de precipitación basados en múltiples satélites combinados han sido desarrollados para diferentes escalas de tiempo, y para casi todo el planeta, utilizando diversas fuentes de entrada, tales observaciones y diferentes sensores del satélite (Arkin y Meisner, 1987; Ba y Gruber, 2001; Sorooshian et al, 2000; Levizzani et al, 2001; Joyce et al, 2004, Huffman et al, 2007; Roebeling y Holleman, 2009; entre otros).

Para evaluar la utilidad de los diferentes conjuntos de estimaciones de precipitación basados en satélites, es necesario investigar a fondo las heterogeneidades espaciales y

temporales, además de sus impactos en el ciclo hidrológico, en contraste con regímenes de caudal. La variabilidad de caudales en la CA es consistente con la variabilidad de las precipitaciones a escala estacional e interanual (Espinoza et al. 2009b). En regiones andino-amazónicas, la mayoría de las evaluaciones de las estimaciones de precipitación basados en satélite desarrolladas en literatura científica se llevan a cabo (1) mediante la comparación de las tasas de precipitación estimadas en relación a observaciones in situ (Buarque et al, 2011; Scheel et al, 2011; Condón et al, 2011; Ward et al, 2011; Zulkafli et al, 2014) y (2) mediante el uso de esos datos como variable de entrada a modelos hidrológicos, para luego ser evaluada los caudales simulados con respecto a caudales observados (Collischonn et al, 2007b; Collischonn et al. 2008; Getirana et al, 2011; Behrangi et al, 2011; Paiva et al, 2011; Guimberteau et al, 2012; Zulkafli et al, 2014). Un estudio de modelado hidrológico utilizando datos de precipitación basada en pronósticos para la cuenca Paranaíba en el Amazonas brasileño indicó que el uso de la predicción cuantitativa de la precipitación podría conducir a mejoras en los pronósticos de caudales (Collischonn et al, 2007b). Además, Collischonn et al. (2008) demostró la viabilidad de estimaciones de la lluvia derivados de satélites TMPA como entrada para modelización lluvia-escorrentía empleando un modelo hidrológico distribuido para la cuenca del río Tapajós, en la parte sur-central de la CA. Varios productos de precipitación satelital también son utilizados para la modelización de caudales en la cuenca del río Negro en Brasil, situado en la parte norte-central de la CA, estos indicaron que datos de lluvia in situ produjeron mejores resultados cualitativamente que datos basados en satélite (Getirana et al., 2011).

En la región amazónica occidental (Perú y Ecuador), la mayoría de los errores en modelización hidrológica al emplear productos TMPA, indican que puede ser debido a datos regionales inadecuados de precipitación diaria (Quiroz et al, 2011; Paiva et al, 2013; Zubieta, 2013), los cuales pueden presentar subestimación de precipitación de regiones de máxima precipitación (Espinoza et al., 2015). Esto es notorio mediante un bajo rendimiento en modelización hidrológica empleando datos TMPA, posiblemente debido a la sobreestimación de estos datos con respecto a datos observados (Zulkafli et al., 2014). Sin embargo, Lavado et al. (2009) mostró resultados fiables en la Amazonía occidental mediante la evaluación de los caudales mensuales utilizando estimaciones de precipitación TMPA 3B43 V6. La incertidumbre de la modelización al emplear datos

satelitales puede ser debido a datos iniciales de entrada, los cuales pueden jugar un papel importante en los errores del modelo (Paiva et al., 2013).

La evaluación de datos de lluvia basados en satélites es particularmente relevante en la Amazonía occidental, donde la modelización hidrológica y pronósticos hidrológicos son aún poco desarrollados. Existe una falta de conocimiento sobre el funcionamiento de la modelización hidrológica diaria utilizando conjuntos de datos de precipitación por satélite para las cuencas andinas y amazónicas de Perú y Ecuador.

2.6. Estudios acerca de la concentración de lluvia en diversas regiones del mundo

En el marco del cambio climático, los patrones espacio-temporales de intensidad de las precipitaciones podrían cambiar en el futuro, y eventos climáticos extremos sean propensos a ocurrir con mayor frecuencia (Coscarelli y Caloiero, 2012; Guimberteau et al, 2013; Sorribas et al, 2016). El conocimiento de la distribución espacial de las fuertes lluvias es necesaria para evaluar la contribución de la cantidad de lluvia durante días con lluvia, debido a las fuertes lluvias, aunque estos sean menos frecuentes aporta una gran proporción del total de las precipitaciones (Suhaila y Jemain, 2012). Por tanto, es importante analizar la estructura estadística de precipitación diaria. Un método para describir la variabilidad espacial de días de mayor precipitación en comparación con la cantidad total es el índice de concentración de la precipitación (IC) (Martin-Vide 2004). Este método se ha aplicado para el análisis estadístico de la aparición de altas cantidades de lluvia diaria que pueden influir en las condiciones medias de precipitación en un mes, estación o un determinado año en muchos lugares del mundo, entre ellos Europa (Martin-Vide 2004; De Luis et al, 2011; Cortesi et al, 2012; Coscarelli y Caloiero, 2012), Asia (Alijani et al, 2008; Zhang et al, 2009; Suhaila y Jemain, 2012; Shi et al., 2013a, Shi et al, 2013b), Africa (Benhamrouche et al., 2015) y Sudamérica en regiones de los Andes de Chile (Sarricolea y Martín-Vide, 2014). Para investigar los aspectos del cambio climático, este método se ha aplicado también para analizar la variabilidad temporal de la lluvia diaria en Europa (Ramos y Martínez, 2006; De Luis et al, 2011; Cortesi et al, 2012; Coscarelli y Caloiero, 2012) y Asia (Zhiqing et al, 2005; Shi et al, 2013a; Shi et al 2013b).

Estudios acerca de concentración de lluvia diaria realizados en Sudamérica fueron desarrollados en regiones costeras y andinas de Chile (Sarricolea et al., 2013) y en el valle del río Mantaro en los Andes centrales del Perú (Zubieta y Saavedra, 2013). El IC de la serie de precipitación Central de Chile varía entre 0.53 y 0.67, principalmente sobre las regiones costeras (40 - 1100 m.s.n.m) por su parte, se reportan valores más bajos (0.52 -0.58) en los Andes (1100 a 2570 m.s.n.m) (Sarricolea et al., 2013). El resultado puede deberse a los distintos sistemas climáticos de la zona central de Chile (32.83°S -34.2°S) que se caracteriza principalmente por condiciones semiáridas con precipitaciones anuales inferiores a 350 mm (Rutllant y Fuenzalida 1991). Sarricolea et al. (2013) mostró que la distribución espacial de los valores de IC están asociados a las variaciones estacionales de la precipitación subtropical y la topografía especial de la región, con la costa hacia el oeste y los Andes al este, lo que representa un control orográfico. De hecho, los Andes en esta región actúa como una barrera eficaz de aislamiento de la región ante la influencia del Atlántico (Montesinos et al. 2003). La mayor parte de las precipitaciones en la parte central de Chile se origina por los frentes fríos asociados a sistemas de bajas presiones migratorias proveniente en los vientos del oeste de latitudes medias (Saavedra et al, 2002; Montesinos et al, 2000).

Por otra parte, un estudio realizado por Zubieta y Saavedra (2013) también identificó patrones espaciales irregulares de las concentraciones de precipitación (0.48-0.59) que pueden estar relacionados con la dinámica del viento en el valle del río Mantaro (3150 a 3300 m.s.n.m) en los Andes centrales del Perú durante el periodo de avenidas en el verano austral. De hecho, los Andes del Perú están influenciados por la entrada de humedad de la monzón sudamericana y por tal a la estacionalidad de lluvias en el periodo de avenidas.

2.7. Modelos hidrológicos agregados y distribuidos

Clásicamente se han utilizado los denominados modelos globales o agregados, que tratan la cuenca como si fuese una sola entidad, con una única entrada de lluvia (lluvia promedio), donde el caudal de salida se reproduce a partir de una dinámica global del sistema (Corral, 2004). En el caso de los modelos agregados, el terreno se describe en

forma de contenedores de humedad en el suelo, el cual es analizado en función de sus interrelaciones físicas o empíricas para realizar balance hídrico. Una de las principales limitaciones en la modelización hidrológica de cuencas es el desconocimiento de las propiedades del suelo y su influencia en procesos de flujo superficial, sub-superficial y subterráneo. Los modelos agregados son muy útiles en estos casos ya que se asume como si la cuenca fuera homogénea en sus procesos. Por ejemplo, al emplear solo entradas de lluvia y evapotranspiración para la obtención de descargas.

Los modelos agregados y distribuidos consideran las cuencas y subcuencas como unidades de trabajo, según la discretización del modelo (Figura 7a-c). No obstante, en los modelos distribuidos las unidades tienen generalmente mayor detalle y usualmente en grillas regulares, Además estas unidades no tienen un significado hidrológico tan definido ni representan elementos hidrográficos concretos (Olaya, 2004). Así, el comportamiento global de la cuenca como un modelo de relación precipitación-escorrentía radica en modelos concentrados como SACRAMENTO (Burnash, 1995), GR2M (Niel et al., 2003), modelos semidistribuidos como SWAT (Neitsch et al., 2002), HEC HMS (USACE, 2000), WEAP (Sieber et al., 2002), GIS BALAN (Pisani, 2008), y distribuidos como VIC (Wood et al, 1992; Liang et al, 1994; Nijssen et al, 1997), MGB-IPH (Collischonn et al., 2007a).

La cantidad y calidad de datos a incluir en la modelización hidrológica es un factor importante en el rendimiento del modelo. Si la data espacial es de baja resolución, incrementar la complejidad del modelo no necesariamente mejorará el rendimiento, en contraste, si los datos son de alta resolución empleando un modelo simple, la capacidad predictiva sería baja debido a la incertidumbre (presente en regiones no monitoreadas) (http://www.imefen.uni.edu.pe/Temas_interes/modhidro_1.pdf). Para considerar, la distribución espacial del territorio en modelización hidrológica, es requerido el análisis de diferentes unidades básicas y sus características en la que se divide el territorio (Olaya, 2004). Estas unidades básicas se pueden obtener del procesamiento espacial de factores meteorológicos y geográficos que condicionan la respuesta de las cuencas hidrográficas, mediante mallas cuadradas regulares o irregulares (Girard et al, 1981; Fortin et al, 1995), triángulos irregulares.



Figura 7. Clasificación de modelos hidrológicos en función a unidades básicas a) Agregado , b) Semidistribuido, c) Distribuido (una aproximación detallada es presentada en la Figura 8). Fuente: Chong-yu Xu, (2002).

Los modelos agregados son aplicables a subcuencas con características promedio, de manera de poder ser considerado un modelo hidrológico semidistribuido (Figura 7a). No obstante, esto pueden conllevar ciertas desventajas: 1) el modelo no está basado en leyes físicas, y (2) cuando se consideran muchas subcuencas, su agregación puede ser un trabajo tedioso debido al cálculo computacional (Vieux, 2001). Para contrarrestar estos inconvenientes, es importante considerar un procesamiento para sectorizar zonas homogéneas de la cuenca en unidades con similar respuesta hidrológica, es decir, considerar tipos de suelos, cobertura del suelo, pendientes etc., ya que estos serían asociados a parámetros del modelo hidrológico. En el caso de los modelos distribuidos le permiten al usuario una descripción más detallada de los contenedores mediante el uso de entidades espaciales llamadas unidades de respuesta hidrológica (URH) (Figura 7c) (Berenguer, 1994). Por ejemplo: la zona subterránea, simulando los procesos de transmisión del agua entre las diversas capas del terreno.

A medida que el área de drenaje de la cuenca se incrementa, es más probable que los tipos de suelo y sus características varíen a lo largo y ancho de la cuenca, por lo tanto es necesario mayor cálculo computacional. La difusión de los sistemas de información geográfica (SIG) ha posibilitado que los modelos distribuidos sean en la actualidad mucho más accesibles a los usuarios con un tiempo computacional menor. Esto es resultado de la necesidad de principios científicos en hidrología relacionados con la

variabilidad espacial, la resolución espacial y temporal, cantidad y calidad de la información (Vieux, 2001).

2.8. Entidades hidrológicas base para modelización hidrológica distribuida

Los modelos distribuidos emplean SIG y dividen una cuenca en subunidades vectoriales o conjunto de grillas regulares en un sistema raster con características similares y/o diferentes. La distribución espacial de mapas temáticos es representada mediante zonas homogéneas que controlan la dinámica hidrológica, comúnmente conocidas como Unidad de respuesta hidrológica (URH). Estas son áreas estructuradas heterogéneamente distribuidas pero semejantes entre sus unidades, estas pueden caracterizar uso del suelo, características geológicas, edáficas y topográficas al mismo tiempo, que hacen que tengan una misma respuesta hidrológica en uno de los componentes del ciclo (Del Río, 2010). Es decir sus propiedades semejantes generan respuestas similares ya que son asociados a parámetros fijos y de calibración en la modelización (Figura 8).

Para cartografiar regiones existen diversas metodologías (Flugel, 1997; Van Den Bos et al, 2006; Khan et al, 2009). Del Río (2010) indica que generalmente todos los métodos tienen en común la construcción de variables morfológicas asociados a la hidrología, tal es el caso de ríos (cauces), pendientes (muy útiles para delimitar cuencas, mediante longitud y forma), suelos, vegetación entre otros.

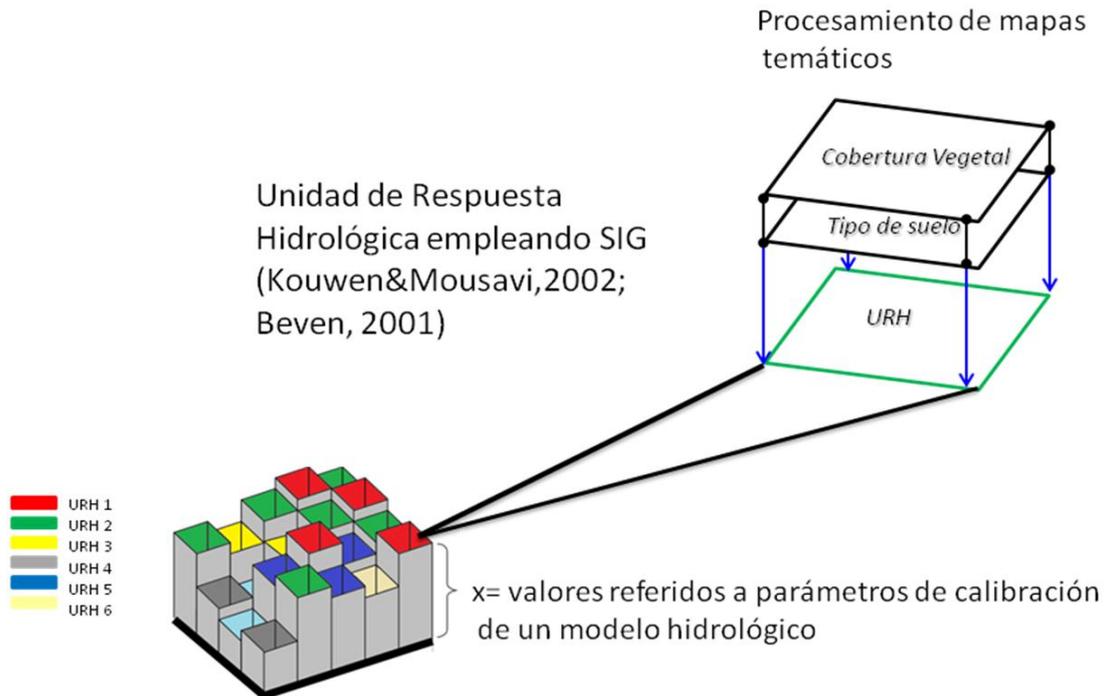


Figura 8. Esquema básico para la obtención de una unidad de respuesta hidrológica (Fuente: Manuales y presentaciones de modelo MGB-IPH, <https://www.ufrgs.br/hge/mgb-iph/>).

Para la caracterización de esta información usualmente son empleados algoritmos estadísticos incluidos en software de sistemas de información geográfica como ArGIS, QGIS, GvSig entre otros. Una vez obtenidas estas variables, la técnica de superposición de mapas es empleada para obtener mapas finales con información múltiple. Dada la posibilidad de tener información de distinta resolución espacial, es probable la necesidad de realizar filtros espaciales (eliminación de aquellas zonas de escasa representatividad) para evitar demoras computacionales.

2.9. Sistemas de información geográfica (SIG) para modelización hidrológica

Un sistema de información geográfica es una herramienta para la solución de problemas territoriales, basado en un sistema para la gestión, análisis y visualización de conocimiento geográfico que se estructura en diferentes conjuntos de información (<http://www.esri.es>) (Figuras 9 y 10). El desarrollo de URH son basados en sistemas de información geográfica para ello es requerido sistemas de modelos vectorial y raster

(Figura 10). Los cuales están asociados a mapas interactivos, datos geográficos, modelos de geoprocesos, modelos de datos y metadatos, los cuales se describen a continuación:

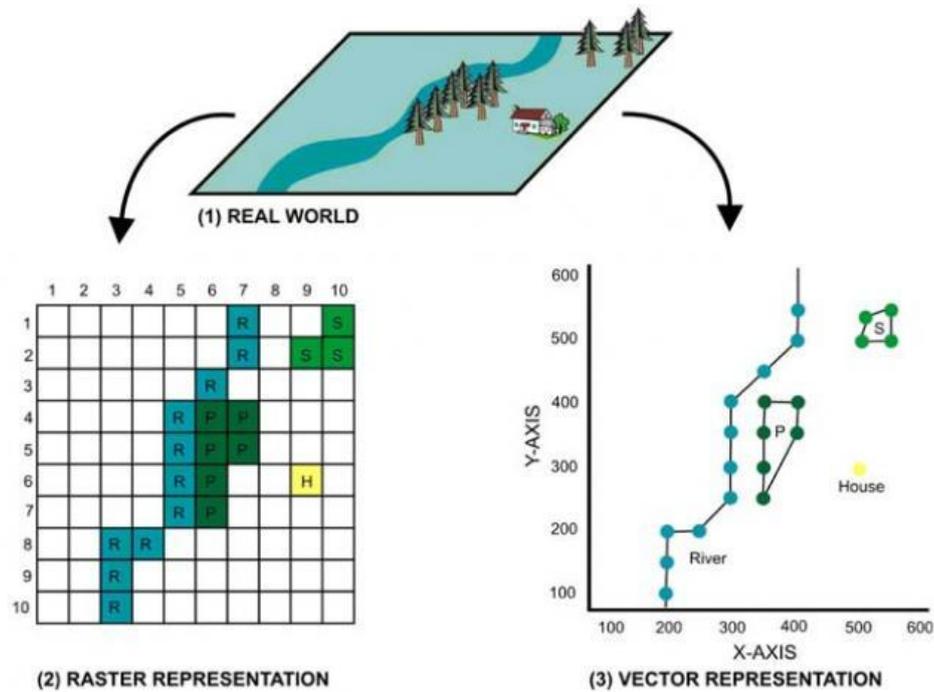
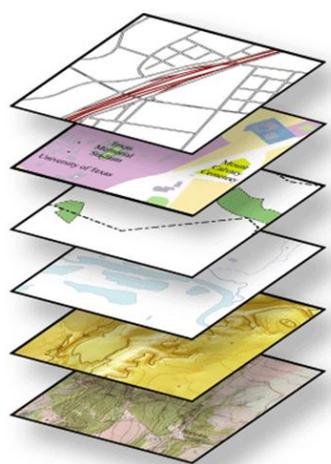


Figura 9. Representación de modelos raster y vectorial (Fuente: <http://desktop.arcgis.com>).



- Carreteras
- Uso de la Tierra
- Limites
- Hidrografía
- Elevación
- Mapa base

Figura 10. Representación de la Abstracción del Mundo Real (Fuente: <http://desktop.arcgis.com>).

- **Mapas interactivos:** Información y datos que dan respuesta a consultas de manera concreta, brindándole la oportunidad al usuario de interactuar con información geográfica. Ejemplo: Google Earth, Servicios web (<http://www.geosur.info/geosur/index.php/en/mapservices>)
- **Datos Geográficos:** Esto incluye información tanto vectorial como raster, modelos digitales del terreno (por ejemplo obtenido a partir de topografía), redes lineales (camino, ríos etc), topologías (relación entre la parte tabular y espacial) y atributos.
- **Modelos de Geoprocesos:** Herramienta de automatización base a flujos de geoprocesos enlazados que usualmente pueden repetirse.
- **Modelos de datos:** Bases de datos almacenadas en un Sistema Gestor de Base de Datos, que pueden incorporar además de información, reglas de comportamiento e integridad. Ejemplo: Geodatabase
- **Metadatos:** Referidos a la descripción de la información geográfica, facilitando información como administrador, analista SIG, formato de archivo, sistema de coordenadas. El repositorio donde se almacena esta información, debiera ser un sistema de catálogo donde se organiza, realiza búsquedas y se accede a cartografía temática.

III. MATERIALES Y METODOLOGÍA

3.1. MATERIALES

3.1.1. Información SIG y Cartografía temática

Con el objetivo de sectorizar la cuenca amazónica, se recurrió a la base cartográfica en sistemas de información geográfica provista por Zubieta (2013) el cual fue desarrollado a partir de datos de instituciones como:

- Autoridad Nacional del Agua (ANA-PERU).
- Agencia Nacional de Águas de Brasil (ANA-BRASIL).
- Instituto Geográfico Militar (IGM – ECUADOR).
- Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC –COLOMBIA).

Así también, un mapa de unidades de respuesta hidrológica desarrollado por Zubieta (2013) fue recopilado para modelización hidrológica. Este fue procesado a partir de cartografía temática (mapas de cobertura vegetal y tipo de suelo):

- Mapa de cobertura vegetal del Perú (INRENA)
- Mapa de suelos del Perú (INRENA)
- Mapa de tipos de vegetación del Ecuador continental (INEFAN, 1999)
- Mapa general de suelos del Ecuador (Sociedad Ecuatoriana de la Ciencia del Suelo 1986)
- Mapa de uso de suelo de Colombia (IGAC, 2002)
- Mapa de suelos de Colombia (IGAC, 2005).

Para caracterizar las morfometría del área de estudio, fue recopilado un modelo de elevación digital a partir del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) de resoluciones de 90 m (Figura 11) (<http://srtm.csi.cgiar.org/>) y 1km (<http://vterrain.org/Elevation/SRTM/>).

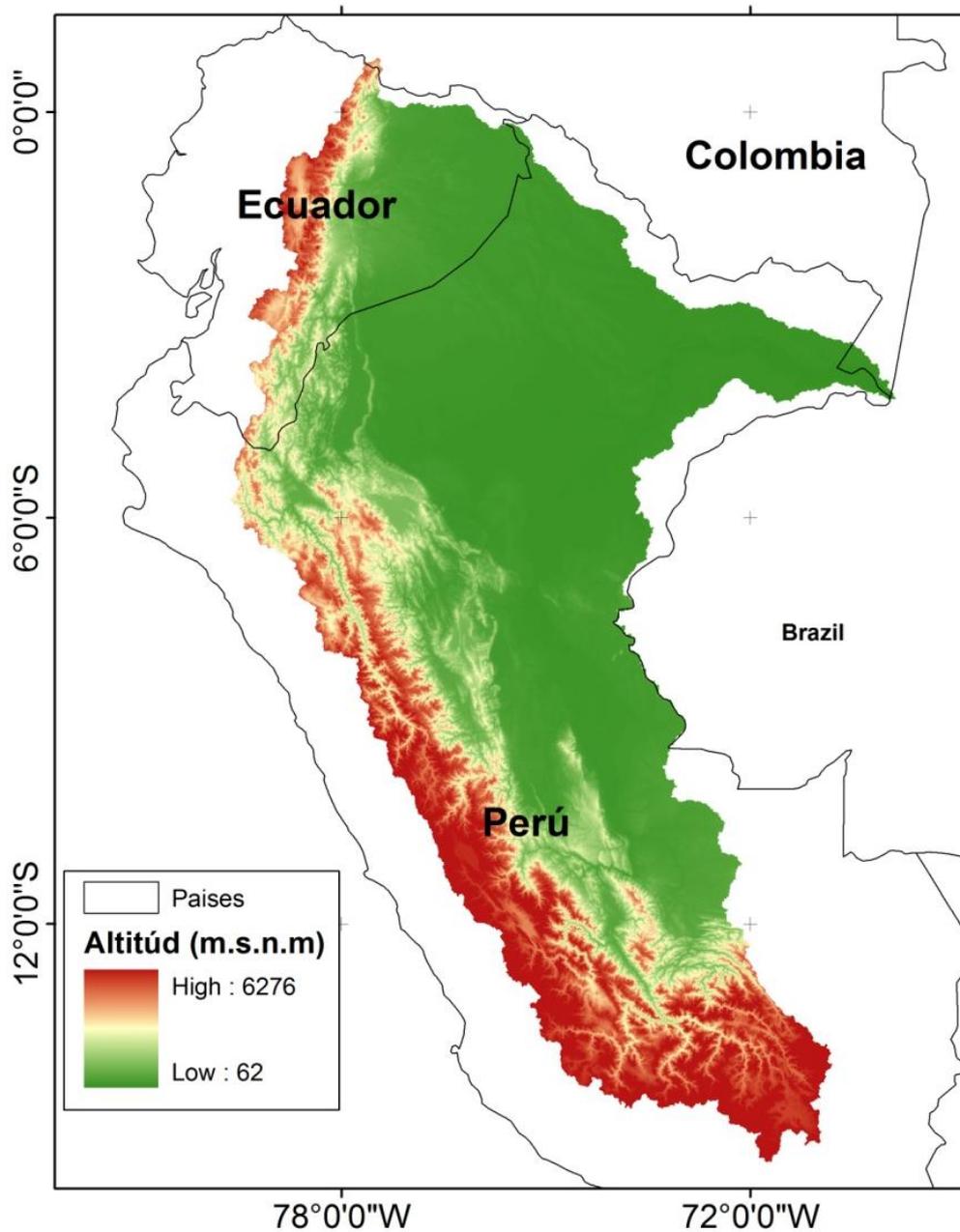


Figura 11. Modelo de elevación digital de la cuenca amazónica de Perú y Ecuador a partir de SRTM 90m (Fuente: Zubieta, 2013).

3.1.2. Datos hidrológicos observados

Los datos de descargas fueron obtenidos por parte del The Environmental Research Observatory SNO-HYBAM <http://www.so-hybam.org/>. La lista de estaciones hidrológicas (Cuadro 2) y el registro de datos empleados en este estudio son mostradas en la Figura 12, su distribución espacial se puede observar en la Figura 13.

N	Nombre	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15			
1	Nueva Loja (NL)																																					
2	San Sebastian (SS)																																					
3	Km 105 (KM)																																					
4	Mejorada (ME)																																					
5	Francisco de Orellana (FO)																																					
6	Santiago (SAN)																																					
7	Nuevo Rocafuerte (NR)																																					
8	Nueva York (NY)																																					
9	Chazuta (CHA)																																					
10	Borja (BOR)																																					
11	Bellavista (BE)																																					
12	Santa Rosa de Ucayali (SRU)																																					
13	Lagarto (LA)																																					
14	Pucallpa (PU)																																					
15	Requena (RE)																																					
16	San Regis (SR)																																					
17	Tamshiyacu (TAM)																																					
18	Iquitos Enapu (IE)																																					
19	Nazareth (NAZ)																																					
20	Tabatinga (TAB)																																					

Figura 12. Lista de estaciones hidrométricas para datos observados entre 1981 y 2015 (periodos variados), provenientes del observatorio SON-HYBAM, disponibilidad total (amarillo) y parcial (verde).

Cuadro 2. Nombre, Altitud, Río, Área hasta ubicación de estaciones hidrométricas, caudales medio, máximo y mínimo de estaciones hidrológicas.

N	Nombre	Altitud	Río	Área (Km ²)	Q medio (m ³ /s)	Q max (m ³ /s)	Q min (m ³ /s)
1	Nueva Loja (NL)	274	Napo	4331	599	4326	154
2	San Sebastian (SS)	270	Napo	5311	504	1744	163
3	Km 105 (KM)	2275	Ucayali	9635	123	642	32
4	Mejorada (ME)	2799	Ucayali	16930	217	898	29
5	Francisco de Orellana (FO)	274	Marañón	22068	1347	7605	163
6	Santiago (SAN)	257	Napo	23857	1160	4110	407
7	Nuevo Rocafuerte (NR)	175	Napo	30428	2244	6024	772
8	Nueva York (NY)	113	Marañón	39634	2167	4054	585
9	Chazuta (CHA)	226	Marañón	68685	3063	11390	249
10	Borja (BOR)	163	Marañón	92302	5046	15110	905
11	Bellavista (BE)	90	Napo	100169	6855	13020	1875
12	Santa Rosa de Ucayali (SRU)	201	Ucayali	191159	5904	12660	992
13	Lagarto (LA)	200	Ucayali	191428	7007	13264	1098
14	Pucallpa (PU)	141	Ucayali	260418	8957	21860	1082
15	Requena (RE)	94	Ucayali	350215	11642	20540	2627
16	San Regis (SR)	92	Marañón	359883	16551	26260	5774
17	Tamshiyacu (TAM)	88	Amazon	682970	28958	48320	9374
18	Iquitos Enapu (IE)	87	Amazon	699381	28835	48480	7875
19	Nazareth (NAZ)	73	Amazon	877763	35159	52010	13160
20	Tabatinga (TAB)	62	Amazon	878141	35569	57430	13480

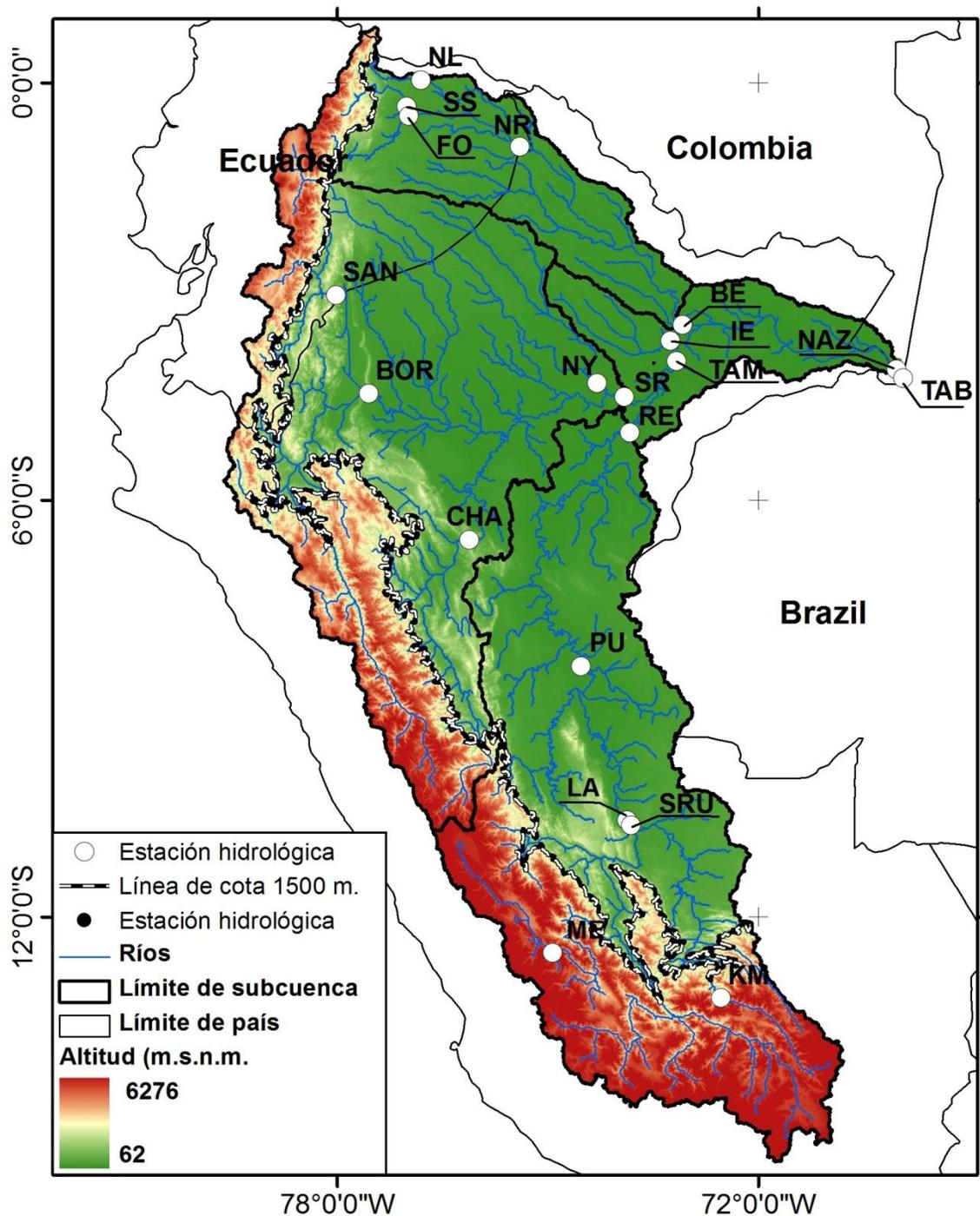


Figura 13. Mapa de estaciones de estaciones hidrológicas observadas, cuyas características son listadas en el Cuadro 2 (hasta la estación hidrométrica Tabatinga).

3.1.3. Datos de precipitación observada andina y amazónica

Para evaluar los datos de precipitación basados en satélites, se ha considerado el conjunto de datos de precipitación diaria observada HYBAM (HOP) (Figura 14). Este conjunto de datos es grillado e interpolado previamente utilizando mediciones de precipitación diaria de 752 pluviómetros que han sido seleccionadas de un total de 1.488 estaciones después de un estricto procedimiento de control de calidad basado también en el Método regional vectorial (Espinoza et al., 2009a). Los datos fueron interpolados espacialmente a un sistema grillado de 1° de resolución espacial utilizando el método de kriging ordinario para generar un conjunto de datos espacialmente grillados de precipitación diaria basada en observaciones entre 1980 y 2009 (Guimberteau et al., 2012).

Debido a su construcción en base al número relativamente grande de pluviómetros cubriendo toda la Amazonía, HOP proporciona una mejor representación de campos de precipitación sobre la CA en comparación con otros conjuntos de datos basados en pluviómetros (Getirana et al, 2014). HOP fue evaluado con respecto a datos NCC (NCEP / NCAR Corregido por datos CRU, Ngo-Duc et al., 2005) y es un producto de precipitación diaria disponible gratuitamente en el sitio web del observatorio SNO-HYBAM (www.so-hybam.org).

Se recopilaron los datos de precipitación diaria para la cuenca del río Mantaro (CRM) en los Andes centrales del Perú, proveniente de 58 estaciones de lluvia de instituciones como:

- Instituto Geofísico del Perú (IGP)
- Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI)
- Instituto de Investigación Internacional (IRI)
- Electro-PERÚ

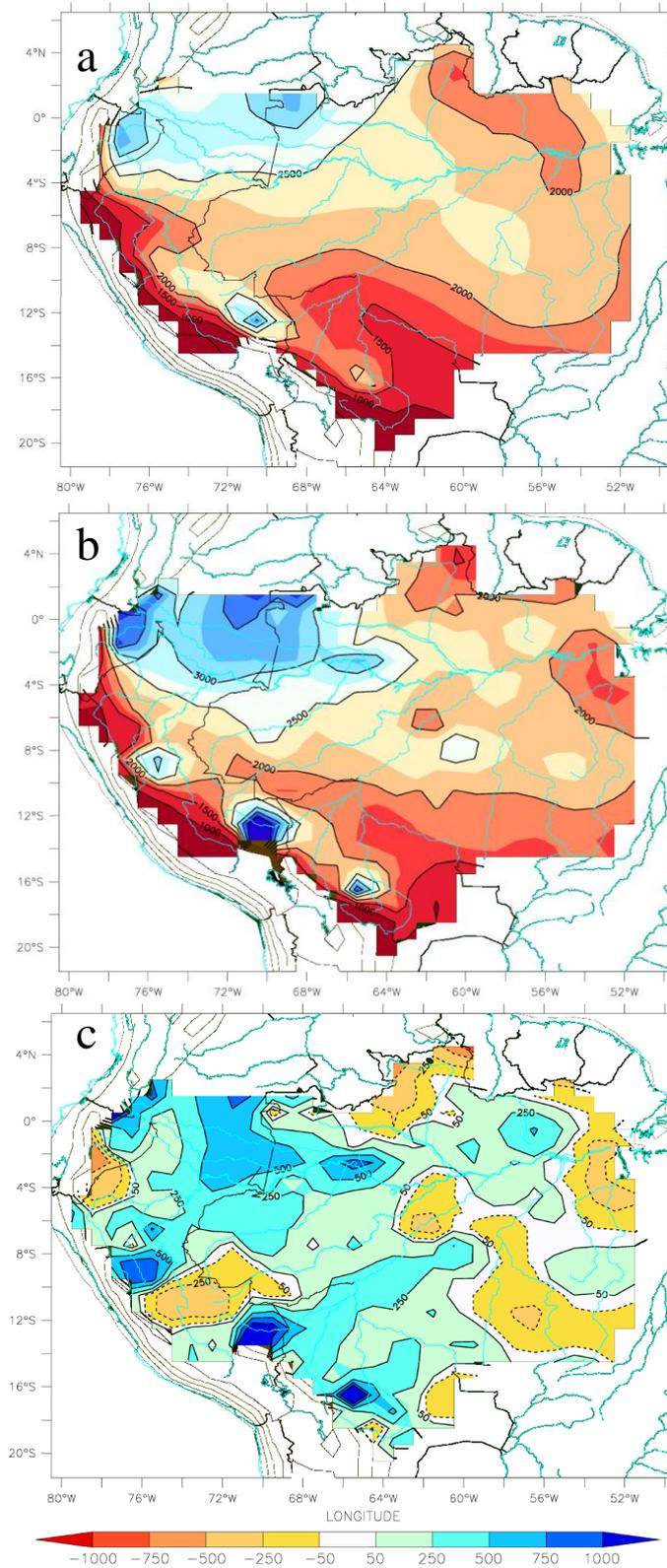


Figura 14. Precipitación media anual (mm/año) a partir de a) datos atmosféricos NCC NCC (NCEP / NCAR), b) HOP-HYBAM y c) diferencia entre a y b (Fuente: Guimbertau et al., 2012).

El período de tiempo para las estaciones varía en duración, pues van desde 13 a 48 años entre 1961 y 2011 (Cuadro 3). No obstante, para garantizar la mayor disponibilidad de lluvia diaria, se seleccionó un período común (1974-2004) (Figura 15b y Cuadro 3) y series con menos del 5% de datos faltantes. Estos datos estuvieron compuestos a partir de un total de 46 estaciones de lluvia sobre una base mensual, además de ser sometido a un método regional vector (MVR). El cual utiliza el concepto de precipitación media ampliada, para evaluar la calidad de datos del período de estudio (Hiez 1977; Brunet-Moret 1979). EL MVR emplea el método de mínimos cuadrados para calcular el índice pluviométrico anual regional Z_i , que puede ser obtenido a través de observaciones continuas. Este cálculo puede hacerse minimizando la suma de la ecuación (1), en donde P_j es la precipitación media extendida, i es el índice años, j el índice de la estación, N el número de años, y M el número de estaciones. Por último, la serie temporal de Z_i es el vector regional anual de los índices pluviométricos.

$$\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M \left(\frac{P_{ij}}{P_j} - Z_i \right) \quad (1)$$

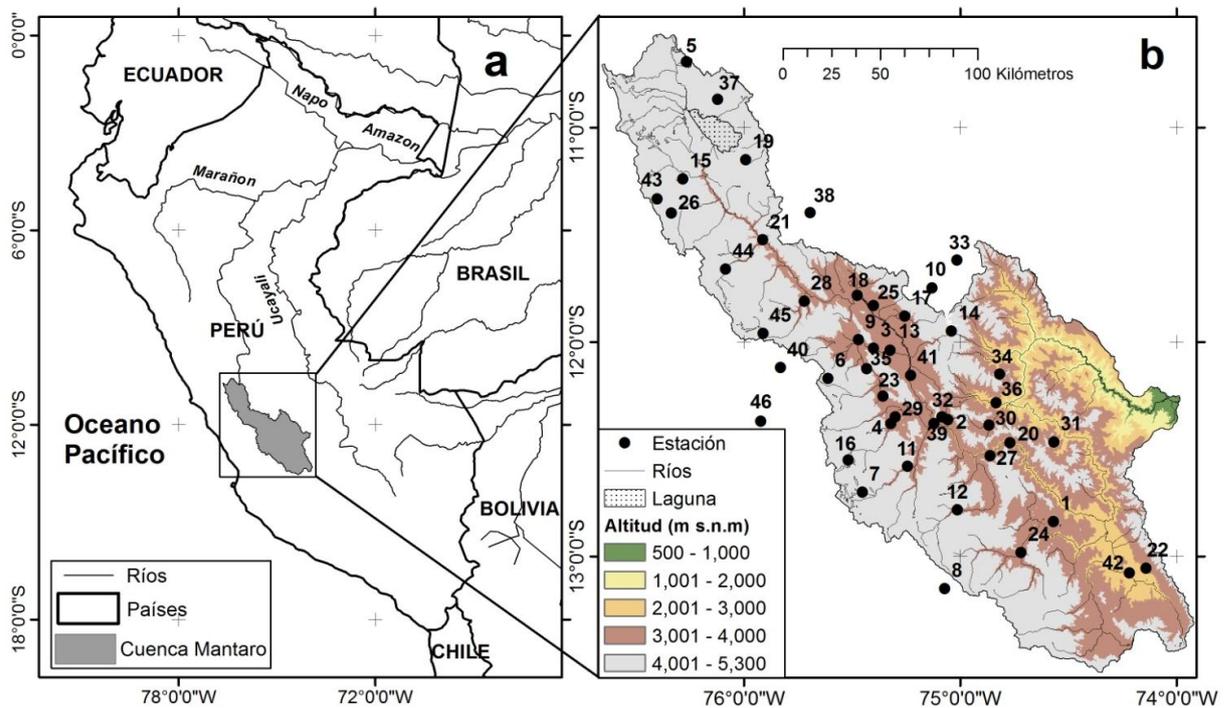


Figura 15. a) mapa de ubicación de la cuenca del río Mantaro, b) Mapa de estaciones pluviométricas observadas, cuyas características son listadas en el Cuadro 3.

Para el cálculo del MVR, se consideró una misma zona climática de la CRM, experimentando el mismo régimen de lluvias, donde se asume que la precipitación anual registrada en las estaciones de la cuenca muestra proporcionalidad entre las ellas. Algunos de los datos observados también se han utilizado en la CRM tal es el caso de estudios de lluvia estacional (Silva et al., 2008).

Cuadro 3. Nombre de estación pluviométrica, días con lluvia en el año (lluvia mayor a 0.1 mm), altitud y precipitación media anual.

N	Estación	Días con lluvia	Altitud(m)	P (mm/año)
1	Acobamba	104	3236	715
2	Acostambo	157	3650	721
3	Angasmayo	104	3280	651
4	Cercapuquio	167	4390	855
5	Cerro de Pasco	187	4391	1302
6	Chichicocha	141	4500	771
7	Chilicocha	141	4200	702
8	Choclococha	150	4201	780
9	Colpa	142	3450	717
10	Comas	163	3300	925
11	Huancalpi	146	3800	915
12	Huancavelica	148	3676	871
13	Huayao	157	3308	752
14	Huaytapallana	190	4510	854
15	Hueghue	182	4175	781
16	Huichicocha	161	4660	683
17	Ingenio	133	3450	755
18	Jauja	138	3322	704
19	Junin	148	4120	859
20	Kichuas	130	2650	532

			<<continuación>>	
21	La Oroya	125	2651	561
22	La Quinua	129	3260	787
23	Laive	149	3990	937
24	Lircay	125	3150	808
25	Mantaro	151	3300	660
26	Marcapomacocha	186	4413	1149
27	Mejorada	143	2820	606
28	Pachacayo	157	3550	669
29	Palaco	150	3650	659
30	Pampas	95	3260	542
31	Paucarbamba	139	3000	948
32	Pilchaca	104	3570	728
33	Ricran	136	3500	655
34	Salcabamba	109	2900	668
35	San Juan de Jarpa	163	3726	1053
36	San Lorenzo	74	2600	542
37	Tambo del Sol	187	4100	866
38	Tarma	89	3000	340
39	Telleria	136	3050	566
40	Vilca	128	3815	826
41	Viques	93	3186	703
42	Wallapampa	89	2158	668
43	Yantac	165	4600	671
44	Yauli	209	4601	763
45	Yauricocha	163	4375	814
46	Yauyos	67	2870	478

Finalmente, para evaluar datos recientes (2014-2015) obtenidos a partir de satélites, se ha recopilado adicionalmente datos de 181 estaciones pluviométricas principalmente a lo largo de regiones amazónicas y andinas de Perú. Estos datos fueron descargados del

portal web del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología – Perú. Principales características acerca de las estaciones son mostradas en la Figura 16 y Anexo 1.

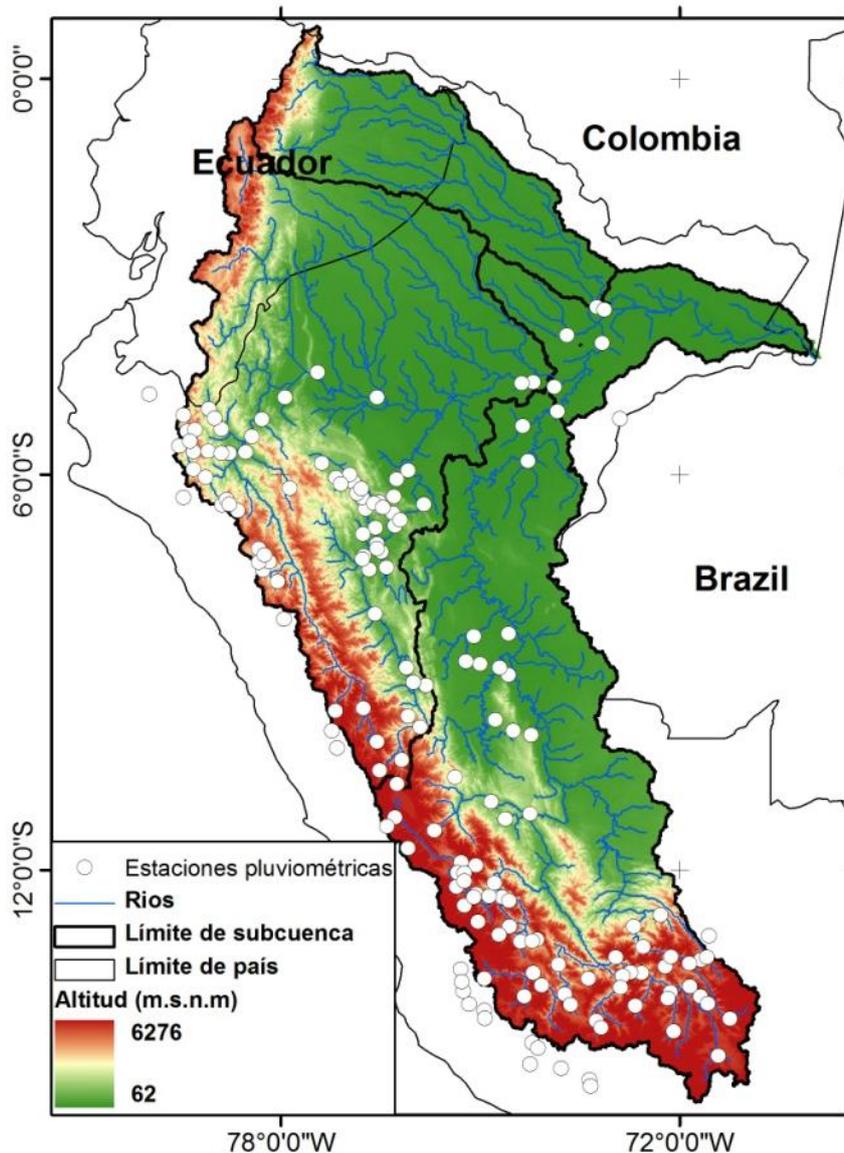


Figura 16. Distribución espacial de estaciones pluviométricas para datos recopilados en el periodo 2014-2015.

3.1.4. Datos de variables climáticas proveniente de Reanálisis

Los datos de Reanálisis recopilados corresponden a datos NCEP-DOE en formato NetCDF, el cual es un conjunto de bibliotecas de auto-descripción, formatos de datos independientemente que apoyan la creación, el acceso y el intercambio de datos orientados a información científica.

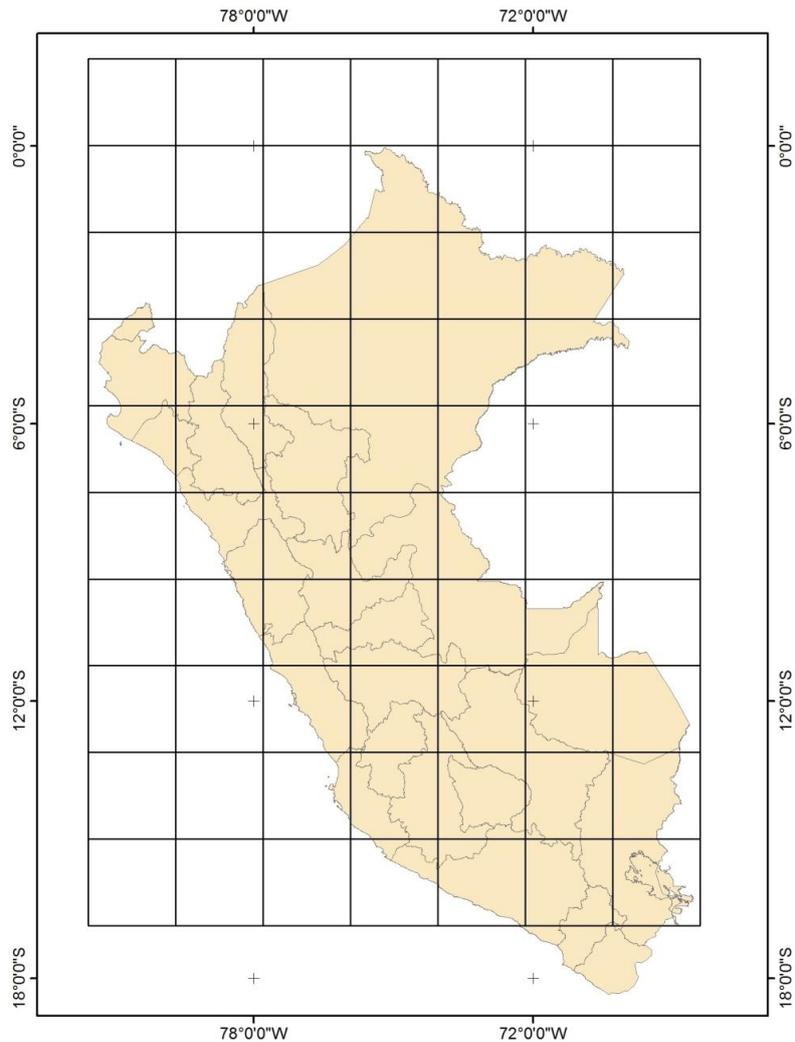


Figura 17. Grillado de datos de precipitación del NCEP/NCAR (Fuente: Zubieta, 2013).

El Reanálisis NCEP/NCAR provee datos atmosféricos diarios, el cual para algunas variables representan una mejor estimación del estado de la atmósfera. Los campos grillados de Reanálisis (Figura 17) han sido clasificados en clases A, B, C, D (Kalnay et al., 1996) (Cuadro 4).

El Centro Nacional para la Predicción Ambiental y El Centro Nacional para Investigación Atmosférica (El NCEP, The National Centers for Environmental Prediction y NCAR, National Center for Atmospheric Research) forman una cooperación denotado como proyecto “Reanálisis” para producir un registro de más de 40 años de análisis global de datos atmosféricos con fines de investigación y monitoreo climático.

El proyecto de Reanálisis consiste en usar la técnica del sistema de análisis/pronóstico y realizar el proceso llamado asimilación de datos usando datos pasados, desde 1957 hasta el presente, siendo un conjunto de datos de calidad para la investigación confiable del tiempo y clima en un periodo de corto plazo (Kalnay et al., 1996). La clasificación de variables son detalladas a continuación:

- A. Indica que la variable de análisis es fuertemente influenciada por datos observados que afectan directamente el valor de la variable, (por ejemplo viento).
- B. Indica, que aunque hay datos observados que afecta directamente el valor de la variable, el modelo también tiene fuerte influencia sobre el valor de análisis (por ejemplo humedad y temperatura superficial).
- C. indica que no hay datos observacionales afectando la variable, de modo que este sea derivado únicamente a partir del modelo forzado por la asimilación de datos a permanecer cerca a la atmosfera (por ejemplo nubes, precipitación, flujos superficiales).
- D representa un campo que es obtenido proveniente de valores climatológicos y no dependen del modelo (resistencia de las plantas)

Cuadro 4. Clasificación de variable climática de Reanálisis recopilada para el periodo 1974-2015 (NCEP-DOE, Kanamitsu et al., 2002).

Variable	Clase
Radiación Solar	C
Velocidad del Viento	A
Humedad Relativa	B
Presión atmosférica	B
Temperatura del aire	B

3.1.5. Datos de estimaciones de precipitación satelital a partir de productos GPM-IMERG, TMPA V7, TMPA RT, CMORPH Y PERSIANN

GPM (Global Precipitation Measurement) y TRMM (The Tropical Rainfall Measuring Mission) son proyectos de la agencia espacial de los Estados Unidos (NASA) y Japón (JAXA), las cuales proporcionan datos de precipitación derivadas de sus productos, que son evaluados en este estudio:

a) GPM (producto IMERG-V03D) provee datos en varios niveles de tratamiento desde marzo de 2014 (<http://pmm.nasa.gov/GPM>) a partir de mediciones de satélite sin procesar para obtener la mejor estimación de los mapas de precipitación global utilizando combinaciones de observaciones y datos meteorológicos (<http://www.nasa.gov/gpm>). IMERG ha sido diseñado para mejorar la limitada toma de muestras disponibles a partir de satélites leo (baja orbita) usando tanto satélites leo como sea posible. Por último, los vacios de información son obtenidos a partir de estimaciones geosíncronicas de órbita terrestre (GEO) de IR (Huffman et al., 2015).

b) TMPA 3B42 versión 7 se obtiene a partir de un conjunto de datos de muchos sensores a bordo del satélite de precipitación TRMM desde 1998 hasta abril de 2015 tanto en tiempo real u casi real (datos 3b42 TMPA están disponibles en <ftp://disc02.nascom.nasa.gov/data/TRMM/Gridded/3B42RT>). TMPA muestra la experiencia más exitosa, ya que el procesamiento mediante el empleo de una mejor escala es mejorada en relación con otras fuentes de datos, siendo imprescindible para crear promedios espacio-temporales que son los niveles apropiados para aplicaciones hidrometeorológicas (Huffman et al., 2007).

c) TMPA RT (tiempo real), son estructuralmente datos similares a TMPA V7, no obstante, estos no incluyen las medidas de calibración de observaciones pluviométricas, que se incorporan más de un mes después de que los datos son obtenidos por satélite. (<Ftp://disc2.nascom.nasa.gov/data/TRMM/Gridded/3B42RT>). Similarmente al producto TMPA V7, estos datos TMPA RT tiene una resolución temporal sub-diaria que es por lo

general 3 horas y resolución espacial de 0.25°. Para procesamiento hidrológico y climático estos fueron reajustados a paso diario.

d) CMORPH (Joyce et al. 2004) utiliza un tratamiento diferente a datos IR comparándolos con TRMM. Estimaciones de lluvia CMORPH (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph_description.html) emplea datos IR sólo para derivar un campo de movimiento de las nubes que posteriormente se utilizan para identificar pixeles que indiquen lluvia. Además, dos procesos son inicializados cada media hora en preparación para la construcción del análisis de lluvia. Los cuales son basados en datos microondas pasivos y el sensor TMI, las cuales son provistos por NOAA/NESDIS, estos son ensamblados e intercalibrados para periodos de media hora.

e) PERSIANN es obtenido a partir de análisis de redes neuronales, la cual utiliza procedimientos de clasificación y aproximación de funciones para calcular una estimación de la intensidad de lluvia a partir de imágenes de temperatura de brillo proporcionada por satélites geoestacionarios. PERSIANN se basa en imágenes infrarrojas geoestacionarias y luego se extiende para además incluir en el proceso tanto imágenes infrarrojas como del espectro visible. Desde su creación en el año 1997, PERSIANN ha sido un sistema en continua evolución. Este genera productos mediante mapas de precipitación global con dos días de retraso. El cual es debido a los acuerdos de acceso a datos internacionales, lo que permite acceder a materiales compuestos globales IR dos días después. La precipitación estimada se logra mediante la aplicación del algoritmo de agrupamiento no supervisado Self-Organizing Map Feature (SOMF) (Hsu et al., 1997). Una descripción general de las principales características de todos los datos de precipitación obtenidos por satélite es provista en el Cuadro 5.

Cuadro 5. Resumen de principales características de estimaciones de lluvia por satélite empleadas en este estudio.

Datos	Resolución espacial	Cobertura espacial	Resolución temporal	paso de tiempo	Referencia
HOP	Grilla (1° x 1°)	Amazon basin	24h	01/1980-12/2009	Espinoza et al, 2009a; Guimberteau et al, 2012
GPM IMERG	Grilla(0.1° x 0.1)	Quasi global (180°W-180°E, 90°N-90°S)	1/2 h	03/2014-presente	Schwaller y Morris, 2011; Huffman et al, 2015.
TMPA V7	Grilla (0.25° x 0.25°)	Quasi global (180°W-180°E, 50°N-50°S)	3 h	01/1998-presente	Huffman et al, 2007 ; Huffman et al., 2010 ;
TMPA RT	Grilla (0.25° x 0.25°)	Quasi global (180°W-180°E, 60°N-60°S)	3 h	03/2000-presente	Huffman et al, 2007 ; Huffman et al, 2010.
CMORPH	Grilla (0.25° x 0.25°)	Quasi global (180°W-180°E, 60°N-60°S)	3 h	12/2002-presente	Joyce et al., 2004
PERSIANN	Grilla (0.25° x 0.25°)	Quasi global (180°W-180°E, 50°N-50°S)	6h	03/2000-presente	Sorooshian et al., 2000

3.2. METODOLOGÍA

3.2.1. Concentración de precipitación diaria (IC)

El índice de concentración (IC) descrito por Martin-Vide (2004), permite analizar la estructura estadística de la lluvia diaria, mediante el análisis de la persistencia de días húmedos y secos. Para su ejemplificación se ha elaborado un análisis secuencial (basado en Martin-Vide, 2004 y Zubieta y Saavedra, 2013), de la estimación de un índice de concentración para un periodo de 30 años a manera de ejemplo y representada en el Cuadro 6. Cabe señalar que un día con lluvia es considerado cuando el registro indica ser mayor a 0.1 mm.

- En la primera columna de el Cuadro 6, las clases son presentadas en orden ascendente y la columna 2 muestra sus puntos medios (es decir representa la lluvia promedio).
- En la tercera columna, el número de días correspondiente a la precipitación de cada clase, (frecuencia absoluta). Así, por ejemplo después de 30 años (periodo

de ejemplo), 912 días de lluvia registrados con cantidades que van desde 0.1 a 0.9 mm; mientras que 465 días presentan cantidades que van desde 1.0 a 1.9 mm; los días más lluviosos tienen entre 48 y 48.5 mm.

- En total se registraron 2947 días con lluvia, es decir la suma de la tercera columna.
- La cuarta columna muestra $\sum ni$, es la frecuencia acumulada de días con lluvia obtenida de la suma de las frecuencias absolutas en la serie de análisis.
- La columna P_i , es obtenida del producto de la columna 2 y 3, la cual presenta las clases pluviométricas totales (aunque la lluvia es representada por el promedio de la clase, en este estudio es considerado que es lo suficientemente preciso).
- En la sexta columna, se muestra la frecuencia acumulada de la precipitación por clase $\sum P_i$,

Cuadro 6. Distribución de frecuencias en clases de 1 mm, frecuencias relativas acumuladas de días con lluvia (X) y porcentaje del total de Precipitación (Y) para la estimación de una curva empírica de concentración mostrada en la Figura 18 (Basado en Martin-Vide, 2004).

1	2	3	4	5	6	7	8
Clase	Punto medio	n	$\sum ni$	P_i	$\sum P_i$	Día de con lluvia (%)	Cantidad de lluvia(%)
0.1 - 0.9	0.5	912.0	912.0	456.0	456.0	30.9	3.3
1.0 - 1.9	1.5	465.0	1377.0	697.5	1153.5	46.7	8.4
2.0 - 2.9	2.5	286.0	1663.0	715.0	1868.5	56.4	13.7
3.0 - 3.9	3.5	216.0	1879.0	756.0	2624.5	63.8	19.2
4.0 - 4.9	4.5	150.0	2029.0	675.0	3299.5	68.8	24.1
5.0 - 5.9	5.5	97.0	2126.0	533.5	3833.0	72.1	28.0
6.0 - 6.9	6.5	116.0	2242.0	754.0	4587.0	76.1	33.5
7.0 - 7.9	7.5	79.0	2321.0	592.5	5179.5	78.8	37.8
8.0 - 8.9	8.5	121.0	2442.0	1028.5	6208.0	82.9	45.4
9.0 - 9.9	9.5	86.0	2528.0	817.0	7025.0	85.8	51.3
10.0 - 10.9	10.5	61.0	2589.0	640.5	7665.5	87.9	56.0
11.0 - 11.9	11.5	45.0	2634.0	517.5	8183.0	89.4	59.8
12.0 - 12.9	12.5	48.0	2682.0	600.0	8783.0	91.0	64.2
13.0 - 13.9	13.5	48.0	2730.0	648.0	9431.0	92.6	68.9
14.0 - 14.9	14.5	36.0	2766.0	522.0	9953.0	93.9	72.7
15.0 - 15.9	15.5	26.0	2792.0	403.0	10356.0	94.7	75.7
16.0 - 16.9	16.5	16.0	2808.0	264.0	10620.0	95.3	77.6
17.0 - 17.9	17.5	21.0	2829.0	367.5	10987.5	96.0	80.3
18.0 - 18.9	18.5	35.0	2864.0	647.5	11635.0	97.2	85.0
19.0 - 19.9	19.5	14.0	2878.0	273.0	11908.0	97.7	87.0

						«continuación»	
20.0 - 20.9	20.5	14.0	2892.0	287.0	12195.0	98.1	89.1
21.0 - 21.9	21.5	7.0	2899.0	150.5	12345.5	98.4	90.2
22.0 - 22.9	22.5	3.0	2902.0	67.5	12413.0	98.5	90.7
23.0 - 23.9	23.5	7.0	2909.0	164.5	12577.5	98.7	91.9
24.0 - 24.9	24.5	6.0	2915.0	147.0	12724.5	98.9	93.0
25.0 - 25.9	25.5	7.0	2922.0	178.5	12903.0	99.2	94.3
26.0 - 26.9	26.5	3.0	2925.0	79.5	12982.5	99.3	94.8
27.0 - 27.9	27.5	2.0	2927.0	55.0	13037.5	99.3	95.3
28.0 - 28.9	28.5	7.0	2934.0	199.5	13237.0	99.6	96.7
29.0 - 29.9	29.5	3.0	2937.0	88.5	13325.5	99.7	97.4
30.0 - 30.9	30.5	1.0	2938.0	30.5	13356.0	99.7	97.6
31.0 - 31.9	31.5	2.0	2940.0	63.0	13419.0	99.8	98.0
32.0 - 32.9	32.5	1.0	2941.0	32.5	13451.5	99.8	98.3
33.0 - 33.9	33.5	0.0	2941.0	0.0	13451.5	99.8	98.3
34.0 - 34.9	34.5	1.0	2942.0	34.5	13486.0	99.8	98.5
35.0 - 35.9	35.5	1.0	2943.0	35.5	13521.5	99.9	98.8
36.0 - 36.9	36.5	1.0	2944.0	36.5	13558.0	99.9	99.1
37.0 - 37.9	37.5	1.0	2945.0	37.5	13595.5	99.9	99.3
38.0 - 38.9	38.5	0.0	2945.0	0.0	13595.5	99.9	99.3
39.0 - 39.9	39.5	0.0	2945.0	0.0	13595.5	99.9	99.3
40.0 - 40.9	40.5	0.0	2945.0	0.0	13595.5	99.9	99.3
41.0 - 41.9	41.5	0.0	2945.0	0.0	13595.5	99.9	99.3
42.0 - 42.9	42.5	0.0	2945.0	0.0	13595.5	99.9	99.3
43.0 - 43.9	43.5	0.0	2945.0	0.0	13595.5	99.9	99.3
44.0 - 44.9	44.5	1.0	2946.0	44.5	13640.0	100.0	99.7
45.0 - 45.9	45.5	0.0	2946.0	0.0	13640.0	100.0	99.7
46.0 - 46.9	46.5	0.0	2946.0	0.0	13640.0	100.0	99.7
47.0 - 47.9	47.5	0.0	2946.0	0.0	13640.0	100.0	99.7
48.0 - 48.5	47.5	1.0	2947.0	47.5	13687.5	100.0	100.0
Suma		2947		13687.5			

Finalmente, los porcentajes de la columna cuatro y seis son presentados en la séptima y octava respectivamente, para luego ser graficada esta línea empírica en la Figura 18. El resultado denota que la línea poligonal en relación a la línea de equidistribución (esta línea indica que todos los días llovería la misma cantidad) indican que el 30.9% de los días menos lluviosos, representan solo el 3.3% de la cantidad de lluvia total).

En la Figura 18 se observa la distribución estadística de la lluvia diaria, cuyos valores expresan la concentración de lluvia. La línea de equidistribución (caso ideal), donde la distribución de la precipitación diaria es perfecta. La concentración puede ser considerada una función de separación de la línea de equidistribución y la línea poligonal (Martin-Vide, 2004). La línea poligonal es denominada curva de concentración o curva de Lorenz, (Shaw y Wheeler, 1994). El área S formada la línea de equidistribución y la línea poligonal representaría una medida de la concentración,

$$y = ae^{bx} \quad (2)$$

La curva de concentración puede ser mejorada por la estimación de la línea poligonal por una curva exponencial (Ecuación 2), cuya solución se puede alcanzar mediante mínimos cuadrados (Ecuaciones 3 y 4).

$$\ln a = \frac{\sum X_i^2 \sum \ln Y_i + \sum X_i \sum X_i \ln X_i - \sum X_i^2 \sum \ln X_i - \sum X_i \sum X_i \ln Y_i}{N \sum X_i^2 - (\sum X_i)^2} \quad (3)$$

$$b = \frac{N \sum X_i \ln Y_i + \sum X_i \sum \ln X_i - N \sum X_i \ln X_i - \sum X_i \sum \ln Y_i}{N \sum X_i^2 - (\sum X_i)^2} \quad (4)$$

Una vez que las constantes a y b sean determinadas, la integral definida de la curva exponencial entre 0 y 100 (área debajo de la curva) (ecuación 5) es empleada para su estimación final.

$$A' = \left[\frac{a}{b} e^{bx} \left(x - \frac{1}{b} \right) \right]_0^{100} \quad (5)$$

El área S' comprimida por la curva hacia la línea de equidistribución, es la diferencia entre 5000 y el valor de la ecuación 6 (se asemeja a la de Gini) puede ser definido mediante:

$$IC = S'/5000 \quad (6)$$

Note que el valor de IC es la fracción de S' y el área superficial del menor triángulo delimitado por la línea de equidistribución. En el caso de este ejemplo (Figura 18) aplicando ecuaciones (4) y (5), resulta a =0.0383, b=0.0324, mientras para la ecuación 6 resulta el IC es igual 0.58.

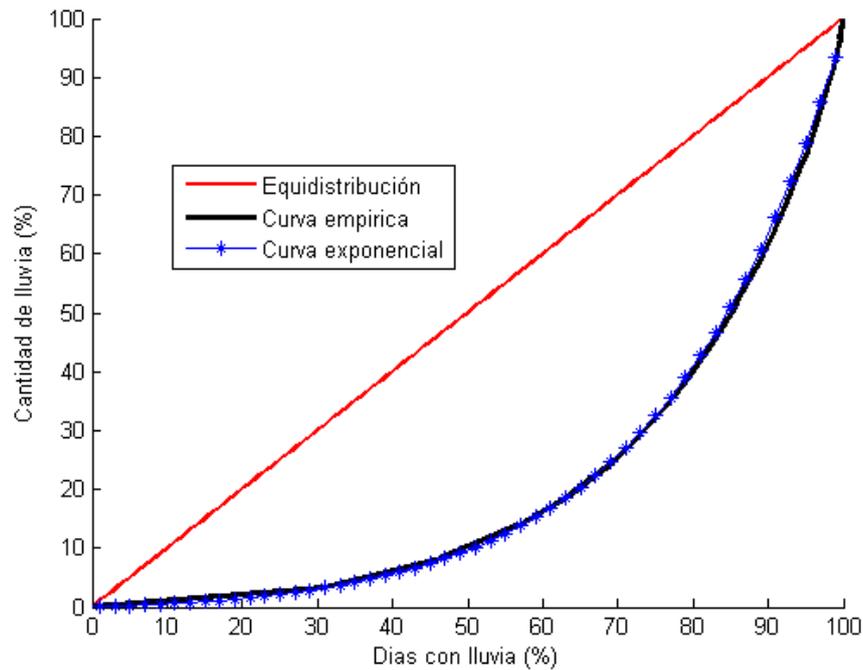


Figura 18. Curva de concentración empírica y de ajuste exponencial.

La curva obtenida (Figura 18) representa una mayor concentración o irregularidad. Para establecer una comparación se ha preparado un gráfico a partir de tres series de lluvia diaria. Por ejemplo, nótese, que de acuerdo a las curvas graficadas en la Figura 19, esta muestra las curvas de concentración para las estaciones Trinidad-Aeropuerto (Bolivia), Cerro de Pasco (Perú) y Manaus (Brasil), representadas como A, B y C.

Así, podemos observar diferente concentración de lluvia diaria en A, B y C donde:

El 10% de los días con más lluvia representa en A (Trinidad-Aeropuerto), el 42% de la cantidad total de lluvia (es decir 90% restante de los días con lluvia, representa el 58% del total de lluvia), con respecto al 38.4% para C (estación de Manaos) (es decir 90% restante de los días con lluvia, representa el 61.6% del total de lluvia). Esto indica una mayor concentración de lluvia diaria en A que en C.

Por otro lado, una menor concentración que A y C es mostrada en B (Cerro de Pasco). Ya que para el mismo 10% de los días con más lluvia, este representa tan solo un 30%

de la cantidad de lluvia (es decir 90% restante de los días con lluvia, representa el 70% del total de lluvia).

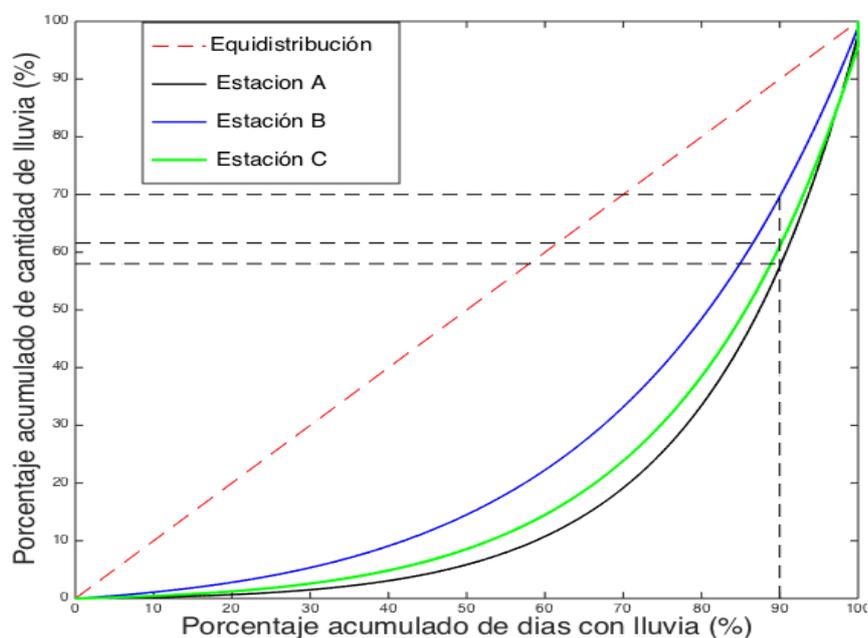


Figura 19. Curva de concentración para las estaciones Trinidad-Aeropuerto (Bolivia, línea negra), Cerro de Pasco (Perú, azul) y Manaus (Brasil) en A, B y C respectivamente.

En general, se ha considerado todas las series de precipitación diaria observada para la estimación del IC. Cabe señalar que en el caso de datos grillados de satélite, cada grilla con su serie de datos es considerada como una estación.

3.2.2. Analisis de tendencias de índice de concentración de la cuenca del río Mantaro

Para analizar cambios en los patrones de concentración de la precipitación diaria en las series de tiempo de precipitación en la región de los Andes centrales del Perú, se seleccionaron datos de precipitación diaria de 25 estaciones de lluvia para el periodo 1964-2010 (en el caso de la cuenca del río Mantaro). Se seleccionó este período, ya que ofreció la mejor disponibilidad espacio-temporal de los datos de precipitación. Para detectar posibles tendencias, el IC fue calculado para cada año. La tendencia temporal

del IC fue detectado por el método no paramétrico de Mann-Kendall (Kendall 1975; Mann 1945). Este método no se ve afectada por la distribución estadística de los datos y es menos sensible a los valores atípicos. De hecho, el método de evaluación se basa en un aumento (1), descenso (-1) o igualdad (0) con respecto al valor observado. La estadística de la prueba de Mann-Kendall (S) se calcula según las ecuaciones (7) y (8).

$$sgn(x_j - x_i) = \begin{cases} 1; & \text{If } x_j > x_i \\ -1; & \text{If } x_j < x_i \\ 0; & \text{If } x_j = x_i \end{cases} \quad (7)$$

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n sgn(x_j - x_i) \quad (8)$$

Cuando $sgn(x_j - x_i)$ es la función signo, x_i y x_j son los valores de datos en serie de tiempo i y j ($j > i$), respectivamente, y n es el número de puntos de datos. La varianza se calcula de la siguiente manera:

$$Var(S) = \frac{m(m-1)(2m+5) - \sum_{i=1}^P t_i(t_i-1)(2t_i+5)}{18} \quad (9)$$

Donde m es el número de puntos de datos, P es el número de grupos ties y t_i denota el número de lazos de medida i (Ecuación 9). Un grupo tie es un conjunto de datos de la muestra que tienen el mismo valor. Cuando m es mayor que 10, la estadística de prueba normal estándar Z_S se calcula utilizando la ecuación (10):

$$Z_S = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{Var(S)}}, & \text{If } S > 0 \\ 0, & \text{If } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{Var(S)}}, & \text{If } S < 0 \end{cases} \quad (10)$$

Un valor Z positivo indica que hay una tendencia positiva, mientras que un valor negativo representa una tendencia negativa en la serie temporal. Las pruebas de

tendencia se hace en el nivel específico de significación α , cuando $|Z_S| > Z_{1-\frac{\alpha}{2}}$, la hipótesis nula se rechaza y existe una tendencia significativa en las series de tiempo. $Z_{1-\frac{\alpha}{2}}$ se calcula a partir de la tabla de distribución normal estándar. En este estudio, se utilizaron los niveles de significación $\alpha = 0.01, 0.05$ y 0.10 .

3.2.3. Interpolación espacial de IC

Debido al número limitado de estaciones de lluvia, se seleccionó el método de interpolación de Kriging para estimar los valores en lugares no monitoreados. Entre los métodos de interpolación Kriging más conocidos están los algoritmos llamados ordinario, universal, simple. Información detallada adicional acerca de estos métodos se puede encontrar en Isaaks y Srivastava (1989) o Lichtenstern (2013). El método Kriging ordinario utiliza una función de semi-variograma para cuantificar el supuesto de que las regiones no monitoreadas, es decir aquellas inmediaciones tienden a ser más similares que otras mediciones que están más alejadas. Las relaciones entre las mediciones son válidas para un modelo de función aleatoria y la validez de esta función nos permite presentar ecuaciones en términos del variograma con n localizaciones.

$$\sum_{j=1}^n w_j Z_{ij} - \mu = Z_{i0} \quad \text{for } j = 1, \dots, n \quad (11)$$

$$\sum_{i=1}^n w_i = 1 \quad (12)$$

$$\sigma^2_R = \sum_{i=0}^n w_i Z_{i0} + \mu \quad (13)$$

Donde Z_{ij} representan los semi-varianza entre ubicaciones i, j , y μ es el parámetro de Lagrange (Ecuación 11) que se utiliza para convertir un problema de minimización restringida en un uno sin restricciones. En este estudio, utilizamos un modelo de probabilidad, en el que el peso óptimo w_i se calcula de tal manera que la estimación de Z_{i0} es imparcial. Para asegurar insesgamiento, la suma de w_i debe ser igual a la unidad (Ecuación 12) con la varianza del error de modelado σ^2_R dada por la ecuación (13).

Los valores se ponderan para obtener un valor predictivo, su precisión y el sesgo, se verificaron mediante validación cruzada (Ly et al 2011). La validación cruzada es una medida que se utiliza con frecuencia para evaluar las predicciones del modelo a partir de las diferencias entre los valores observados y estimados, sobreestimación o subestimación en la predicción de cualquier punto (estación de lluvias) se pueden obtener a partir de modelos de predicción, por lo tanto, pueden ser evaluados mediante el error medio ME, la raíz del error medio cuadrático (RMSE) y el error cuadrático medio estandarizado (RMSS). Una relación detallada de los errores obtenidos a partir de de esta evaluación puede ser observada en Anexo 2.

3.2.4. Modelización Hidrológica Distribuida

En este estudio se ha empleado el modelo MGB-IPH (<https://www.ufrgs.br/hge/mgb-iph/>) desarrollado por el Instituto de Pesquisas Hidraulicas de Brasil de la *Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, el cual se compone de algoritmos para la estimación de agua en el suelo, la evapotranspiración, la propagación del flujo dentro de un pixel, y el flujo de enrutamiento a través de la red de evacuación. El área de drenaje se divide en elementos cuadrículados (normalmente pixeles, rejillas o celdas) conectados entre sí por canales, con vegetación y uso del suelo dentro de cada elemento clasificándose en una o más clases (Collischonn et al., 2007a). El enfoque de la unidad de respuesta hidrológica URH (Beven, 2001) es empleado para la clasificación hidrológica de toda la cuenca (Figura 20).

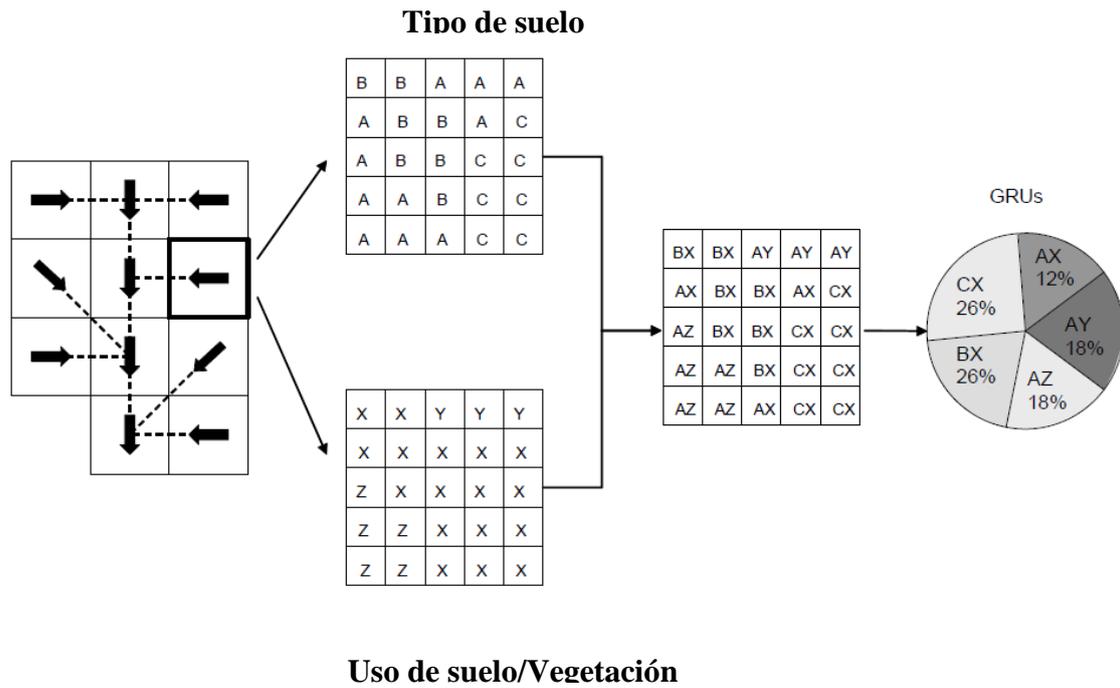


Figura 20. Discretización de la cuenca para la obtención de unidades de respuesta hidrológica (adaptado a partir de Kouwen y Mousavi, 2002).

Una cuenca contiene un limitado número de distintas URHs, El balance hídrico del suelo es calculado para cada URH, y la escorrentía generada a partir de diferentes URHs finalmente adicionada y ruteada hacia el canal, además de ruteada a la red hídrica (Collischonn et al., 2007a).

De acuerdo a Collischonn et al. (2007a), El balance hídrico del suelo es calculado independientemente para cada URH de cada píxel considerando solo una capa de suelo, de acuerdo a la ecuación (14) (ver Figura 21):

$$W_{i,j}^K = W_{i,j}^{K-1} + (P_i - ET_{ij} - D_{sup\ i,j} - D_{int\ i,j} - D_{bas\ i,j})\Delta t \quad (14)$$

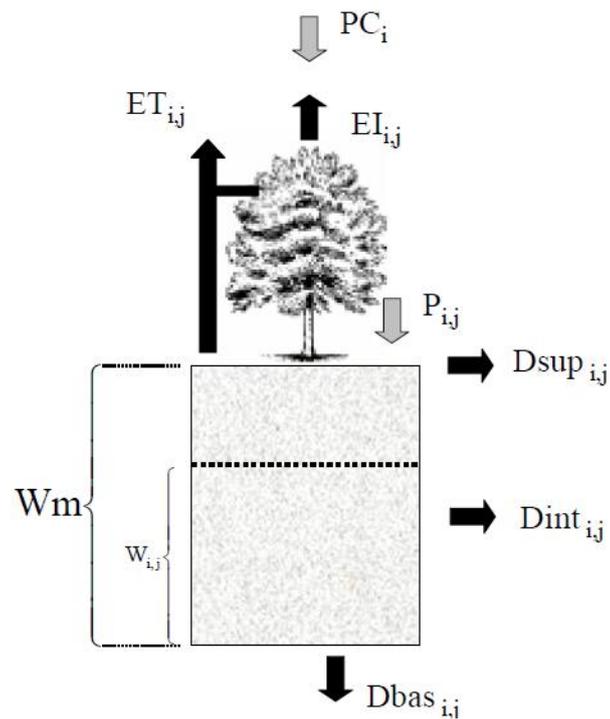


Figura 21. Balance hídrico del suelo en cada URH de un píxel (Fuente: Collischonn et al., 2007a).

Donde k , i y j son índices relacionados al paso de tiempo, píxel y URH, respectivamente; Δt es el paso de tiempo (1 día en la mayoría de aplicaciones); $W_{i,j}^k$ (mm) es el almacenamiento hídrico en la capa de suelo, al final de cada paso de tiempo k , en la GRU j , del píxel i ; $W_{i,j}^{k-1}$ (mm) es la misma variable al inicio del paso de tiempo; $P_{i,j}$ ($\text{mm } \Delta t^{-1}$) es la lluvia que alcanza el suelo; ET_{ij} ($\text{mm } \Delta t^{-1}$) es la evapotranspiración proveniente del suelo estimada mediante Penman – Monteith, usando un enfoque similar al que emplea Wigmosta et al. (1994); $D_{sup\ i,j}$ ($\text{mm } \Delta t^{-1}$) es el flujo superficial o flujo rápido, el cual es basada sobre el concepto de área de contribución variable de los modelos Arno (Todini, 1996), Xinanjiang (Zhao et al., 1980), VIC (Liang et al., 1994) y LARSIM (Ludwig y Bremicker, 2006). $D_{int\ i,j}$ ($\text{mm } \Delta t^{-1}$) es el flujo subsuperficial obtenido usando una función similar a la ecuación de conductividad hidráulica saturada de Brooks y Corey (Rawls et al., 1993); $D_{bas\ i,j}$ ($\text{mm } \Delta t^{-1}$) es el flujo hacia el reservorio subterráneo calculada de acuerdo a una relación lineal entre el almacenamiento de agua en el suelo y el máximo almacenamiento de

agua en el suelo. Las variables $W_{i,j}^K$ y $P_{i,j}$ son conocidas en cada paso de tiempo y ET_{ij} , $D_{sup\ i,j}$, $D_{int\ i,j}$, $D_{bas\ i,j}$ son calculados basados sobre el almacenamiento hídrico en el suelo al inicio del paso de tiempo ($W_{i,j}^K$).

Seis parámetros fueron seleccionados para calibración: Wm , b , K_{int} , K_{bas} , C_s y C_i . (Collischonn et al., 2007a). Los parámetros son calibrados para obtener un buen ajuste entre los hidrogramas observados y calculados manteniendo un significado físico. Los parámetros están basados en el registro de hidrogramas a través de ensayos y técnicas de optimización y error (Collischonn et al., 2007a).

Donde:

Wm_j (mm) es el máximo almacenamiento de agua en la capa superior de suelos del URH j (parámetro relacionado a URH).

El parámetro $b_j[-]$ representa la distribución estadística de capacidad de almacenamiento de agua en el suelo.

$K_{int\ j}$ ($mm\ \Delta\ t^{-1}$) es un parámetro el cual da el drenaje supsuperficial del agua a partir de la capa de suelo, cuando el suelo está saturado.

$K_{bas\ j}$ un parámetro el cual da la tasa de percolación al agua subterránea en caso de suelo saturado.

C_s y C_i son valores adimensionales que corrigen la primera estimación del tiempo de retención de ambos flujos superficial y subsuperficial.

Una descripción detallada del modelo MGB-IPH puede ser encontrada en Collischonn et al (2007a) y Collischonn (2001), además de su versión en español de Quiroz et al. (2011) y Zubieta (2013).

3.2.5. Calibración de modelo MGB-IPH

El modelo hidrológico MGB-IPH fue calibrado usando como fuente de datos, precipitación estimada por satélite (HOP, GPM, TMPA V7, TMPA RT) y fueron comparados mediante caudales estimados y observados, a través de:

- Coeficiente de Nash Sutcliffe (NS) (Ecuación 15)
- Coeficiente de Nash Sutcliffe para logaritmo (NS Log) (Ecuación 16)
- Diferencia entre volúmenes calculados y observados mediante el Error en el volumen (ΔV) (Ecuación 17)

$$NS = 1 - \frac{\sum_{t=1}^{nt} (Q_{obs}(t) - Q_{cal}(t))^2}{\sum_{t=1}^{nt} (Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (15)$$

$$NS_{log} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^{nt} (\ln(Q_{obs}(t)) - \ln(Q_{cal}(t)))^2}{\sum_{t=1}^{nt} (\ln(Q_{obs}(t)) - \overline{\ln(Q_{obs})})^2} \quad (16)$$

$$\Delta V = \frac{\sum(Q_{obs}(t)) - \sum(Q_{cal}(t))}{\sum(Q_{obs}(t))} \quad (17)$$

Para los conjunto de datos HOP, TMPA V7 y TMPA RT el modelo MGB-IPH fue calibrado usando datos a partir de 2005 a 2012, mientras que GPM-IMERG usando en el periodo 2014-2015.

Cuadro 7. Conjunto de parámetros iniciales para calibración automática en la cuenca amazónica de Perú y Ecuador empleando datos TMPA V7 (Fuente: Zubieta, 2013).

Parámetro	Primera conjetura	Dominio	Proceso Hidrológico
b(-)	0.12	[0.01-4]	Variable curva de infiltración
Kint	50	[2 - 400]	Flujo subsuperficial
Kbas	30	[0.1-120]	Flujo subterráneo
Cs	14	[5-19]	Flujo superficial
Ci	140	[68-180]	Flujo subsuperficial
Wc	0.35*Wm	[0.3-0.4 *Wm]	Flujo vertical subterráneo
Wm1	300	[80-1200]	Almacenamiento de agua en el suelo GRU

Los conjuntos de datos fueron calibrados por separado para cada estación de hidrológica (Figura 22) .

- El coeficiente óptimo de Nash - Sutcliffe (NS) tiene un valor máximo igual a 1, que significa un ajuste perfecto entre caudales calculados y observados. Este está fuertemente influenciado por errores en los valores máximos.
- NS log varía de infinito a 1, su valor indica que cuanto mayor sea, mejor será la simulación, el cual está fuertemente influenciado por los valores mínimos.
- El error en el volumen ΔV expresa la diferencia entre la suma de todas los valores calculados y observados, en caso sea cero indica un balance hídrico muy aceptable.

Basado en el análisis de sensibilidad realizado por Zubieta (2013), se empleó rangos durante el proceso calibración manual previa. Finalmente, la calibración automática del modelo MGB-IPH fue realizada usando el algoritmo MOCOM-UA (Yapo et al., 1998). Desarrollada como aplicación en el programa Mapwindows esta herramienta de calibración automática, permitió una búsqueda óptima del rendimiento de MGB-IPH, evaluando los caudales obtenidos por modelización con respecto a caudales observados.

Para ello se empleó los rangos propuestos por Zubieta (2013) (ver Cuadro 7), donde se realizó una búsqueda en promedio de 500 opciones, para todas las subcuencas bajo una ponderación entre el 80 y 120%., la cual ajustó los parámetros tanto debajo como por encima de los datos asignados en la calibración manual.

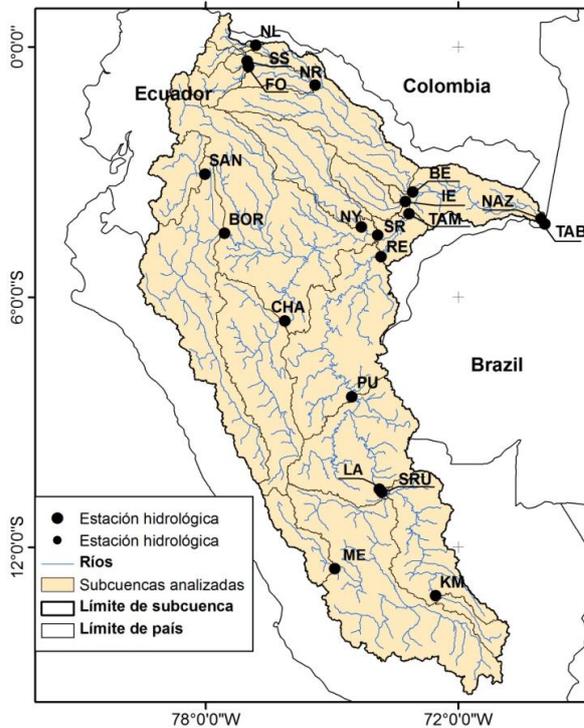


Figura 22. Mapa de subcuencas adoptado a partir de la ubicación de estaciones hidrológicas, la lista de estaciones están en el Cuadro 2.

Tanto los procesos de calibración manual y automática fueron realizados para cada fuente de datos de estimación de lluvia y según el periodo de estudio. La evaluación entre los resultados es mostrada en el Capítulo IV. Una descripción detallada de los procesos de discretización, entrada de datos espaciales, pasos para modelización MGB-IPH en MAPWINDOWS, análisis de sensibilidad y técnicas de calibración del modelo para el área de estudio son mostradas en Zubieta (2013).

Finalmente, también se utilizaron diagramas de Taylor para graficar el resumen de los resultados de la evaluación de caudales mediante: los estadísticos (RMSE, desviación estándar y coeficiente de correlación) de manera general para cada producto de lluvia. Ya que este tipo de diagrama permite agrupar varios indicadores (Taylor, 2001).

3.2.6. Analisis de precipitación y caudales

Los conjuntos de datos de precipitación basados en satélites se compararon con datos de precipitación HOP en términos de (1) el error relativo anual promedio (2005-2009) de los conjuntos de datos satelitales de alta resolución (PBIAS) (0.25°x 0.25°) y la variación promedio durante el ciclo anual. Esto generó mapas de bias relativo (PBIAS), que cuantifica regionalmente la diferencia entre los datos HOP y satelitales (Ecuación 18) :

$$PBIAS = \frac{\sum_{t=1}^{nt} P_{\text{Satellite}} - P_{\text{HOP}}}{\sum_{t=1}^{nt} P_{\text{HOP}}} \times 100(\%) \quad (18)$$

PBIAS determina si el modelo típicamente sobreestima o subestima, donde la precipitación obtenida a partir de satélite es $P_{\text{Satellite}}$ y P_{HOP} es la precipitación observada (HOP). Además, la precipitación mensual promedio se calculó para dos cuencas, en el que las áreas de drenaje son controlados en la estaciones hidrológicas San Regis (SR) (Río Marañón, en el norte) y Requena (Río Ucayali en la región sur).

Por otra parte, se ha evaluado la capacidad de detección de eventos de lluvia a diferentes umbrales de precipitación. Esto fue realizado mediante el cálculo de índices (Cuadro 8) :

- 1) Índice de sesgo frecuencial (FBI, frequency bias index), el cual permite analizar la sobreestimación o subestimación de los eventos de lluvia
- 2) Índice de probabilidad de detección de eventos (POD, probability of detection), que proporciona información sobre la sensibilidad a la no detección de eventos.
- 3) Índices de falsas alarmas de eventos de lluvia FAR, false alarm ratio).
- 4) Puntuación de amenaza equitativa (ETS, equitable threat score) indica una fracción de eventos de lluvia no observados y / o detectados, los cuales fueron detectados correctamente

Estos se calculan a partir de una matriz de contingencia 2 x 2, compuesta de cuatro parámetros (a, b, c, d), donde a es el número de eventos de lluvia observados correctamente detectados, b es el número de eventos de lluvia observados no detectados correctamente, c es el número de eventos de lluvia detectados pero no observados

(falsas alarmas), y d se considera la suma de los casos cuando ni se produjo eventos de lluvia observados, ni fueron detectados.

Para analizar la utilidad para estimar los eventos de lluvia de cada precipitación satélite, se consideraron los umbrales de precipitación (0.1, 1, 5, 10 y 20 mm / día).

Cuadro 8. Resumen de coeficientes de detección eventos de lluvia.

Coeficiente	Nombre	Ecuación*	Rango	Punto óptimo
FBI	Frequency bias index	$FBI = (a+b)/(a+c)$	0 - ∞	1
POD	Probability of detection	$POD = a/(a+c)$	0 - 1	1
FAR	False Alarme ratio	$FAR = c / (a+c)$	0 - 1	0
ETS	Equitable threat score	$ETS = (a+He)/(a+b+c-He)$	- ∞ to 1	1

* $He = (a+b) \cdot (a+c)/N$ where N is the total number of estimates.

Finalmente, para establecer la habilidad del resultado del modelo hidrológico en relación a eventos extremos, se utilizo el índice Heidke Skill Score (HSS) (<http://www.nws.noaa.gov/ndfd/verification/help/hss.htm>) el cual es una medida de rendimiento que va de $-\infty$ a 1 y es definida en la ecuación 19:

$$HSS = (NC - E) / (T - E) \tag{19}$$

Donde :

NC= número días en el que los caudales modelados exceden un evento extremo en la serie observada (pueden exceder el percentil 90 o 95 durante avenidas o no exceder el percentil 10 o 5 durante estiaje), por lo es considerado un pronóstico correcto.

T=número total de caudales que sean considerados extremos para los periodos de avenidas y estiaje a partir de la serie de caudales observados.

$E=$ es igual al número de los caudales modelados esperados para verificar aleatoriamente

Un HSS negativo indica que un pronóstico es peor que un pronóstico generado al azar, 0 significa que no hay habilidad, y una previsión perfecta se obtiene con HSS igual a 1.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES

Este capítulo describe los resultados obtenidos en cinco sub-capítulos: concentración de precipitación diaria en la cuenca amazónica, estacionalidad de la precipitaciones y sus relación con el índice de concentración de la cuenca amazónica, Analisis espacio-temporal de concentración de precipitación diaria en la cuenca del Mantaro y finalmente la estimación de ventos hidrológicos extremos a partir de datos de satélite.

Como resultado de los subcapítulo 4.1, 4.2 y 4.3 se ha sometido un artículo científico (Anexo 3):

Zubieta, R., Saavedra, J., Espinoza J.C., Ronchai, J., Drapeau, G., Martin-Vide, J., Sulca, J. Assessing precipitation concentration from different satellite-based datasets in the Amazon basin, Submitted to International Journal of Climatology.

4.1. Concentración de precipitación diaria en la cuenca amazónica.

La distribución espacial de la cantidad promedio de lluvia por día con lluvia (mm / día) se estimó utilizando HOP (todo el conjunto de datos grillado, cada grilla es considerada como una estación pluviométrica) para el periodo 1980-2009 en la Figura 23a. La descripción de la distribución espacial de la precipitación en la cuenca amazónica usando los datos HOP ha sido documentada previamente en Espinoza et al. (2009a) y Guimberteau et al. (2012). La Figura 23b muestra la distribución espacial del IC anual, con valores que oscilan entre 0.47 y 0.71 en toda la CA, la cual se puede dividir en cuatro sistemas climáticos:

En primer lugar, se muestra la parte noroeste de la CA con valores más bajos de IC (0.47 -0.52) la cual coincide con una de las regiones amazónicas más húmedas (3000-6000 mm / año) y las de más alta intensidad (10.1 - 13.1 mm/día) de la CA en la Figura 23a. Esta región está ubicada a lo largo de la región ecuatorial, donde la distribución de la precipitación es más uniforme a lo largo del año. Por lo tanto, los valores más altos de precipitaciones anuales son consistentes con la mayor regularidad de precipitación

diaria identificado por los valores de IC bajos. Esto sugiere que posibles inundaciones en esta región de fuertes precipitaciones pueden ser desarrolladas por precipitación diaria uniforme durante varios días, además de poder estar asociados con la precipitación estacional. Por otra parte, también se encontraron valores de IC bajos sobre regiones altas montañas en los Andes centrales del Perú (10.4°S, 75.5°N).

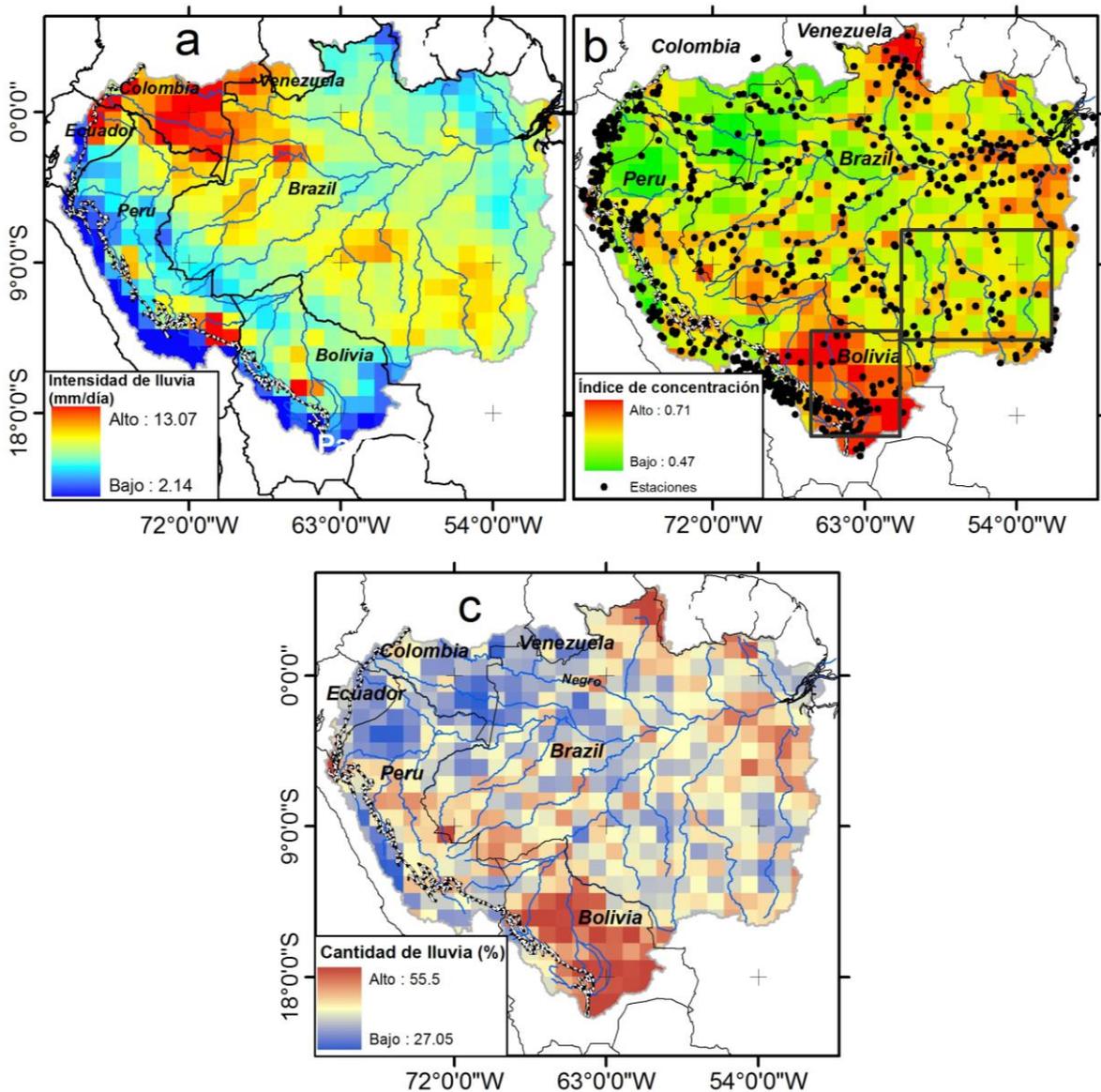


Figura 23. a) promedio de cantidad de lluvia por día con lluvia (mm/año), b) índice de concentración de lluvia diaria, para el periodo 1980-2009 (distribución de estaciones pluviométricas), c) contribución de cantidad de lluvia (%) para eventos de lluvia extrema (lluvia mayor al percentil 90).

Una segunda región se caracteriza por valores de IC máximos se encuentran principalmente en la región sur de la Amazonia boliviana y en el estado de Roraima, en el norte de Brasil (Figura 23b). El IC oscila entre 0.60 y 0.71, es decir, en estas áreas, la mayor parte de la lluvia cae en relativamente pocos días caracterizados por fuertes precipitaciones (Figura 23b). Valores de IC altos coinciden con mayores riesgos de inundación, para los casos en la Amazonía boliviana (Ronchail et al, 2005; Espinoza et al, 2014; Ovando et al, 2015). De hecho, alrededor de 420 000 bolivianos se vieron afectados por inundaciones en el período de 1997 a 2007 (OXFAM, 2009). Por otra parte, la extrema inundación 2014 en Amazonia boliviana afectó a 68.000 familias, causando 60 muertes, y se estima que 36,730 hectáreas de cultivos fueron reportadas como dañadas (Espinoza et al., 2014). Por otra parte, las ciudades de estado de Roraima han sido fuertemente afectadas por inundaciones, entre ellas: la capital Boa Vista, donde reside el 62% de la población del estado (Araujo, 2014). Aquí, las inundaciones afectaron a más de 355,000 personas después de días de fuertes lluvias, causando que el organismo de Defensa Civil del Brasil declarara el estado de emergencia en siete ciudades en el año 2011 (ADRA, 2011).

Una tercera región se caracteriza por valores de IC que oscilan entre 0.52 y 0.60 en la región del Brasil (ver Figura 23b). Un valor de 0.56 significa que el 25% más lluvioso de los días contribuyen aproximadamente al 64% de la cantidad total de lluvia, lo que caracteriza principalmente a las regiones situadas en las partes central y sureste de la CA (ver Figura 23c).

Por último, es importante tener en cuenta una cuarta región que se asocia a regiones de precipitación extrema denominados “hotspot” (es decir regiones de hasta 7000 mm/año). Estos se pueden observar en la Figura 23a con la intensidad de lluvia de ~13 mm/día, tanto en el sureste de Perú y el suroeste de Bolivia. No obstante, en términos de valores medios de IC, los hotspot presentan diferentes resultados. Por ejemplo, la contribución de la precipitación diaria durante eventos extremos (lluvia acumulada referente a eventos por encima del percentil 90) es de ~30% en la estación de Quincemil en el Perú, por su parte esta contribución estación de Chipiriri en Bolivia asciende a ~

51% (Espinoza et al., 2015). Esto indica que de la cantidad total de lluvia en el hotspot de Bolivia esta está determinada principalmente por fuertes precipitaciones (IC ~0.70), en contraste a otras regiones como la parte noroeste de la AB o los Andes (IC ~0.50). Este resultado explica la ocurrencia de gran cantidad de inundaciones e intensa erosión del suelo sobre regiones de Bolivia, ya que un gran porcentaje de la precipitación puede caer en pocos días.

Por otro lado, un mapa de la distribución espacial de la contribución de las lluvias extremas (en %) a la precipitación total se observa en la Figura 23c. Para ello, se calculó un índice de eventos extremos (precipitación diaria por encima del percentil 90, es decir 10% de los días más lluviosos) calculando para cada grilla de datos HOP. Estos eventos contribuyen entre el 27% y 55.5% de la precipitación total en la CA (Figura 23c). La distribución espacial de la contribución de precipitaciones extremas (CPE) muestra un comportamiento diferente al de la precipitación anual. Cabe resaltar, que CPE muestra una distribución espacial similar al IC, este presenta un alto coeficiente de correlación espacial positivo entre CPE e IC ($r = 0.96$, $p < 0.01$) (Figura 23b-c). Esto corrobora la mayor contribución de eventos de lluvia extrema en la lluvia total anual en el estado de Roraima en Brasil y en la Amazonía boliviana, además de una escasa influencia de estos eventos en la región noroeste de la CA y Andes del Perú.

La contribución de las lluvias extremas en la cantidad de precipitaciones anual a lo largo de los Andes oscila entre el 27% y 34%. A pesar de tener una baja contribución de cantidad de lluvia con respecto a otras regiones, eventos de lluvia extrema se consideran un factor desencadenante para la ocurrencia de fenómenos ambientales en los Andes (Villacorta et al., 2012). De hecho, los Andes peruanos han sido frecuentemente afectados por la erosión del suelo, deslizamientos o inundaciones. Entre 2003 y 2009, al menos 150.000 personas han sido víctimas de este tipo de eventos climáticos (INDECI, 2010). Por otra parte, Espinoza et al. (2012) encontró un aumento de la concentración de sedimentos en el río Amazonas, y por lo tanto un aumento de la erosión del suelo, en relación con la rápida transición de la sequía de 2010 para la inundación de 2011.

4.2. Estacionalidad de las precipitaciones y su relación con el IC de la cuenca Amazónica.

La Figura 24 muestra la distribución espacial de IC para los periodos de estiaje y avenidas utilizando HOP (en este estudio, se define como la estación de avenidas el período de diciembre a mayo, y como estación seca el período de junio a noviembre). En general, las distribuciones de estos IC estacionales reflejan un patrón espacial similar a los datos anuales. De hecho, los valores anuales de IC muestran una alta correlación con el IC estacional durante la temporada seca (junio-noviembre) ($r = 0.88$ $p < 0.01$) y la estación de lluvias (diciembre-mayo) ($r = 0.84$, $p < 0.01$) (Figura 24). No obstante, para mejorar el análisis espacial de la estacionalidad de precipitaciones y su relación con la concentración de lluvia (IC), fue considerado un mapa de las precipitaciones estacionales. Esta estacionalidad de la precipitación media en la CA fue documentada por Espinoza et al. (2009a) por medio del coeficiente de variación estacional (SVC) calculado a partir de la precipitación media mensual. El SVC es la relación entre la desviación estándar de los valores de precipitación media mensual y la media de los valores de precipitación media mensual durante un año típico (promedio para 1963-2003) (Espinoza et al., 2009a). Los valores altos de SVC representan una fuerte estacionalidad de precipitaciones (es decir, una alta diferencia entre el periodo de avenidas y de estiaje), mientras que los valores bajos de SVC representan una débil estacionalidad de precipitaciones (es decir, una baja diferencia entre el periodo de avenidas y de estiaje).

Un alto nivel de asociación entre los índices SVC e IC, indicaría que la estacionalidad identificada en SVC explicaría la concentración de lluvia diaria IC. No obstante, los resultados de los índices de SVC e IC al ser correlacionados muestran que no tienen una relación lineal significativa (Figura 25a).

La Figura 25b muestra la distribución espacial del error obtenido entre sVC e IC, el error mostrado en el mapa es correspondiente a una distancia estimada entre valor del punto plotado en la Figura 25a menos el valor pronosticado, es decir, el valor que se obtendría a partir la línea de regresión obtenida entre Svc e IC.

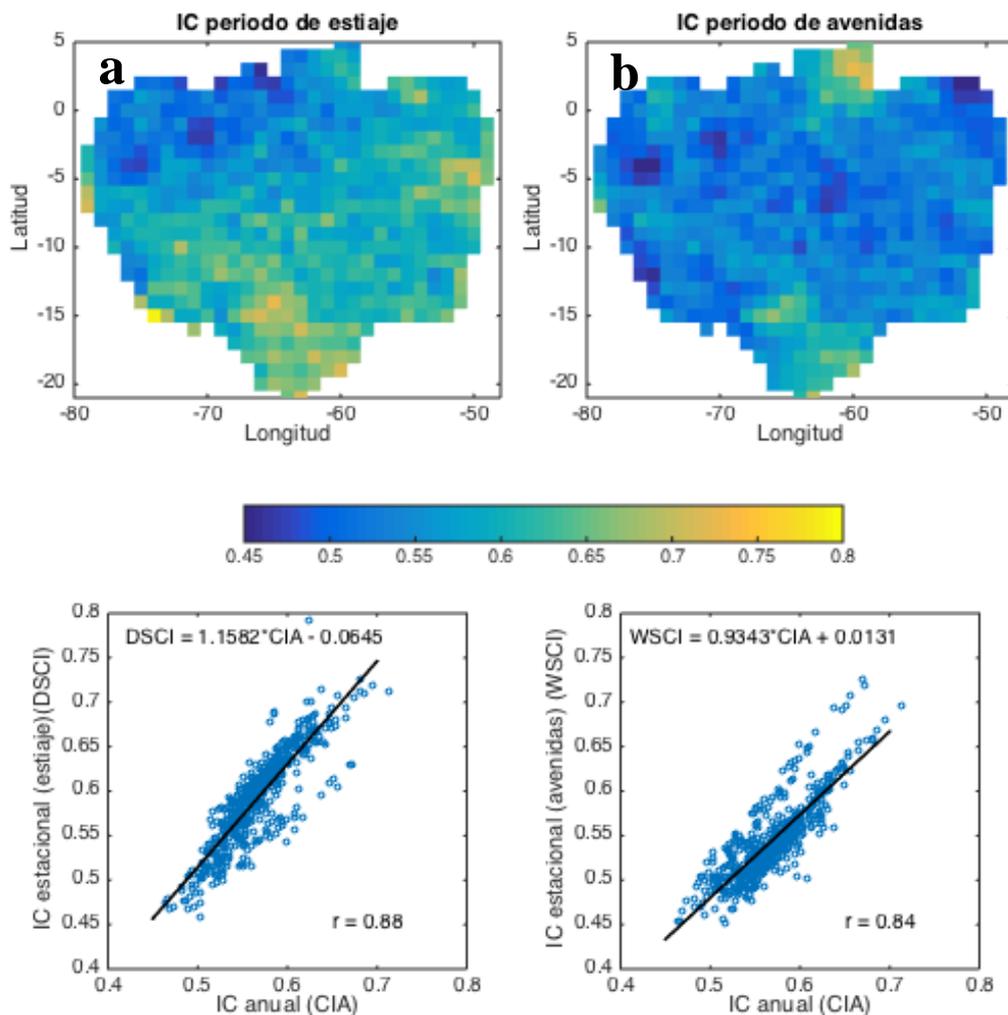


Figura 24. Distribución espacial de IC estacional de la cuenca amazónica para los periodos de a) estiaje (Junio-Noviembre) y b) avenidas (Diciembre-Mayo). diagrama de dispersión y regresión lineal entre IC estacional y anual (debajo).

La región más amarilla indica en la Figura 25b indica una mayor predominancia de IC ante Svc, por el contrario, la región más azul indica una mayor predominancia de Svc ante IC. Los resultados indican una mayor predominancia de IC en la Amazonía boliviana y el estado de Roraima en Brasil. Esto sugiere que en algunas regiones, caracterizadas por un régimen de lluvias estacional marcado, estas las lluvias se pueden presentar en grandes cantidades durante pocos días. Por el contrario, SVC tiene mayor predominancia cuando es comparado con IC en el noroeste (región ecuatorial) de la CA o los Andes peruanos. Esto sugiere que la lluvia estacional es más regular que en otras regiones, es decir, distribuida de manera más uniforme entre los días con lluvia.

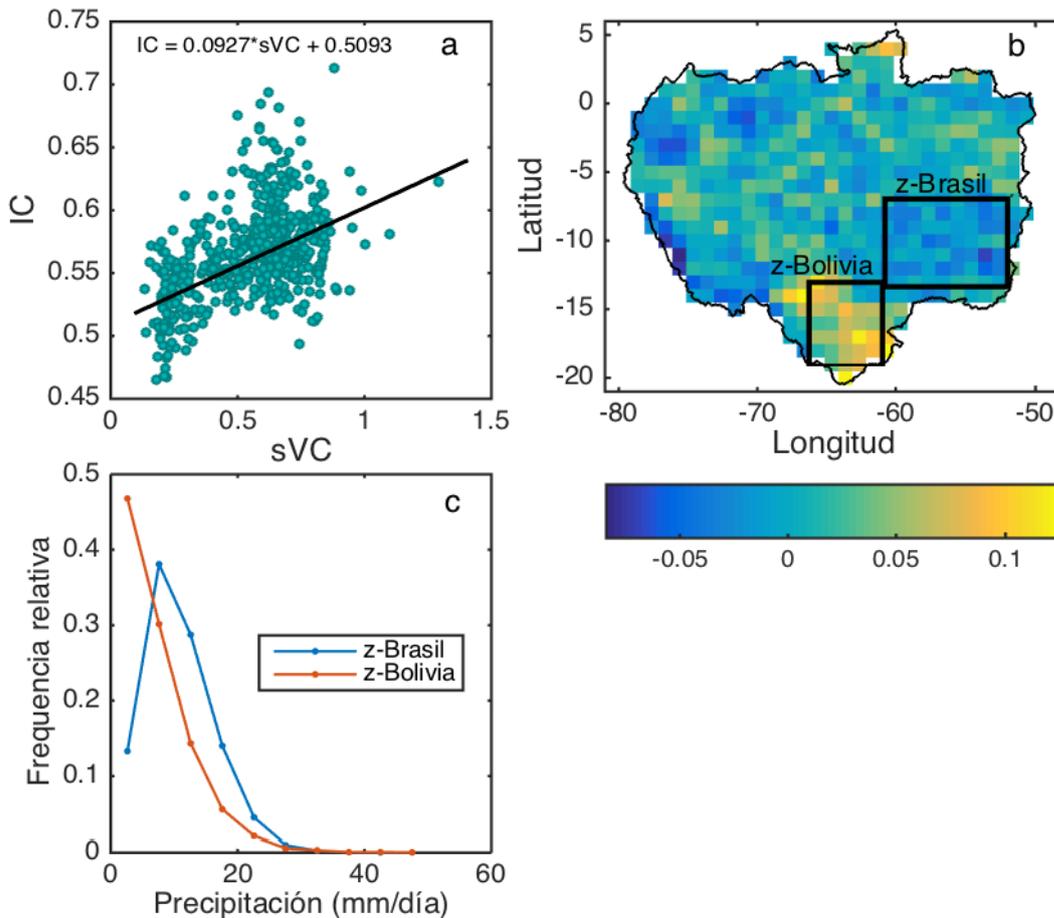


Figura 25. Índice de concentración y coeficiente de variación, a) Línea de regresión entre el coeficiente de variación estacional (sVC) y el índice de concentración IC, b) Distribución espacial del error obtenido entre sVC e IC (el error de un punto es el valor del punto menos el valor pronosticado, es decir, el valor que se obtendría de la línea de regresión en el recuadro a, c) Frecuencia relativa de la precipitación diaria entre diciembre y febrero encontrada en la Amazonia boliviana (z-Bolivia) y el sureste de Amazonia brasileña (z-Brasil). Tanto z-Bolivia y z-Brasil se pueden observar en el recuadro b.

Aunque el régimen de lluvia pueda ser fuertemente estacional, la precipitación diaria se puede distribuir de manera diferente durante el periodo de avenidas. Para analizar ese comportamiento, en términos de valores medios, se seleccionaron dos regiones con fuerte estacionalidad de lluvias a) Amazonia boliviana y b) sureste de Brasil (Figura 25b). El resultado para el período de avenidas (diciembre-febrero) indican que los eventos de baja intensidad (menor a 5 mm / día) son mucho más frecuentes en Bolivia que en el sureste de Brasil. En contraste, los eventos moderados y altos (entre 5 y 20

mm / día) son más frecuentes en el sureste de Brasil que en la Amazonía boliviana (Figura 25c). Esto muestra un comportamiento diferente de la distribución de la precipitación diaria a pesar de la estacionalidad sea similar, que puede ser debido a la predominancia de diferentes sistemas climáticos en las dos regiones analizadas.

4.3. Estimación de concentración de precipitación diaria a partir de datos de satélite en la cuenca amazónica.

La Figura 26 muestra el mapa de error relativo (% PBIAS) del IC calculado a partir de precipitación estimada por satélites (TMPA V7, TMPA RT, CMORPH, PERSIANN) en comparación con datos basados en pluviómetros (HOP). Los errores varían de -24% a + 52% para el período 2001-2009 (excepto para CMORPH que abarca el período 2002-2009). La Figura 26a muestra el error relativo de TMPA V7. A pesar que las diferencias inferiores a 8% son predominantes, en algunas regiones existe una sobreestimación en regiones con IC bajo, y subestimación en regiones con IC alto. Este es el caso de los Andes del Perú, (norte de la Amazonía peruana y Amazonía ecuatoriana) donde el error varía entre 8,1% a 24%.

Los valores de PBIAS de TMPA RT el cual va desde -8,1% a + 16% es mostrado en la Figura 26b. Valores de PBIAS relativamente bajos se encuentran en los Andes del sur del Perú y en la Amazonía peruana ($\pm 8\%$). Una alta sobreestimación se observa en el norte de la amazonía Peru/Ecuador y sur de Colombia (8.1% a + 52%) que se expande en la amazonía brasileña, a lo largo de la banda noroeste-sudeste de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ).

Los valores obtenidos del PBIAS a partir de CMORPH son predominantemente positivos en la CA (Figura 26c). En efecto, estos van desde 0 a +16%, donde las más grandes diferencias positivas se encontraron en los Andes del Perú, norte del Perú y el Amazonía peruana-boliviana (+ 16,1% y + 40%).

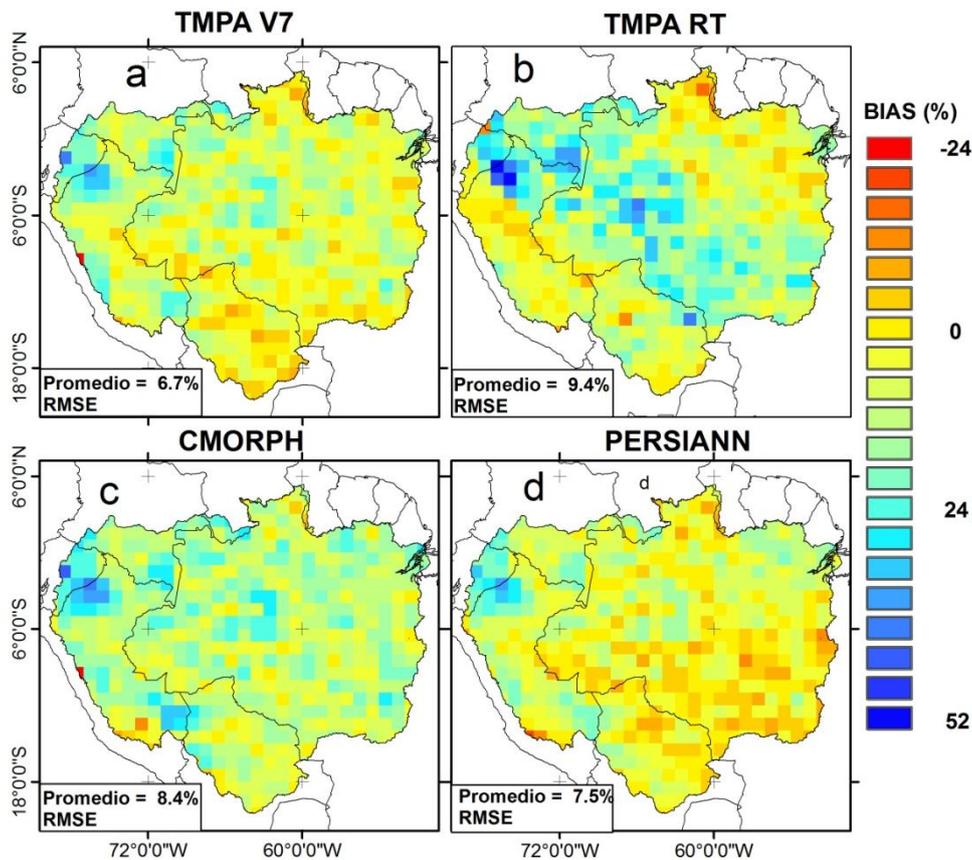


Figura 26. Error relativo (% BIAS) del IC estimado a partir de datos obtenidos por satélite: a) TMPA V7 (2001-2009), b) TMPA RT (2001-2009) c) CMORPH (2002-2009) d) PERSIANN (2001-2009) comparado con datos obtenidos a partir de pluviómetros (HOP, 2001-2009).

Finalmente, los resultados obtenidos con el conjunto de datos PERSIANN muestran ser ligeramente similares a los de TMPA V7. PERSIANN muestra principalmente sobreestimación (PBIAS + 8,1% y + 16%) a lo largo de los Andes y el norte del Perú, y subestimaciones en otras regiones (~ 8%) (Figura 26d). A pesar de esta sobreestimación, PERSIANN representa la mejor aproximación de la precipitación diaria para estimar IC teniendo en cuenta toda la CA, ya que el PBIAS es principalmente inferior a 8%.

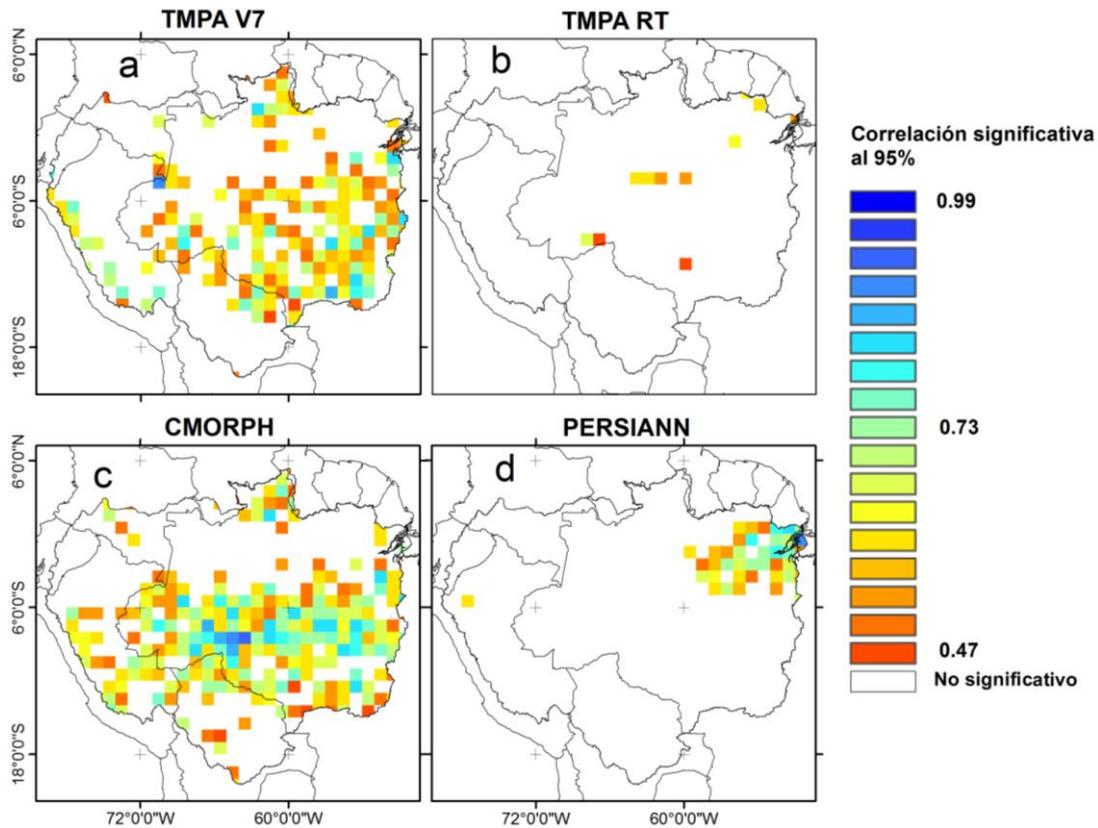


Figura 27. Distribución espacial de coeficientes de correlación (%) entre IC estimados a partir de datos HOP y aquellos obtenidos por satélite : a) TMPA V7, b) TMPA RT c) CMORPH d) PERSIANN comparado con datos basados en pluviómetros (HOP). Series de tiempo de IC fueron calculados para cada grilla considerando 2 valores anuales (periodo de avenidas y de estiaje) para el periodo 2001-2009 (excepto CMORPH el cual es 2002-2009).

Para evaluar la capacidad de datos de lluvia basados en satélites para representar concentración de lluvia diaria, se calcularon series temporales de datos de IC estacionales, teniendo en cuenta dos valores por año (durante el periodo de avenidas y estiaje, respectivamente) para el período 2001-2009. La Figura 27 muestra la distribución espacial del coeficiente de correlación entre las series de tiempo IC de conjuntos de datos de precipitación por satélite y HOP ($p < 0.05$).

Las correlaciones de IC entre TMPA V7 y HOP es de alrededor de 0.6 a 0.8 a lo largo de los Andes del Perú y en el sur de Brasil, lo que sugiere una capacidad parcial para

estimar la irregularidad precipitaciones entorno a regiones andino-amazónicas (Figura 27a). No obstante, los resultados a partir de TMPA RT y PERSIANN no muestran correlación no significativa ($r < 0.6$, $p < 0.05$) (Figura 27b-d).

Por otra parte, se observa una mejor correlación del IC estimado a partir de HOP con respecto a datos de lluvia CMORPH ($r > 0.6$, $p < 0.05$) (Figura 27c). Este resultado cubre una parte de los Andes del Perú, regiones del centro de la CA y sur del Brasil. Sin embargo, la región ecuatorial y la Amazonía boliviana en su mayoría muestran valores de baja correlación ($r < 0.4$, $p < 0.05$). A pesar de la baja correlación en algunas regiones, las series de datos de IC obtenidos a partir de CMORPH sugieren ser más útiles que otros para estimar la variación temporal de la irregularidad de la precipitación diaria.

En general, los resultados de la concentración de lluvia diaria para toda la cuenca amazónica nos brindan una aproximación de su distribución espacial en condiciones promedio. Esta distribución espacial es influenciada por diferentes regímenes de lluvia, (presente en una cuenca predominantemente amazónica, la región más oeste de la cuenca es influenciada por la presencia de los Andes). Por lo que resulta de gran importancia analizar el contraste de los resultados hallados con respecto a la concentración de lluvia diaria en zonas íntegramente andinas. Para ello, basados en la mayor disponibilidad de datos diarios in-situ, se ha realizado un estudio regional de concentraciones de lluvia de manera más precisa (Cuenca del río Mantaro, Andes centrales del Perú), para mejorar la representatividad del análisis de concentraciones en una región de alta montaña. Este análisis es desarrollado en la sección 4.4

4.4. Análisis espacio-temporal de concentración de precipitación diaria a partir de datos in-situ: Caso cuenca del río Mantaro.

Como resultado de este subcapítulo, se ha publicado un artículo científico indexado (ver Anexo 4):

Zubieta, R., Saavedra, M., Silva, Y., Giráldez, L., 2017. Spatial analysis and temporal trends of daily precipitation concentration in the Mantaro River basin: central Andes of Peru. *Stoch Environ Res Risk Assess* (2017) 31:1305–1318, doi:10.1007/s00477-016-1235-5

El cual también puede ser encontrado en:

<http://link.springer.com/article/10.1007%2Fs00477-016-1235-5>

4.4.1. Resultados generales de índices de lluvia

La cantidad promedio de lluvia por día con lluvia (RD) analizada para todas las estaciones de la cuenca del río Mantaro es de 5.4 mm/día, con un 19% de coeficiente de variación (CV). Este CV es ligeramente inferior en relación a la CV calculado a partir de la precipitación media anual para todas las estaciones (23.7%). El índice de concentración media calculada es de 0.5, con un CV del 7% y una desviación estándar baja (0.03).

Estos datos estadísticos sugieren un comportamiento similar cuando se evalúa la precipitación diaria y anual, sin embargo, para abordar el tema de una mejor manera se analizan eventos según su intensidad (ver Cuadro 9). De hecho, umbrales de precipitación para la iniciación de eventos tales como deslizamientos o inundaciones pueden ser variables en espacio y tiempo, además, cantidades altas de precipitación en una región pueden ser normales en otras.

Cuadro 9. Lista de índices

Índice	Nomenclatura
Promedio de cantidad de lluvia por día con lluvia	RD
Índice de concentración	IC
Menor al percentil 30	Eventos de intensidad baja
Entre el percentil 30 y 60	Eventos de intensidad moderada
Entre el percentil 60 y 80	Eventos de intensidad alta
Mayor al percentil 80	Eventos de intensidad muy alta
Lluvia diaria acumulada /cantidad por encima del percentil 90	Eventos de intensidad extrema

La contribución media de la cantidad de lluvia para situaciones extremas (precipitación mayor al 90%) es de 30% para toda la CRM, y oscila entre el 24% y el 36% (con un CV del 9%). Esta contribución es producida aproximadamente en 9% de los días con lluvia (Cuadro 10). La contribución de los eventos de baja intensidad representa el 36% de los días con lluvia para toda la CRM, lo que representa sólo el 9% de la cantidad total de la lluvia, con un bajo CV (5%) (Cuadro 10).

La contribución promedio de los eventos de intensidad moderada representa el 27% de los días con lluvia para toda la CRM, a la vez contribuye el 19% de la cantidad de lluvia (Cuadro 10). Eventos de intensidad baja y moderada muestran la mayor contribución de los días con lluvia (65%) y una baja contribución de la cantidad de lluvia (29%). Mientras tanto, la contribución media de eventos de alta intensidad es del 19% de los días con lluvia y 24% de la cantidad de lluvia, y la contribución media de eventos de muy alta intensidad es del 18% de los días con lluvia y el 48% de la cantidad de lluvia. Tanto los eventos de alta y muy alta intensidad, los cuales son posibles desencadenantes de erosión del suelo u inundaciones, tienen similitud en la contribución de los días con lluvia (~ 18%). Es importante notar que estas dos categorías contribuyen 37% de los días con lluvia y hasta 72% de la cantidad de lluvia.

Cuadro 10. Resultados generales de índices de lluvia diaria.

Parámetro	Mínima	Máxima	Promedio	CV%
Lluvia promedio de día con lluvia mm (RD)	0.20	54	5	18
IC	0.44	1	0.49	7
Eventos extremos (% cantidad de lluvia total, a partir de eventos que exceden el percentil 90)	24	36	30	9
Contribución de días con lluvia (%)				
Eventos de intensidad baja	31	39	36	5
Eventos de intensidad moderada	21	30	27	6
Eventos de intensidad alta	17	23	19	5
Eventos de intensidad muy alta	17	20	18	3
Contribución de cantidad de lluvia (%)				
Eventos de intensidad baja	5	13	9	21
Eventos de intensidad moderada	15	23	19	11
Eventos de intensidad alta	22	27	24	5
Eventos de intensidad muy alta	42	55	48	7

Cuadro 11. Coeficiente de correlación (mayores valores en negrita) de índices de precipitación evaluados entre demás índices: Longitud, Latitud, Altitud, Aspecto, Pendiente, promedio de lluvia por día con lluvia (RD), contribución (%) de días con lluvia y cantidad de lluvia para eventos bajos, moderados, altos, muy altos y extremos en intensidad.

Contribución Parámetro /	RD	Contribución días con lluvia				IC	Contribución cantidad de lluvia					
		bajo	Moderado	Alto	Muy alto		Bajo	Moderado	Alto	Muy alto	Extremo	
Longitud	0.25			0.20	0.20							
Latitud	-0.20											
Altitud					-0.24	0.21	-0.27		0.23			
Aspecto (orientación)	-0.21		-0.21			0.23		-0.29		0.23	0.22	
Pendiente							0.24					
RD		-0.74	0.55		0.62	-0.45	0.21	0.43		-0.32	-0.35	
Contribución días con lluvia	Bajo		-0.78	-	0.23	-0.71	0.57		-0.58		0.42	0.44
	Moderado			-	0.37	0.37	-0.33		0.74	-0.29	-0.33	-0.41
	Alto						-0.37	0.37		0.59	-0.30	
	Muy alto						-0.31			-0.38		
Contribución de cantidad lluvia	IC						-0.89	-0.74		0.91	0.84	
	Bajo							0.50		-0.79	-0.67	
	Moderado									-0.83	-0.86	
	Alto									-0.25	-0.27	
	Muy alto										0.96	

Para investigar la relación entre los índices de precipitación diaria y parámetros de geolocalización, tales como la altitud, latitud, longitud, pendiente y aspecto (dirección de la pendiente), se calcularon los coeficientes de correlación entre IC y estos parámetros. La mayoría de los índices no muestra una correlación significativa con el aspecto y la pendiente ($r < 0.2$, $p < 0.1$), por otra parte, la contribución de los días con lluvia de eventos de alta y muy alta intensidad no sugieren un incremento con la longitud ($r = 0.2$, $p < 0.1$), aunque la humedad proviene de la parte occidental (Amazonía) (Cuadro 11).

Las correlaciones entre los índices sugieren algunos patrones espaciales a lo largo de la CRM. Este es el caso de RD que tiene correlación positiva con la contribución de los días con lluvia para los eventos de intensidad moderada (coeficiente de Pearson $r = 0.55$, valor $p < 0.01$) (Cuadro 11). Esto sugiere que los eventos moderados son más influyentes en la precipitación diaria promedio para cualquier estación. Dado que un alto IC descubre regiones susceptibles a la erosión del suelo, inundaciones o deslizamientos de tierra, en las regiones predominantemente con baja precipitación anual (Martín-Vide 2004; Coscarelli y Caloiero, 2012).

4.4.2. Distribución espacial de la intensidad de la lluvia diaria y el índice de concentración

En condiciones promedio, las más intensas precipitaciones (5.5 – 7.5 mm / día) se encuentran en la región sur de la CRM, que puede estar asociado principalmente con el efecto de la altitud en laderas de las montañas, debido a que la región sureste, se encuentra entre altitudes de 500 y 4.000 m.s.n.m (Véase la Figura 28a). Mientras tanto, menores precipitaciones (3.5 a 5.5 mm / día) se observa principalmente en la región norte, donde la altitud umbral a lo largo de la cordillera occidental es de aproximadamente 4,000-5,300 m.s.n.m. Esto sugiere una influencia de la orografía sobre la llegada de la humedad de la Amazonía hacia la CRM. La baja correlación con otros parámetros de ubicación geográfica (altitud, pendiente) puede ser debido a la orografía. De hecho, la orografía América del Sur se compone de diferentes estructuras, uno de los más importantes son los Andes en el flanco occidental, que ejerce individualmente distinta influencia en el clima regional (Junquas et al. 2015).

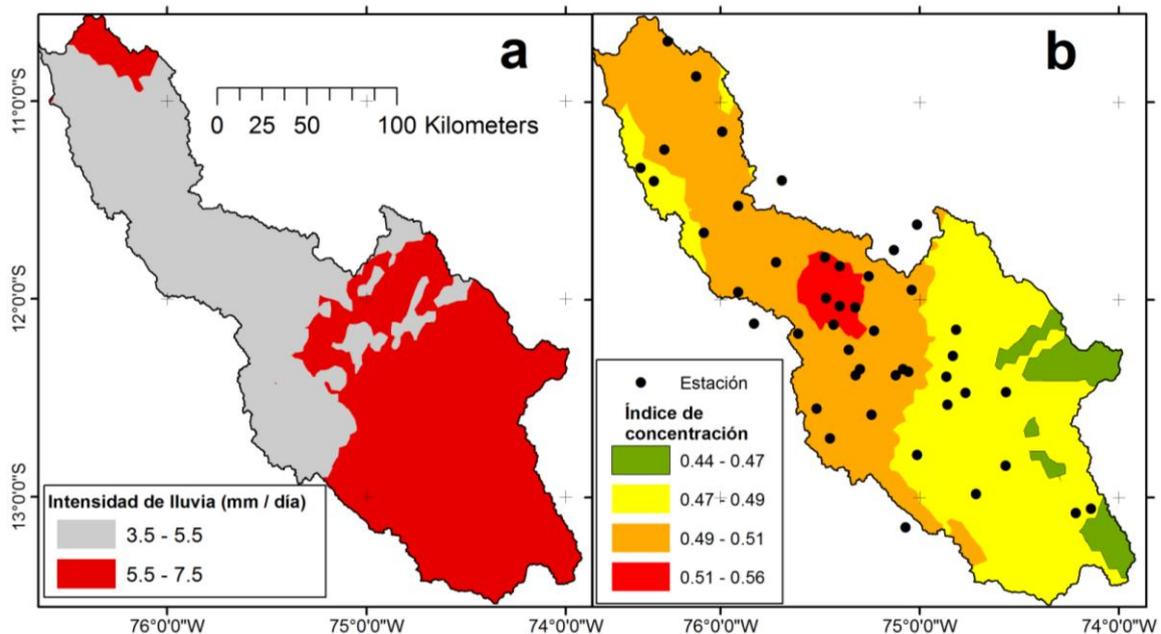


Figura 28. a) Distribución espacial de promedio de cantidad de lluvia por día con lluvia (RD) mm/día, b) distribución espacial del índice de concentración y estaciones pluviométricas.

Cuadro 12. Constantes a y b obtenidos a partir de curvas exponenciales, índice de concentración (IC), porcentaje de lluvia contribuida por el 25% de los días más lluviosos.

N	Estación	a	b	IC	P 25%
1	Acobamba	0.121	0.021	0.446	53.8
2	Acostambo	0.061	0.028	0.531	62.9
3	Angasmayo	0.100	0.023	0.475	57.0
4	Cercapuquio	0.088	0.024	0.488	56.8
5	Cerro de Pasco	0.086	0.025	0.488	57.2
6	Chichicocha	0.063	0.028	0.526	61.4
7	Chilicocha	0.074	0.026	0.507	59.5
8	Choclococha	0.044	0.031	0.563	65.7
9	Colpa	0.055	0.029	0.541	63.5

				<<continuación>>	
10	Comas	0.099	0.023	0.473	55.9
11	Huancalpi	0.113	0.022	0.461	55.8
12	Huancavelica	0.128	0.021	0.437	50.8
13	Huayao	0.061	0.028	0.541	64.7
14	Huaytapallana	0.074	0.026	0.515	61.0
15	Hueghue	0.061	0.028	0.532	62.2
16	Huichicocha	0.080	0.025	0.498	58.0
17	Ingenio	0.068	0.027	0.524	62.2
18	Jauja	0.066	0.027	0.526	62.0
19	junin_e	0.081	0.025	0.498	58.0
20	kichuas	0.062	0.028	0.528	62.6
21	La Oroya	0.089	0.024	0.494	59.2
22	La Quinoa	0.078	0.025	0.507	60.0
23	Laive	0.092	0.024	0.485	57.1
24	Lircay	0.103	0.023	0.469	55.9
25	Mantaro	0.058	0.028	0.543	64.0
26	Marcapomacocha	0.106	0.023	0.462	53.6
27	Mejorada	0.067	0.027	0.527	62.9
28	Pachacayo	0.072	0.026	0.515	61.6
29	Palaco	0.061	0.028	0.532	62.8
30	Pampas	0.122	0.021	0.446	52.7
31	Paucarbamba	0.119	0.021	0.453	54.8
32	Pilchaca	0.117	0.022	0.452	54.9
33	Ricran	0.110	0.022	0.463	54.6
34	Salcabamba	0.116	0.021	0.458	54.3
35	San Juan de Jarpa	0.082	0.025	0.494	57.6
36	San Lorenzo	0.114	0.022	0.458	55.2
37	Tambo del Sol	0.069	0.027	0.519	61.1
38	Tarma	0.125	0.021	0.449	55.0

				<<continuación>>	
39	Telleria	0.063	0.028	0.531	63.0
40	Vilca	0.094	0.024	0.480	56.2
41	Viques	0.063	0.028	0.527	61.7
42	Wallapampa	0.123	0.021	0.441	52.8
43	Yantac	0.105	0.022	0.468	55.4
44	Yauli	0.106	0.022	0.472	56.5
45	Yauricocha	0.075	0.026	0.504	58.5
46	Yauyos	0.096	0.023	0.478	56.6

La Figura 28b muestra la distribución espacial de la IC, estos valores están comprendidos entre un valor mínimo de 0.44 a un valor máximo de 0.56. Este hallazgo es consistente con nuestros resultados encontrados en la cuenca amazónica empleando datos HOP (Sección 4.1).

El Cuadro 12 presenta los valores de IC para cada estación. Los valores de IC más altos (0.49-0.56) se encuentran principalmente en la región noreste, aumentando hacia la región central de la CRM, mientras que en la región sureste, la mayoría están por debajo de los valores más altos (0.44-0.49). Un alto valor IC de la región indica que las precipitaciones son más irregulares en toda la zona, donde grandes o pequeñas cantidades de lluvia podrían caer dentro de unos pocos días o grandes periodos de días respectivamente. Estas regiones de la CRM también es concordante con áreas tales como el valle del río Mantaro y las subcuencas de los ríos Cunas, Achamayo y Shullcas (región central de la CRM) que con frecuencia se ven afectados por fenómenos meteorológicos extremos que implican grandes pérdidas económicas y los impactos en la salud (IGP, 2012).

La precipitación media anual en las regiones norte y central de la CRM es principalmente entre 340 y 900 mm/año (IGP 2005a). No obstante, estas cantidades en relación a la máxima precipitación (1300 mm/año) muestran que el promedio anual en la CRM oculta algunos aspectos de la irregularidad de las precipitaciones, ya que la mayoría de esta se puede dar en precipitaciones intensas. De hecho, la distribución

espacial de la concentración (Figura 28b) en comparación con la distribución espacial RD (Figura 28a) no denota una coincidencia directa. Por el contrario, existe una correlación negativa entre IC y RD ($r = -0.45$, $p < 0.01$, Cuadro 11).

El Cuadro 12 refleja el porcentaje de lluvia que contribuye el 25% de los días más lluviosos; estos porcentajes van de 50.8% a 65.4% de la lluvia total anual. Existe un coeficiente de variación de 14.6% a lo largo de la CRM, lo que refleja una contribución muy diferente en el porcentaje de días con lluvia y la cantidad de lluvia de un sitio a otro. También es importante tener en cuenta la correlación entre el IC y el porcentaje de cantidad de lluvia aportado por el 25% de los días más lluviosos (Cuadro 12) la cual es altamente positiva ($r = 0.98$, $p < 0.01$).

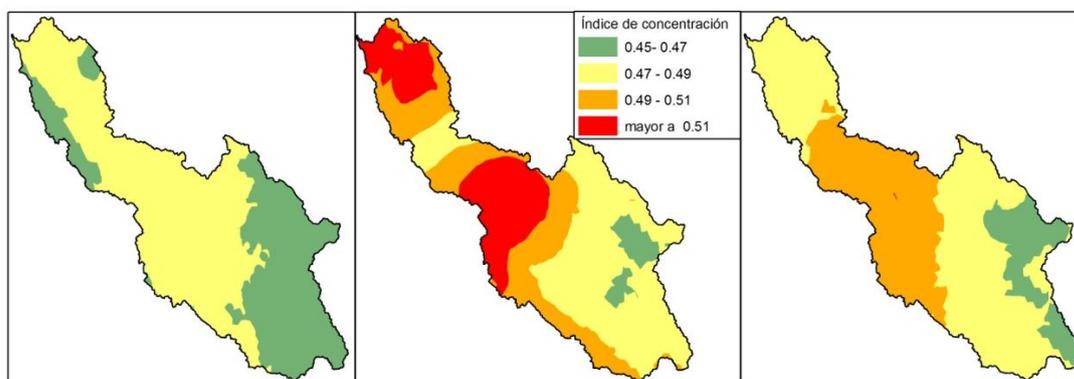


Figura 29. Distribución espacial de índice de concentración estacional para período de a) intensas precipitaciones (enero-marzo), b) periodo de estiaje (mayo-agosto) y c) periodo de inicio de lluvias (octubre-diciembre).

La Figura 29 muestra la distribución espacial del IC durante tres períodos. En general, las distribuciones de estos IC estacionales reflejan un patrón espacial similar al IC anual. De hecho, los valores de IC anual muestra una alta correlación con el IC estacional durante el período de intensas precipitaciones (enero-marzo) ($r = 0.95$, $p < 0.01$), periodo de estiaje (mayo-agosto) ($r = 0.91$, $p < 0.01$) y periodo de inicio de lluvias (octubre-diciembre) ($r = 0.96$, $p < 0.01$). Esto resulta a los obtenidos en la CA, mostrada en la sección 4.1.

4.4.3. Distribución espacial porcentual de días con lluvia y cantidad de lluvia

Para analizar la distribución espacial de contribuciones de días con lluvia y cantidad de lluvia (%), se procesaron dos mapas que representan a cada categoría de evento (bajo , moderado, alto y muy alto) (Figura 30).

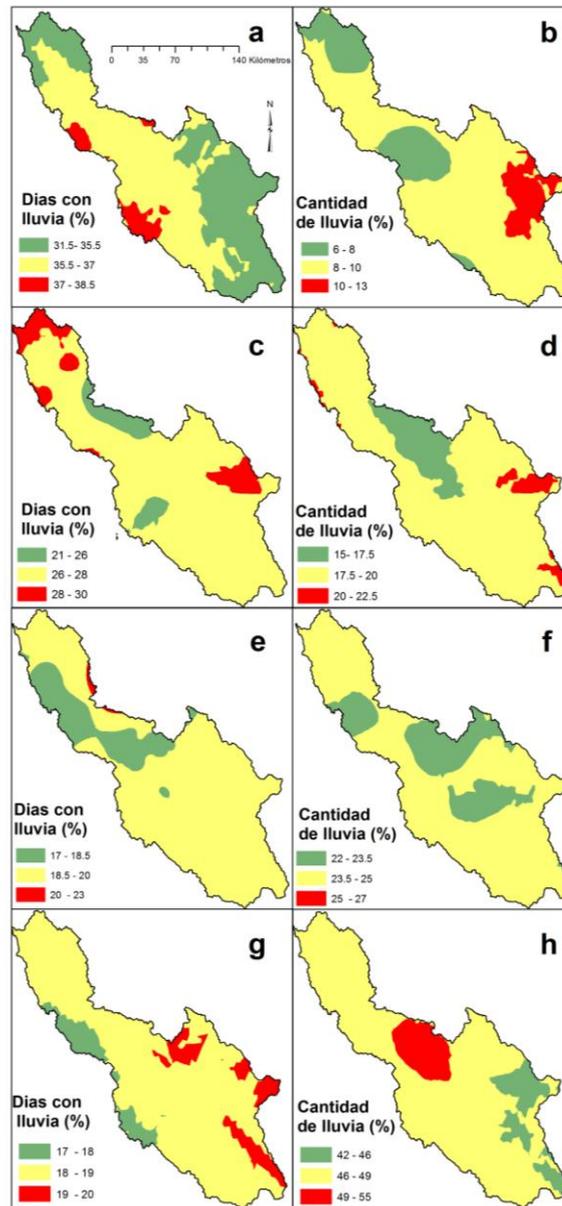


Figura 30. Distribución espacial del porcentaje de contribución promedio de días con lluvia y cantidad de lluvia en el periodo 1974-2004 para eventos de intensidad: a y b) baja, c y d) moderada, e y f) alta, g y h) muy alta.

La Figura 30a-b muestra la distribución espacial de los eventos de baja intensidad. Los dos mapas tienen diferentes patrones espaciales, lo que demuestra que sus contribuciones son muy diferentes. Un gran porcentaje de los días con lluvia, que van del 31% al 39%, contribuyen sólo el 13% de la cantidad total de lluvia. Sus porcentajes más altos de contribuciones de días con lluvia están en las regiones norte y centro (Figura 30a), que muestran un patrón similar al de la distribución de IC (Figura 30b) ($r = 0.57$, $p < 0.01$), en contraste, la contribución de cantidad de lluvia se correlaciona negativamente con IC ($r = -0.89$, $p < 0.01$) (Cuadro 11).

Las contribuciones de días con lluvia y cantidad de lluvia para eventos de intensidad moderada (Figura 30c-d) muestran patrones espaciales similares entre sí. Siendo el valor de correlación entre las dos contribuciones de 0.74 ($p < 0.01$) (Cuadro 11). Estos eventos contribuyen más a la precipitación que los de baja intensidad (ver Figura 30b-d), los días con lluvia varían del 21% al 30% y contribuyen entre 15% y 23% de la precipitación total.

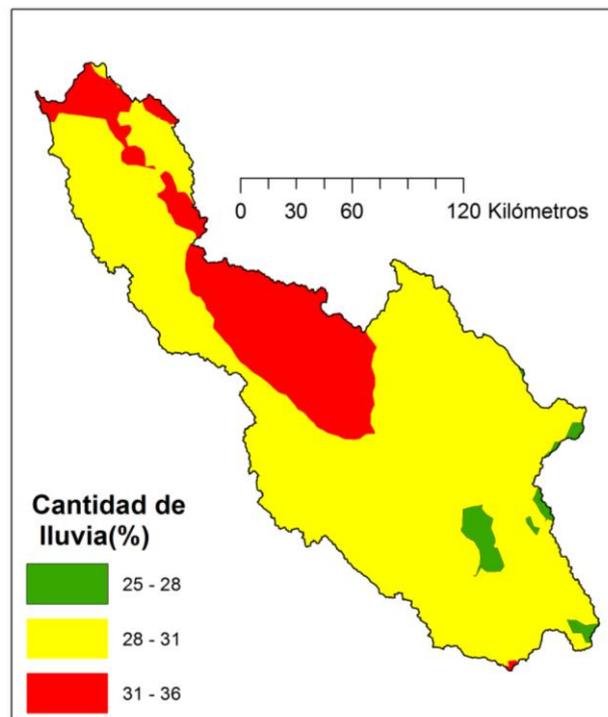


Figura 31. Porcentaje de contribución de cantidad de lluvia del total de lluvia anual para eventos de intensidad extrema (eventos que exceden el percentil 90).

La distribución espacial del porcentaje de contribución de días con lluvia y cantidad de lluvia para eventos de alta intensidad se puede observar en la Figura 30e-f, donde se muestra que estos eventos representan entre el 17% y el 23% de los días con lluvia aportando entre el 22% y 27% del total de lluvia. Al igual que con los eventos de intensidad moderada, existe una correlación significativa entre los días con lluvia y la cantidad de lluvia para eventos de alta intensidad ($r = 0.6$, $p < 0.05$) (Cuadro 11). Patrones espaciales similares en toda la CRM se pueden ver también en ambos mapas, donde aparecen las mayores contribuciones de lluvia total anual sobre la región norte y sur. Estos patrones encontrados entre contribuciones de días con lluvia y la cantidad de lluvia anual, para eventos moderados y de alta intensidad, podría explicarse por la marcada estacionalidad de las lluvias de la cuenca, ya que estos eventos se desarrollan más probablemente durante de inicio del período de lluvias (octubre a diciembre) y los períodos de fuertes precipitaciones (enero-marzo).

Los Andes están expuestos a fenómenos climáticos extremos, como las precipitaciones inusualmente intensas, causando tasas de erosión elevadas, lo cual está asociado a la variabilidad climática (Pepin et al, 2013; Lowman y Barros 2014). Los porcentajes de contribución para días con lluvia y cantidad de lluvia, durante eventos de muy alta intensidad se asignan en la Figura 30g-h, lo que muestra que los días con lluvia representan entre el 17% y 20% del total de días aportando hasta el 55% del total de lluvia. Esta categoría de intensidad representa una mayor cantidad de lluvia que otros eventos, estando su distribución espacial altamente correlacionada con IC ($r = 0.96$, $p < 0.01$) (Cuadro 11). Los días con lluvia para eventos de muy alta intensidad son más frecuentes en la parte sur-oriental de la cuenca (probablemente debido a la mayor cercanía de la amazonía), pero los valores más altos de contribución a la cantidad de lluvia se encuentran en la región central. Esta región central también muestra una alta contribución de la cantidad de lluvia para los eventos extremos de hasta el 35% (Figura 31), así como una alta correlación con el IC ($r = 0.84$, $p < 0.01$). Estos hallazgos muestran que la irregularidad de las precipitaciones se asocia principalmente con eventos de alta y muy alta intensidad en las regiones del norte y centro de la CRM, donde usualmente hay problemas ambientales relacionados con eventos de lluvias extremas (IGP, 2012).

4.4.4. Tendencias en la concentración de la precipitación diaria en la cuenca del río Mantaro

Para detectar posibles tendencias durante el periodo 1964-2011, se ha estimado el IC de precipitación diaria para cada año. Cabe señalar que la mayoría de la serie de precipitación IC no muestra una tendencia significativa. Sin embargo, hay más series que muestran una tendencia positiva que una tendencia negativa para los tres períodos analizados (enero-marzo, mayo-agosto y octubre-diciembre) (Figura 32).

Para el período de fuertes precipitaciones (enero-marzo), el número de estaciones de lluvia con tendencias positivas de IC es mucho mayor que aquellos con tendencias negativas (10 estaciones contra 3 estaciones, respectivamente). Las tendencias positivas del IC se concentran principalmente en las zonas del oeste y noreste de la CRM. De un total de 25 estaciones, cuatro series de precipitaciones muestran una tendencia al nivel de significancia (NS) entre 90% y 95%, una muestra una tendencia con NS entre 95% y el 99%, y cinco muestran una tendencia significativa con NS mayor al 99% (estaciones: Acobamba, Cerro de Pasco, Huancalpi, La Quinua, San Juan de Jarpa). Para el periodo de estiaje (mayo-agosto), el número de estaciones de lluvia con las tendencias positivas de IC es mayor que aquellos con tendencias negativas (6 estaciones contra 3 estaciones, respectivamente). Al igual que en el período de fuertes precipitaciones, estas tendencias de IC positivos también se encuentran en las partes occidental y noreste de la CRM, donde cuatro de las series de precipitación muestran una tendencia significativa NS del 90% al 95% y dos series muestran una tendencia significativa con NS entre 95% y 99%. Al igual que en el periodo de estiaje, para el período de inicio de lluvias (octubre-diciembre), el número de estaciones con tendencias positivas de IC es también ligeramente mayor que aquellos con tendencias negativas (4 estaciones contra 3 estaciones, respectivamente), y las tendencias positivas IC se encuentra en el mismas regiones de la CRM. Cuatro de estas series de precipitación muestran una tendencia significativa con NS mayor a 99%.

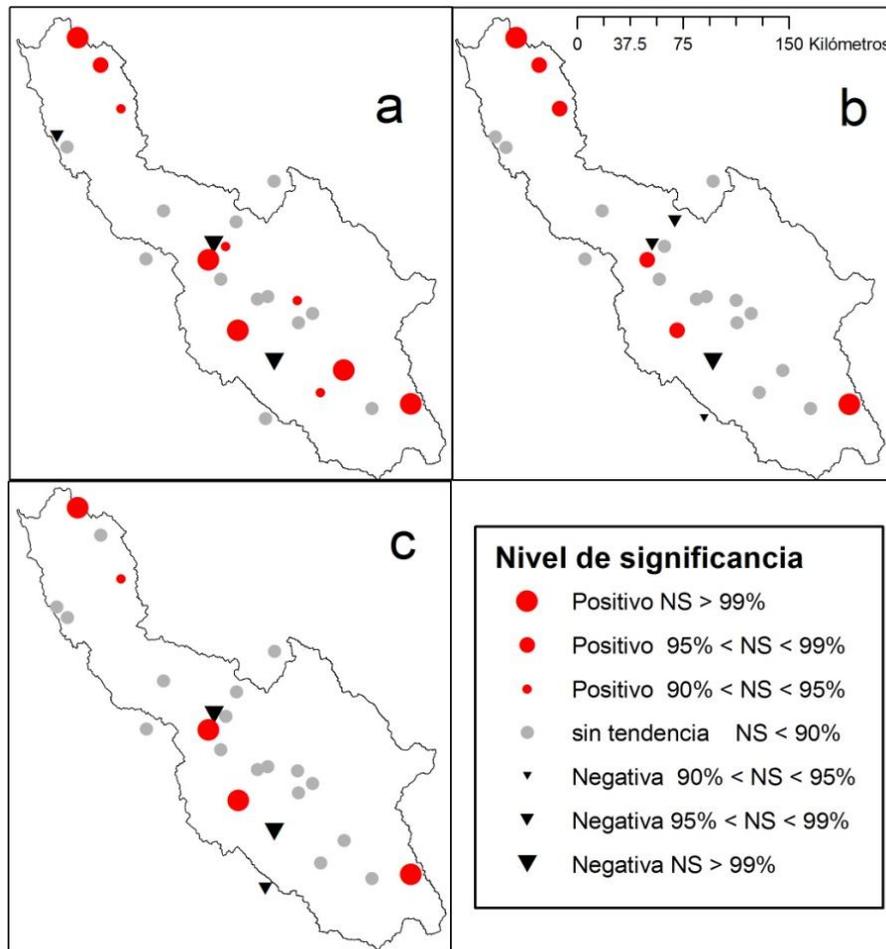


Figura 32. Índices de concentración estacionales (1964-2010) en la cuenca del río Mantaro para diferentes niveles de significancia (NS): a) Enero-Marzo, b) Mayo-Agosto, c) Octubre-Diciembre.

Estas tendencias positivas de IC difiere de los resultados de IGP (2005c), que estima una tendencia negativa durante el periodo fuertes precipitaciones (en especial, entre enero y marzo) (Estaciones: Huayao, Junin, Tambo de Sol, Cerro de Pasco, San Juan de Jarpa) a partir de series temporales mensuales. En general, el aumento de IC contribuye a un alto impacto en los fenómenos ambientales, tales como inundaciones, erosión del suelo o largos períodos sin lluvia, lo que complica la gestión de los recursos hídricos en la CRM.

Finalmente, las secciones 4.3 y 4.4 abordan el análisis de datos observados y aquellos obtenidos a partir satélite para evaluar la utilidad de estos conjuntos de datos en modelización hidrológica, estableciendo un complemento a lo ya desarrollado en la secciones 4.1 y 4.2 de esta tesis.

4.5. Estimación de eventos hidrológicos extremos a partir de datos de satélite empleando modelo MGB-IPH

Como resultado de este subcapítulo y resultados previos de Zubieta (2013) se ha publicado el artículo científico, el cual puede ser visto en el Anexo 5:

Zubieta, R., Geritana, A., Espinoza, J.C. y Lavado W. 2015. Impacts of Satellite-based Precipitation Datasets on Rainfall-Runoff Modeling of the Western Amazon Basin of Peru and Ecuador, Journal of Hydrology, doi:10.1016/j.jhydrol.2015.06.064

Además puede ser encontrado en el siguiente link:

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169415004771>

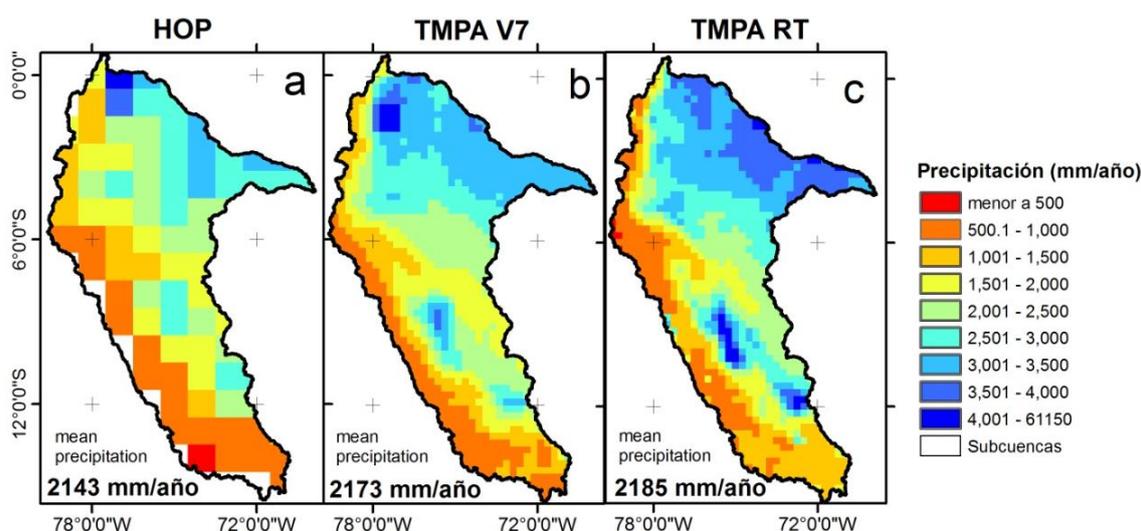


Figura 33. Precipitación media anual estimada a partir de a) HOP, b) TMPA V7, c) TMPA RT de la cuenca amazónica de Perú y Ecuador, para cada conjunto de datos (periodo 2003-2009).

El análisis de rendimiento en la modelización hidrológica desarrollado por Zubieta (2013) empleando diferentes datos satelitales (TMPA V7, CMORPH, PERSIANN) muestra que el modelo hidrológico MGB-IPH al emplear datos TMPA V7, tienen la capacidad de reproducir hidrogramas en las principales subcuencas de la CAPE. Por

ello, datos TMPA V7 además de datos TMPA RT, fueron empleados como entrada al modelo hidrológico para la estimación de eventos hidrológicos extremos.

La Figura 33 muestra los mapas de precipitaciones medias de HOP, TMPA V7 y TMPA RT. La precipitación media anual en la CAPE indica que TMPA V7 y TMPA RT sobreestiman ligeramente a HOP en un 1.4% y 1.9%, respectivamente (Figura 33b-c). Los resultados de TMPA se observa con frecuencia a escalas mensuales o de mayor tiempo, ya que se basa en precipitación mensual observada (Huffman et al., 2010).

La distribución espacial de la precipitación de los 2 diferentes conjuntos de datos es ligeramente diferenciada principalmente entre las regiones de los Andes y la Amazonía (Figura 33). En consecuencia, el PBIAS (%) de TMPA V7 y RT obtenido en relación con HOP muestran características similares en la Figura 34. Por ejemplo, se observa una subestimación en la precipitación total, principalmente en los Andes del norte; esto es mucho más claro en el PBIAS (%) de TMPA RT que TMPA V7. Es importante señalar que en la región norte de la Amazonía (latitud 0-6° S), TMPA V7 y TMPA RT tiende a sobreestimar HYBAM. Este resultado es similar al obtenido por Zulkafli et al. (2014) al comparar TMPA V6 y lluvia observada sobre en la región norte de los Andes.

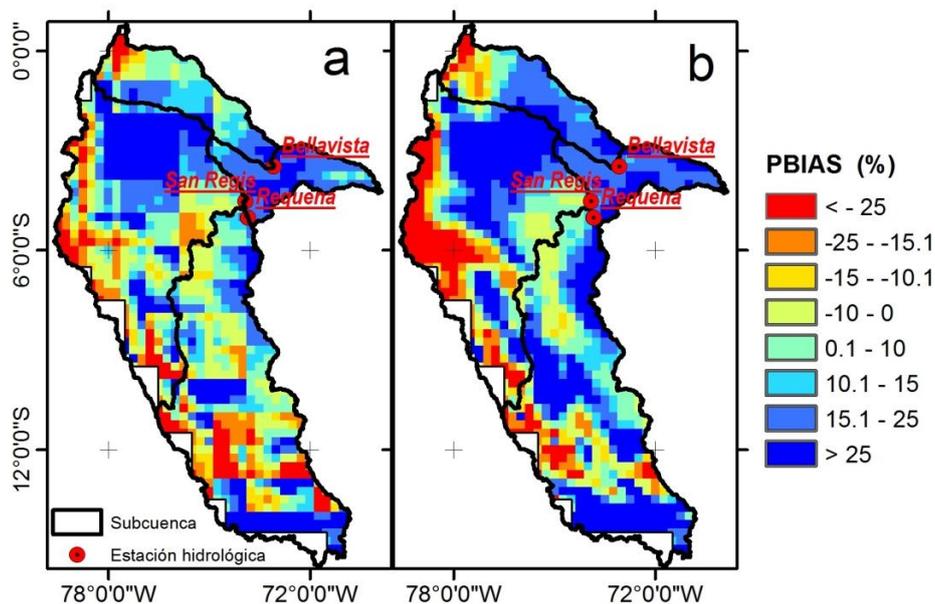


Figura 34. Distribución espacial de error medio relativo (% PBIAS) con respecto a HOP de a) TMPA V7, b) TMPA RT de la cuenca amazónica de Perú y Ecuador (periodo 2003-2009).

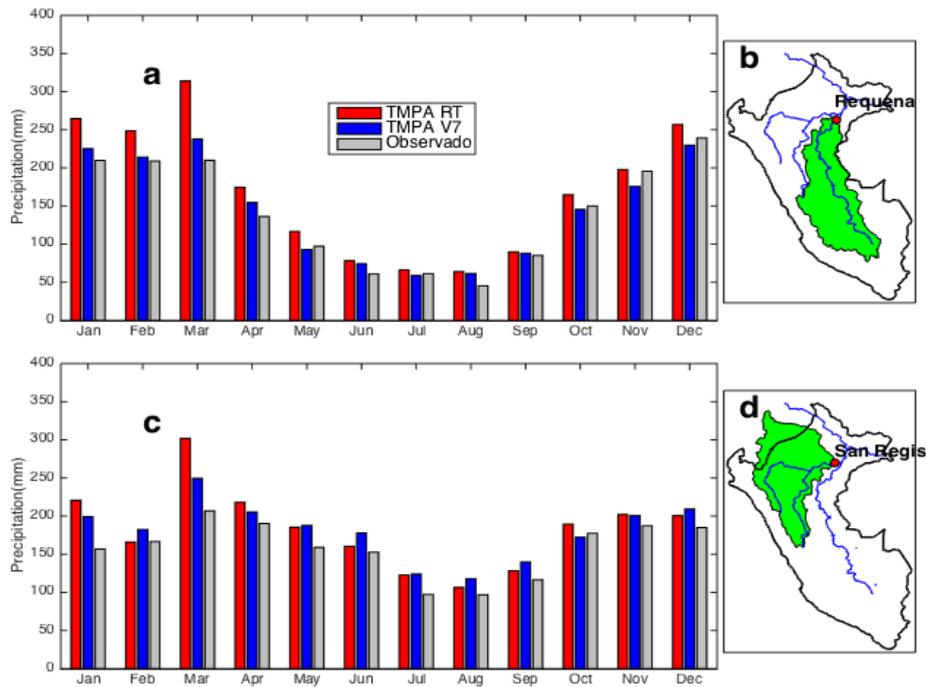


Figura 35. Promedio de lluvia mensual en el periodo 2003-2009 y ubicación para las cuencas de los ríos a-b) Ucayali (hasta la estación de Requena) y c-d) Marañón (hasta la estación San Regis), para los productos de precipitación TMPA RT, TMPA V7 y HOP (Observado).

Un análisis de la precipitación mensual de las cuencas Ucayali y Marañón (monitoreadas en las estaciones de Requena y San Regis, respectivamente, las cuales ocupan el 81% de la CAPE) muestra que las estimaciones basadas en satélites dan un régimen de lluvias aceptable en ambas cuencas (Figura 35a y c).

TMPA V7 tiende a sobrestimar ligeramente a HOP en casi todos los meses durante el periodo de estiaje en la cuenca del Ucayali (Mayo-Agosto). No obstante, esta sobrestimación se acentúa durante el periodo de avenidas. Similares a resultados empleando TMPA RT son encontrados en la cuenca del Marañón, de hecho esta también muestra una ligera sobrestimación durante el periodo de estiaje y una mayor sobrestimación en el periodo de avenidas.

Cuadro 13. Parámetros de calibración promedio para unidad de respuesta hidrológica

Parametro	URH	Primera aproximación	Dominio	Proceso hidrológico
Wm(mm)	Arbustos,areas agrícolas en suelos no profundos	200	50-1500	Almacenamiento de agua en la URH
	Arbustos,areas agrícolas en suelos profundos	300	50-1500	
	Bosques en suelos no profundos	350	50-1500	
	Bosques en suelos profundos	500	50-1500	
	Pastizales en suelos no profundos	150	50-1500	
	Pastizales en suelos profundos	300	50-1500	
Kint(mm d-1)	Arbustos,areas agrícolas en suelos no profundos	90	50-150	Flujo subsuperficial
	Arbustos,areas agrícolas en suelos profundos	100	50-150	
	Bosques en suelos no profundos	90	50-150	
	Bosques en suelos profundos	110	50-150	
	Pastizales en suelos no profundos	90	50-150	
	Pastizales en suelos profundos	110	50-150	
Kbas(mm d-1)	Arbustos,areas agrícolas en suelos no profundos	50	20 - 100	Flujo subterráneo
	Arbustos,areas agrícolas en suelos profundos	70	20 - 100	
	Bosques en suelos no profundos	70	20 - 100	
	Bosques en suelos profundos	80	20 - 100	
	Pastizales en suelos no profundos	60	20 - 100	
	Pastizales en suelos profundos	70	20 - 100	
CS	All	15	0.35 - 40	Coefficiente de flujo superficial
CI(-)	All	125	1 - 200	Coefficiente de flujo subsuperficial
b(-)	All	0.12	0.01 - 2	Variable de curva de infiltración

4.5.1. Resultados de modelo hidrológico

Los Cuadros 13 y 14 muestra un resumen de rangos de parámetros utilizados y de la modelización hidrológica en 18 estaciones hidrológicas en la CAPE empleando TMPA RT. En general, un mismo patrón a los obtenidos mediante el uso de TMPA V7 y son similares a los obtenidos por Zubieta (2013) (ver Figura 36). Zubieta (2013) implementó un sistema de modelización hidrológica distribuida en 18 estaciones hidrológicas para la CAPE a partir de datos de precipitación satelital (TMPA, CMORPH, PERSIANN), resultando que TMPA V7 tiene mejor capacidad representar caudales observados en el periodo 2003-2009.

Cuadro 14. Resumen de resultados de modelización hidrológica en 18 estaciones hidrológicas en la cuenca amazónica de Perú y Ecuador.

N	Estación	TMPA V7			TMPA RT		
		NS	NS log	ΔV	NS	NS log	ΔV
1	Nueva Loja (NL)	-1.34	-3.83	-53.9	-0.78	-1.84	-39.85
2	San Sebastian (SS)	-0.67	-0.94	-34.2	-0.63	-1.09	-31.6
3	Km 105 (KM)	0.58	0.68	6.9	0.09	0.30	57.3
4	Francisco de Orellana (FO)	-0.28	-0.37	-26.7	-0.44	0.74	-29.5
5	Santiago (SAN)	-0.04	-0.01	-17.2	-0.54	-0.44	-41.8
6	Nuevo Rocafuerte (NR)	0.09	0.18	-13.0	0.07	0.15	-14.3
7	Nueva York (NY)	0.18	0.06	12.9	0.12	-0.06	19.4
8	Chazuta (CHA)	0.52	0.68	-13.2	0.54	0.67	-7.0
9	Borja (BOR)	0.22	0.25	-12.2	-0.02	0.09	-19.6
10	Bellavista (BE)	0.43	0.44	2.7	0.32	0.23	10.7
11	Santa Rosa de Ucayali (SRU)	0.85	0.87	-4.6	0.75	0.78	-14.0
12	Pucallpa (PU)	0.83	0.89	-10.9	0.76	0.88	-16.5
13	Requena (RE)	0.83	0.87	-5.4	0.83	0.87	-6.4
14	San Regis (SR)	0.61	0.64	-4.4	0.64	0.62	-1.9
15	Tamshiyacu (TAM)	0.70	0.76	-5.5	0.73	0.76	-0.9
16	Iquitos Enapu (IE)	0.72	0.74	-2.1	0.71	0.72	1.9
17	Nazareth (NAZ)	0.67	0.75	6.7	0.70	0.77	5.8
18	Tabatinga (TAB)	0.69	0.71	3.1	0.63	0.63	8.8

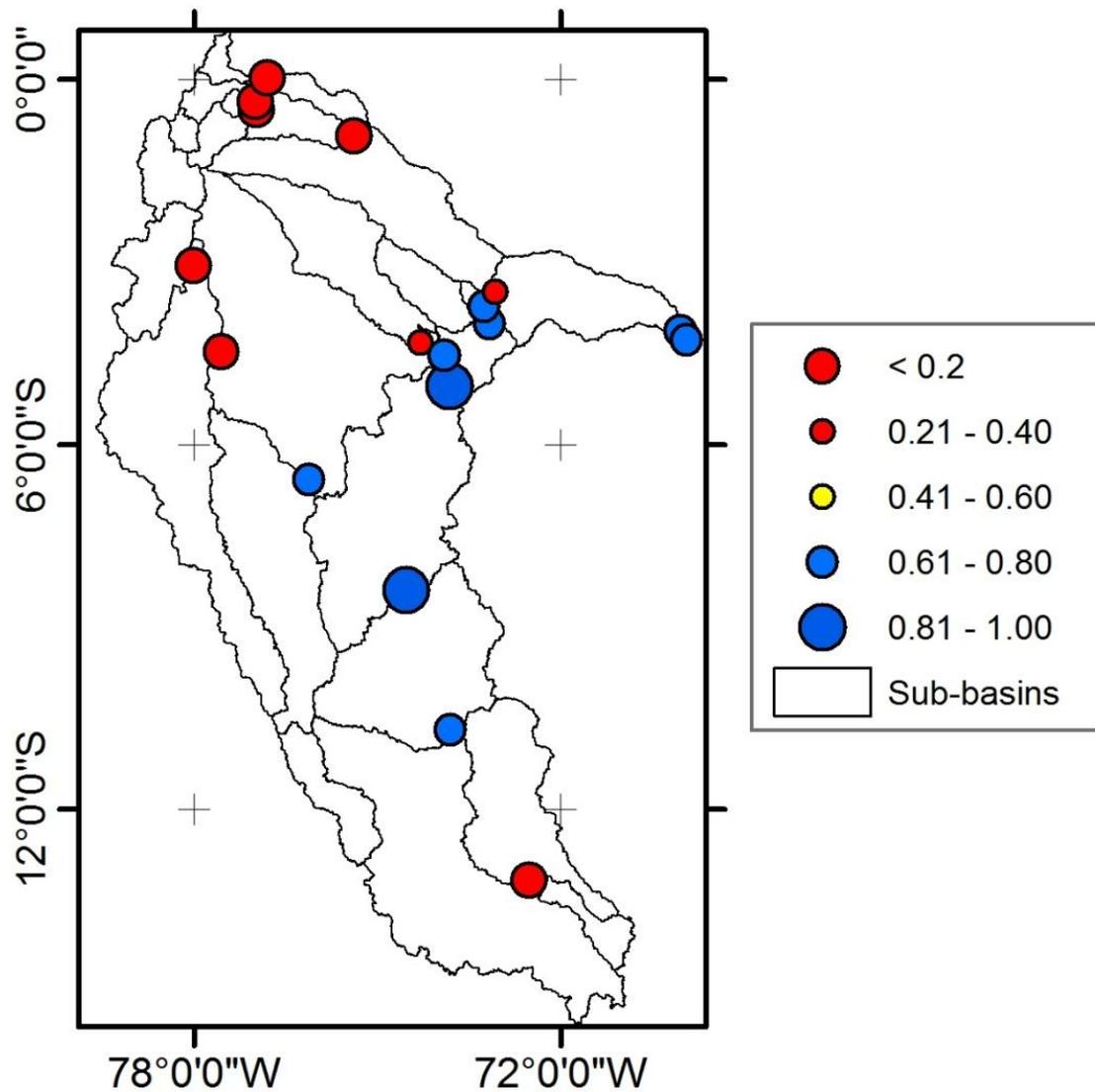


Figura 36. Mapa de coeficientes Nash-Sutcliffe de la cuenca amazónica de Perú y Ecuador obtenidos a partir de datos TMPA RT (periodo 2005-2012).

Cuadro 15. Índices Heidke Skill Score (HSS) para las estaciones de Requena (Cuenca Ucayali) y San Regis (Cuenca Marañón) para percentiles 5, 10, 90 y 95.

	TMPA RT		TMPA V7	
	REQUENA	SAN REGIS	REQUENA	SAN REGIS
P90	0.72	0.46	0.65	0.09
P95	0.65	0.45	0.60	0.01
P10	0.27	0.13	0.14	0.03
P5	0.02	0.07	0.00	0.00

Para analizar el rendimiento del modelo durante eventos extremos se analizaron hidrogramas para las cuencas Ucayali y Mara n monitored en las estaciones Requena y San Regis, respectivamente (Figuras. 37 y 38).

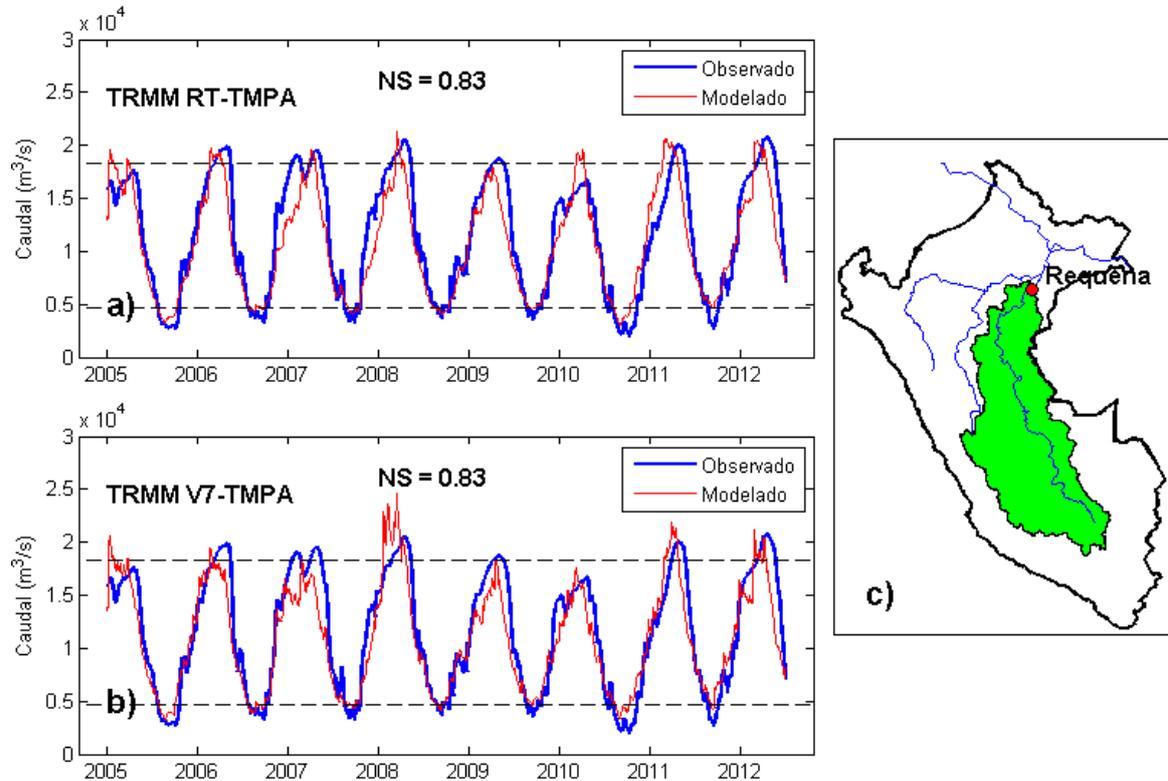


Figura 37. Hidrograma de caudales en la estación de Requena de enero 2005 a diciembre 2012 para a) TMPA V7 y b) TMPA RT. Las líneas intermitentes indican los percentiles 10 y 90 de las series observadas.

El análisis visual de los hidrogramas revelan que las descargas simuladas empleando TMPA RT para el periodo 2005-2012 concuerda generalmente bien con los caudales observados para la estación de Requena ($NS = 0.83$ y $\Delta V = 6.4\%$), como se muestra en la Figura 37a, donde las fluctuaciones estacionales son bien representadas. Esto es corroborado por valores HSS ( ndice de rendimiento) que indican pronósticos adecuados (0.65 y 0.72) para el periodo de avenidas en la cuenca del río Ucayali (Cuadro 15). No obstante, hay una ligera sobreestimación durante el periodo de estiaje, lo que podría deberse a la sobreestimación de las precipitaciones durante la temporada

húmeda anterior. Asimismo, los valores HSS no indican pronósticos adecuados para el periodo de estiaje en la cuenca del Ucayali. Similares resultados en rendimiento son alcanzados mediante el uso de TMPA V7 (Figura 37b, Cuadro 15).

Por otro lado, el análisis visual del hidrograma de la estación de San Regis revela que las descargas simuladas empleando TMPA RT (periodo 2005-2012) concuerda regularmente con los caudales observados en la cuenca Ucayali para la estación de Requena ($NS = 0.64$ y $\Delta V = -1.2\%$), como se muestra en la Figura 38a. A diferencia del periodo 2005-2010, las fluctuaciones estacionales no son bien representadas para el periodo 2010-2012. En general, esto es corroborado por valores HSS que indican pronósticos inadecuados (0.46 y 0.45) para el periodo de avenidas en la cuenca del río Ucayali (Cuadro 15). Así también, se observa una sobreestimación durante el periodo de estiaje. Esto es coincidente con los valores HSS que indican que son pronósticos muy inadecuados para el periodo de estiaje (~ 0.1). Similares resultados respecto al rendimiento son alcanzados mediante el uso de TMPA V7 (Figura 38b, Cuadro 15).

En resumen, los resultados de la modelización hidrológica y del análisis de rendimiento en la cuenca del Ucayali es mejor que en el Marañon en la identificación de caudales extremos durante periodo de avenidas empleando TMPA RT y de similar rendimiento al obtenido al evaluar TMPA V7. Esto sugiere que ambos son útiles en modelización hidrológica para la región sur de la CAPE, no obstante, difiere en la región norte (región ecuatorial), esto es muy probablemente debido a la predominante sobrestimación de lluvia TMPA V7 y TMPA RT con respecto a lluvia HOP (observada).

Por otro lado, el analisis de la modelización hidrológica partir de datos en tiempo real (TMPA RT) sugiere que es potencialmente empleable como herramienta de apoyo en estimación de caudales en tiempo real en la cuenca del río Ucayali.

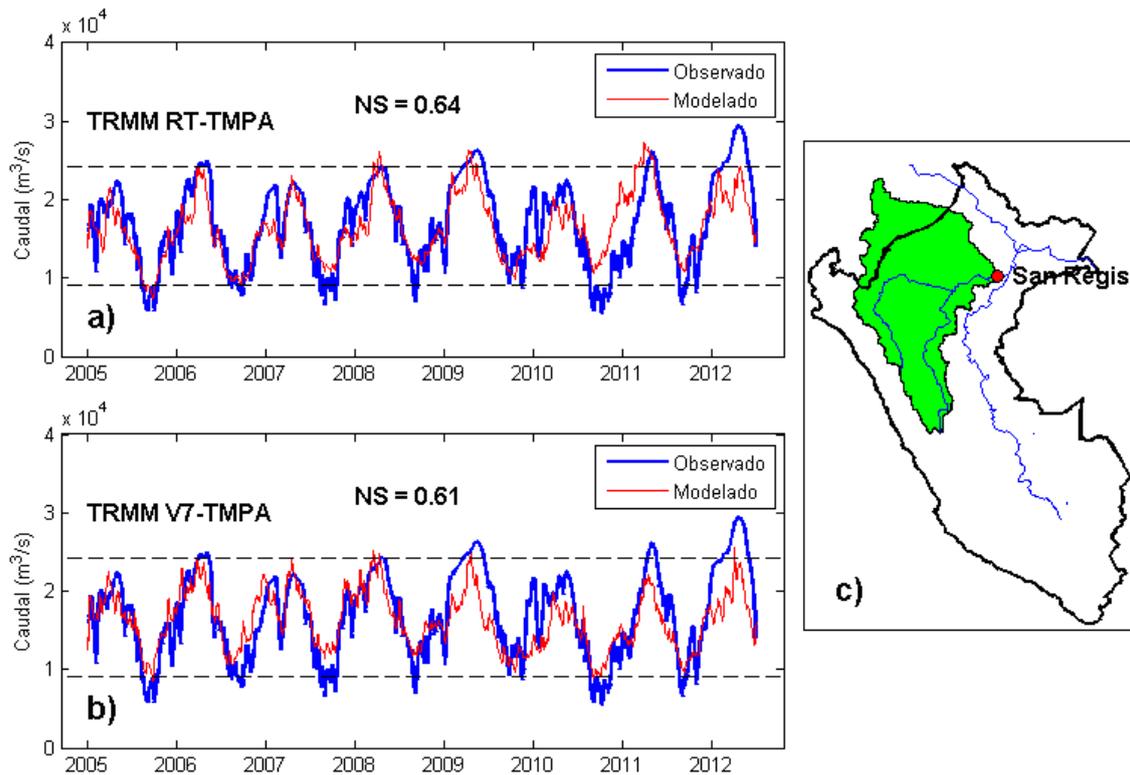


Figura 38. Hidrograma de caudales en la estación San Regis de enero 2005 a diciembre 2012 para a) TMPA V7 y b) TMPA RT. Las líneas intermitentes indican los percentiles 10 y 90 de las series observadas.

La incertidumbre de la modelización al emplear datos satelitales puede ser debido a datos iniciales de entrada, los cuales pueden jugar un papel importante en los errores del modelo (Paiva et al., 2013). Asimismo, la consideración de cambios en la hidráulica de los ríos debidos a la presencia de llanuras de inundación puede mejorar la simulación hidrológica así como la estacionalidad de caudales en grandes cuencas e involucradas subcuencas (Guimberteau et al, 2013). Esto implicaría poder considerar mapas de vegetación de mejor resolución que cuenten con los recientes cambios de áreas inundadas (en la región de confluencia de los ríos Marañón y Ucayali), así como áreas deforestadas, como resultado obtener una mejor aproximación de la evapotranspiración y por tal de la modelización de caudales.

4.6. Modelización hidrológica empleando nueva base de datos GPM-IMERG

Como resultado de este subcapítulo, se ha publicado un artículo científico (ver Anexo 6):

Zubieta, R., Getirana, A., Espinoza, J. C., Lavado-Casimiro, W., and Aragon, L. 2017: Hydrological modeling of the Peruvian-Ecuadorian Amazon Basin using GPM-IMERG satellite-based precipitation dataset, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 3543-3555, [Doi.org/10.5194/hess-21-3543-2017](https://doi.org/10.5194/hess-21-3543-2017).

El cual también puede ser encontrado en:

<http://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/hess-2016-656/>

Los potenciales usos identificados en hidrología por parte de los productos multi-satélite de precipitación TMPA y TMPA RT proporcionados por el satélite TRMM desde 1998 resultan de gran importancia para la CAPE. Aunque, el satélite TRMM ha perdido operatividad desde 2015, se estima que los productos TMPA V7 y TMPA RT al ser obtenidos por análisis multi-satélite estarán disponibles hasta 2017 (Huffman et al., 2015). Ante la interrupción inminente de la disponibilidad de estimaciones de productos TRMM, la nueva generación de estimaciones satélite son proporcionada por GPM, no obstante, estos nuevos conjuntos de datos no han sido aún evaluados. Por ello, se ha realizado una comparación de GPM con respecto a TRMM (tanto TMPA V7 y TMPA RT) en sus productos equivalentes, es decir, IMERG y TMPA respectivamente.

4.6.1. Comparación de GPM-IMERG vs otros conjuntos de datos de precipitaciones

La precipitación anual total sobre la CAPE durante el periodo 2014-2015 se muestra en la Figura 39a-d, utilizando TMPA V7, TMPA RT y GPM-IMERG. En condiciones promedio, durante este período de tiempo GPM-IMERG, TMPA V7 y TMPA RT sobreestiman precipitaciones observadas en 15.7%, 20.6% y 33.1%, respectivamente. Es de resaltar, para la presente tesis, las regiones andina y amazónica se consideran por encima y por debajo de 1500 msnm, respectivamente, véase la Figura 13.

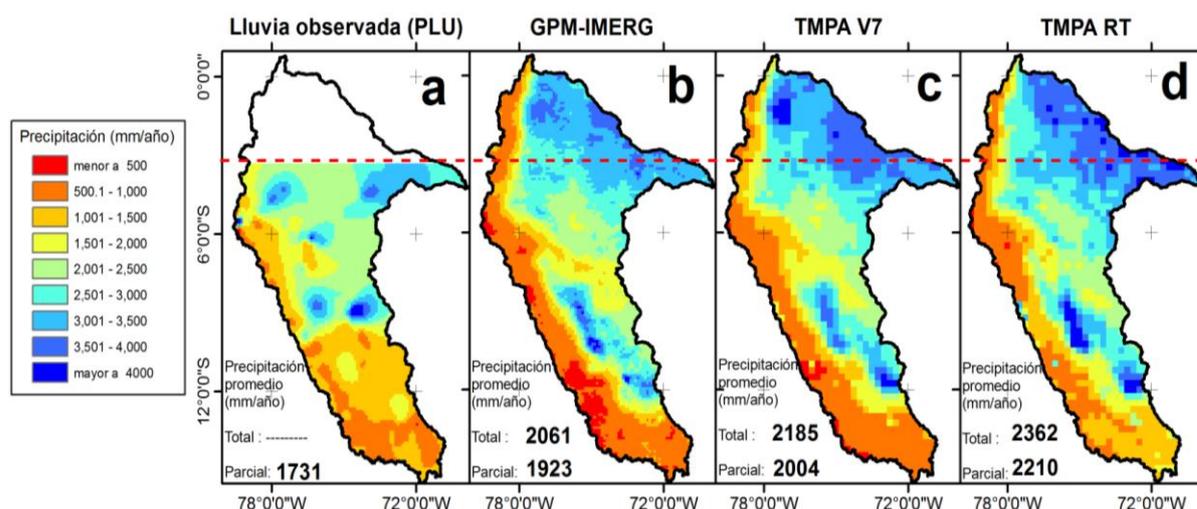


Figura 39. Precipitación total anual estimada a partir de (a) Lluvia observada-pluviómetros (b) GPM-IMERG, (c) TMPA V7, (d) TMPA RT sobre la cuenca amazónica de Perú y Ecuador (periodo 2014-2015).

Los datos obtenidos a partir de satélite son similares al producto de datos in situ (pluviómetros) principalmente en la región de los Andes (con precipitación promedio principalmente entre 500 y 1500 mm / año) y la región norte del Amazonas (3.0°S-6.0°S) (con precipitación promedio entre 2500 y 3000 mm /año). Sin embargo, hay algunas diferencias espaciales en regiones del sur de la CAPE; esto se puede atribuir a una mayor incertidumbre de producto en los datos in situ, debido a que hay un menor número de estaciones de lluvia sobre esas regiones, en particular sobre la cuenca oriental del Ucayali (ver Figura 16). Es de recordar que datos de lluvia observados HOP (disponibilidad de datos entre 1981-2009) no son empleados para el análisis de GPM-IMERG. Para ello, basado en interpolación espacial se generó un producto grillado de datos in-situ (datos observados) 2014-2015 a partir de estaciones pluviométricas graficadas en la Figura 16, el cual fue de cobertura parcial en la CAPE, debido a falta de datos de estaciones en regiones del norte de la amazonía.

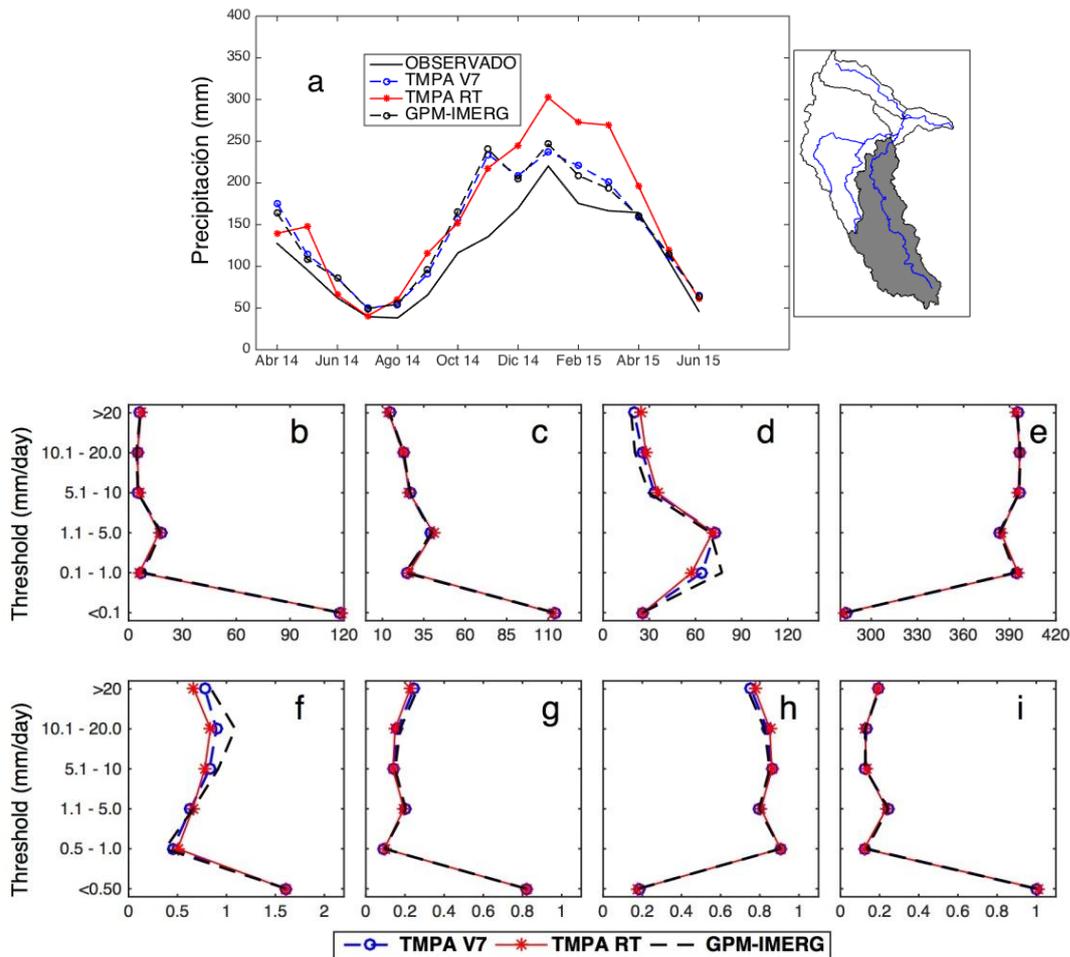


Figura 40. Evaluación de datos de lluvia observada y satélite en la cuenca del río Ucayali, (a) Lluvia promedio mensual para cada conjunto de datos en la cuenca del río Ucayali (hasta la estación de Requena) (b) Número de eventos de lluvia correctamente detectados, (c) Número de eventos de lluvia no correctamente detectados, (d) número de eventos de lluvia detectados pero no observados (falsas alarmas), (e) suma de casos donde ningún evento observado ni detectado ocurrieron (f) índice de sesgo frecuencial (FBI, frequency bias index), (g) probabilidad de detección (POD, probability of detection), (h) relación de falsas alarmas (FAR, false alarm ratio), y (i) puntuación de amenaza equitativa (ETS, equitable threat score).

Una comparación de la precipitación mensual de las cuencas de los ríos Ucayali y Huallaga (en las estaciones de Requena y Chazuta, respectivamente) en relación con el producto de precipitación in-situ para el periodo 2014 y 2015 es mostrada en la Figura

40a y Figura 41a. En estas cuencas, la distribución espacial del número de estaciones de lluvia es mayor en las regiones de los Andes que la Amazonía.

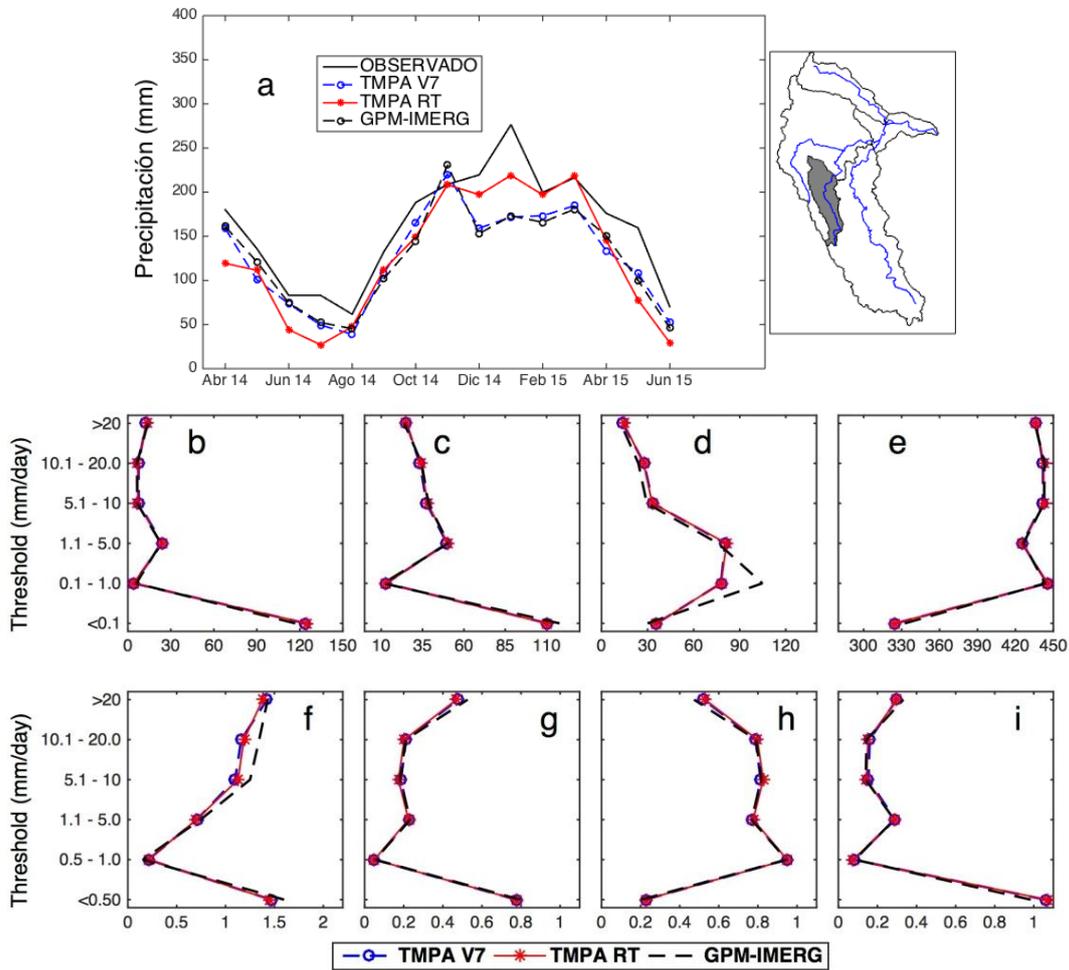


Figura 41. Evaluación de datos de lluvia observada y satélite en la cuenca del río Huallaga. (hasta la estación de Chazuta) (b) número de eventos de lluvia correctamente detectados, (c) número de eventos de lluvia no correctamente detectados, (d) número de eventos de lluvia detectados pero no observados (falsas alarmas), (e) suma de casos donde ningún evento observado ni detectado ocurrieron (f) índice de sesgo frecuencial (FBI, frequency bias index), (g) probabilidad de detección (POD, probability of detection), (h) relación de falsas alarmas (FAR, false alarm ratio), y (i) puntuación de amenaza equitativa (ETS, equitable threat score).

El análisis mensual de la precipitación muestra que GPM-IMERG, TMPA V7 y TMPA RT tienden a sobreestimar las precipitaciones observadas durante la temporada de avenidas (octubre a abril) en la cuenca del Ucayali en un 23.7%, 23.5% y 44.2%, respectivamente (Figura 40a). Mientras que GPM-IMERG, TMPA V7 y TMPA RT tienden a subestimar las precipitaciones observadas durante la temporada de avenidas en la cuenca del Huallaga en un 19.3%, 18.7% y 10.2%, respectivamente. En términos promedio, un mismo patrón de sobreestimación de ~ 30% (en la cuenca Ucayali) y la subestimación de ~ 16% (en la cuenca del Huallaga) también se observa durante la estación seca (mayo a septiembre) para todos los conjuntos de datos de precipitación. Mediante la cuantificación del número de eventos de lluvia identificados dentro umbrales de precipitación (< 0.1 , $0.1-1$, $1-5$, $5-10$, $10-20$ y >20) (mm/día), se procedió a analizar la capacidad de detección de estos eventos por parte de las estimaciones GPM-IMERG, TMPA V7 y TMPA RT.

El análisis muestra que del número promedio de eventos de lluvia de días totales (456), el número de eventos correctamente detectados (~ 37%) es similar para cada conjunto de datos de precipitación por satélite en relación con la precipitación observada en las cuencas de los ríos Ucayali y Huallaga (Figura 40b y Figura 41b). Tanto el número promedio de eventos correctamente y no correctamente detectados también son consistentes entre sí, es decir, todos los conjuntos de datos de precipitación son claramente mejores para identificar eventos muy bajos (inferiores a 1 mm / día) a comparación del número de eventos de lluvia intensa o moderada (mayor de 5 mm / día) (Figura 40b-c y la Figura 41b-c). Los valores promedio del FBI obtenidos para todos los conjuntos de datos indican subestimación en la detección de eventos de lluvia superiores a 1 mm/día cuyos valores FBI varían principalmente entre 0.5 y 0.9 en la cuenca del Ucayali. Mientras que en la cuenca del Huallaga, es observada tanto sobreestimación y subestimación en la detección de eventos de lluvia mayor que 1 mm/día (FBI = 0.25 a 1.3) difiriendo altamente de las condiciones óptimas (~1) (Figura 40f y Figura 41f). Estas variaciones son debidas a la alta cantidad de eventos de lluvia no detectado correctamente (~ 63%) mayor que 5 mm / día.

Los valores promedio de POD para todos los conjuntos de datos indican una baja probabilidad de detección (POD inferior a 0.5) para el número de eventos de lluvia

superior a 5 mm/día, sin embargo, esta probabilidad aumenta a ~ 0.8 para eventos de baja (inferior a 5 mm/día) en las cuencas Ucayali y Huallaga (Figura 40g y Figura 41g). La baja probabilidad de detección es consistente con la fracción de los eventos de lluvia que se ha detectado correctamente (ETS) (Figura 40i y Figura 41i). Esto es debido a una alta tasa de falsas alarmas (FAR) entre ~ 0.6 y ~ 0.9 para los eventos de lluvia superior a 5 mm /día siendo esto para todos los conjuntos de datos de precipitación por satélite, tanto en las cuencas del Ucayali y Huallaga (Figura 40h y Figura 41h).

Es importante señalar que la baja habilidad para representar eventos de lluvia mayores a 5 mm/día utilizando conjuntos de datos a partir de satélites de precipitación (GPM-IMERG, TMPA V7, TMPA RT) (Figura 40g y Figura 41g) es posiblemente asociada a la alta subestimación (cuenca del Ucayali) o alta sobreestimación (cuenca del Huallaga) de la cantidad de lluvia identificado principalmente durante la estación de avenidas (Figura 40a y Figura 41a)., ya que estos eventos son más probablemente desarrollados durante ese período.

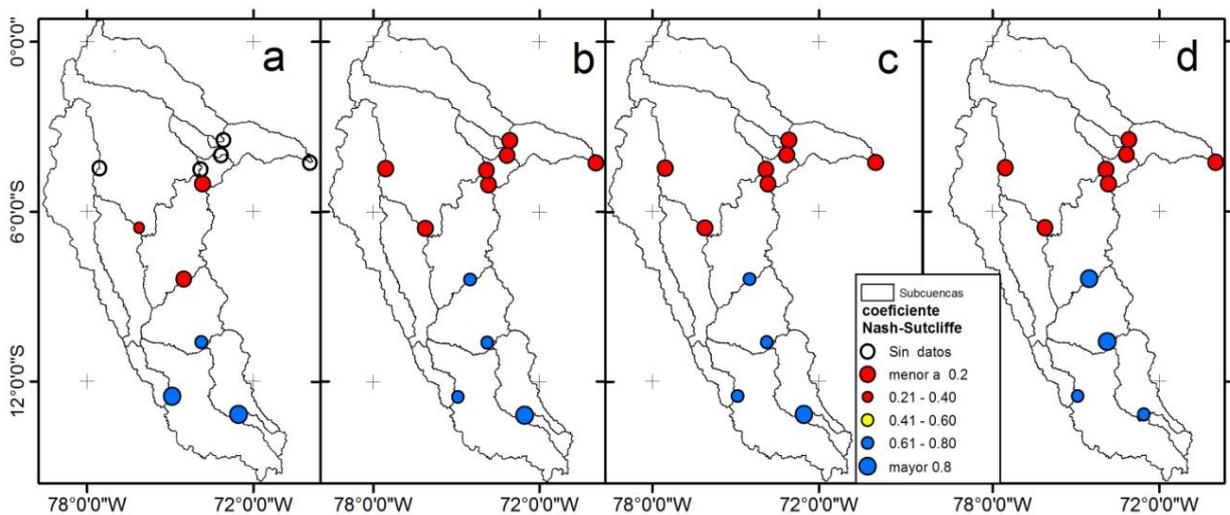


Figura 42. Coeficientes Nash-Sutcliffe de la cuenca amazónica de Perú y Ecuador obtenidos a partir de datos a) Lluvia observada (pluviómetros), b) GPM-IMERG, c) TMPA V7 y d) TMPA RT.

4.6.2. Simulación de caudales

Para la simulación de caudales se asignó un conjunto de parámetros distinto a cada subcuenca en la CAPE durante el proceso de calibración, ya que es factible una mejor representación de los principales procesos hidrológicos. Ya que es más fiable, comparándola con asignar un mismo conjunto de parámetros para toda la cuenca (Zubieta, 2013).

Para evaluar el rendimiento del modelo, se utiliza cada conjunto de datos de precipitación como entrada para el modelo MGB-IPH y calibrado por separado. Basado en la mayor disponibilidad de datos de caudales en el periodo 2014-2015, se calculó series de caudales para cada conjunto de datos de precipitación comparándolos con caudales observados para 11 cuencas controladas en 11 estaciones de aforo de un total de 20 estaciones (KM, ME, LA, PU, RE, CHA, BOR, SR, BE, TAM, TAB) (Figura 13, Cuadro 13). Las cuencas de los ríos Ucayali y Huallaga (donde existe una mayor disponibilidad de los datos observados) y la región norte de la CAPE (sin disponibilidad de los datos observados) fueron considerados en el análisis comparativo de los caudales observados y simulados. En general, los caudales obtenidos a partir de GPM-IMERG, TMPA V7, TMPA RT muestran el mismo patrón espacial a los obtenidos mediante el uso de precipitación in-situ (Figura 42a-d.) y son en parte similares a los obtenidos por Zubieta (2013). Este estudio muestra que GPM-IMERG también puede ser una fuente alternativa útil de datos de precipitación (similar a TMPA V7 y TMPA RT) para la simulación lluvia-escorrentía en las zonas donde hay falta de datos de precipitación observada como las regiones andino-amazónicas de la cuenca del río Ucayali.

No obstante, el análisis de rendimiento sobre las regiones ecuatoriales no está de acuerdo con caudales observados, los cuales muestran un rendimiento más bajo ($NS < 0.60$), probablemente debido a la falta de estimaciones de lluvia adecuadas. Así también, condiciones similares se observan a partir de datos de precipitación por satélite: TMPA V7 (Figura 42c), TMPA RT (Figura 42d).

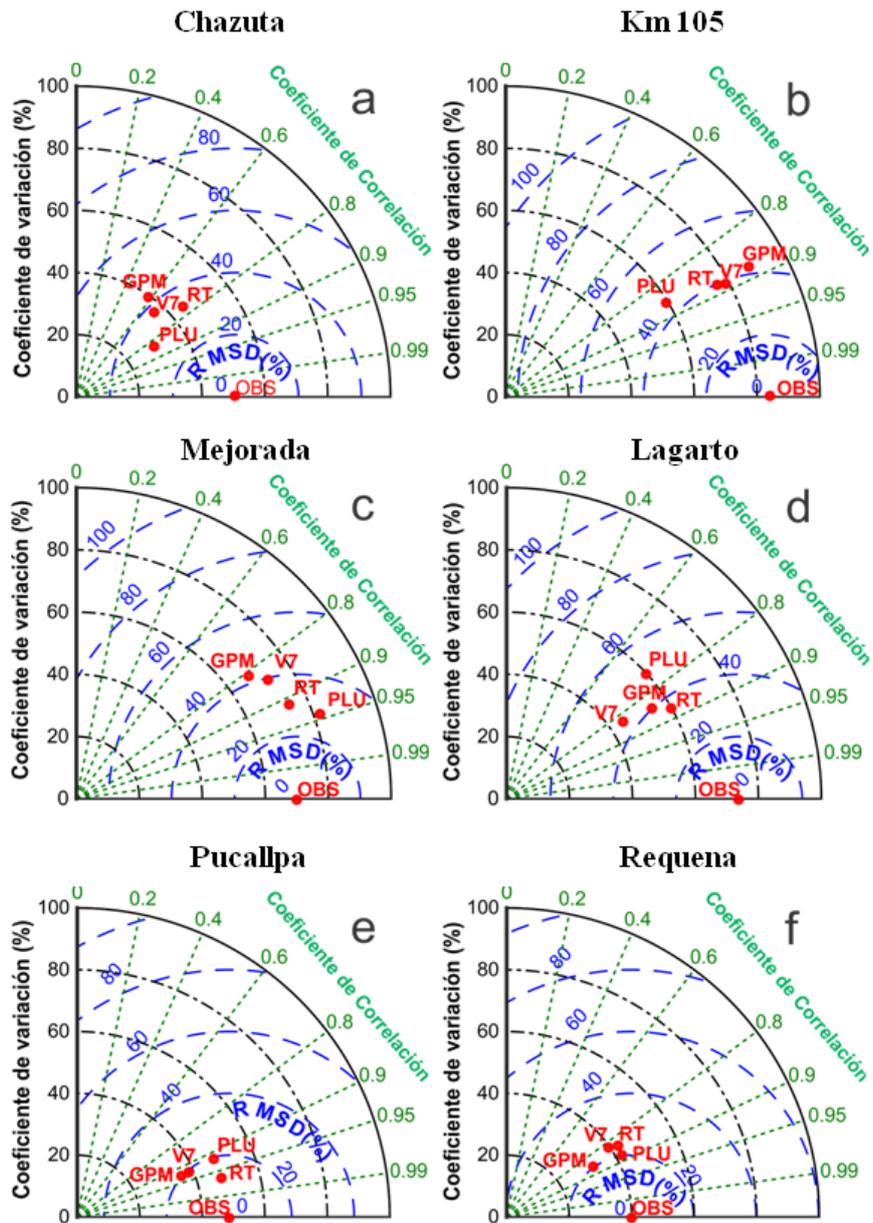


Figura 43. Diagramas de Taylor, mostrando la comparación estadística de coeficiente de variación (%), Diferencia de error medio cuadrático (%) y coeficiente de correlación entre caudales observados y modelados obtenidos a partir de datos basados en satélites tales como TMPA V7 (V7), TMPA RT (RT), GMP-IMERG (GPM), Pluviómetros (PLU) para seis cuencas monitoreadas en las estaciones : a) Chazuta (CHA) b) Km105 (KM), c) Mejorada (ME), d) Lagarto (LA), e) Pucallpa (PU), y f) Requena (RE).

La Figura 43a-f muestra la habilidad con que el modelo MGB-IPH simula caudales observados utilizando cuatro conjuntos de datos de precipitación basado en satélites para seis cuencas controladas en las estaciones de: a) Chazuta (CHA) b) Km105 (KM), c) Lagarto (LA), d) Mejorada (ME), e), Pucallpa (PU), y e) Requena (RE). La ubicación de cada conjunto de datos de precipitación cuantifica cuan cerca están los caudales obtenidos a partir de TMPA V7 (V7), TMPA RT (RT), GMP-IMERG (GPM) de aquellos obtenidos de los datos observados PLU.

En la Figura 43a, se puede ver el diagrama de Taylor para la estación de Chazuta (cuenca del Huallaga), donde los caudales a partir de lluvia observada (PLU) coinciden ligeramente mejor con las observaciones ($r = 0.84$, $p < 0.01$), el error de RMSD es de ~30% y el CV del 29% son ligeramente mejores que los obtenidos con productos de satélite (TMPA RT, TMPA V7 y GPM-IMERG). Asimismo, el análisis de las dos más pequeñas subcuencas (cuenca del Ucayali) controlados en las estaciones KM (Figura 43b) y ME (Figura 43c) muestra patrón de correlación de $r = \sim 0.9$ en ambas, además con RMSD de ~ 40% en KM y entre 24 y 40% en ME, además de CV de ~80% y ~70% en ME y KM respectivamente (Figura 43b-c). Estos resultados indican que los caudales a partir de PLU y RT son más similares a la serie de caudales observados.

Por otro lado, el análisis de las subcuencas más grandes (en la cuenca Ucayali) controlada en estaciones LA, PU y RE muestran una mayor similitud entre sí para las cuatro series de caudales modelados (Figura 43d-f). Los coeficientes de correlación varían entre 0.8 y 0.9 ($r > 0.9$ en la estación de PU), y RMSD principalmente entre 20% y 25% (PU y RE). Es importante mencionar que las series de datos de caudales tiene un menor CV en las más grandes subcuencas, es decir, LA con CV del 55% (área de drenaje de 191.400 km²), PU con CV de ~ 42% (área de drenaje 260.400 km²) y RE con el CV de ~ 40% (área de drenaje 350.200 km²). Esto puede ser debido a la débil estacionalidad de las lluvias en la parte norte de la cuenca. El coeficiente de correlación con las observaciones que usan precipitación basada en satélite es principalmente entre 0.6 y 0.9 y RMSD relativamente alto (20% - 40%). Esto sugiere que el modelo hidrológico usando estos conjuntos de datos puede representar principalmente los caudales estacionales.

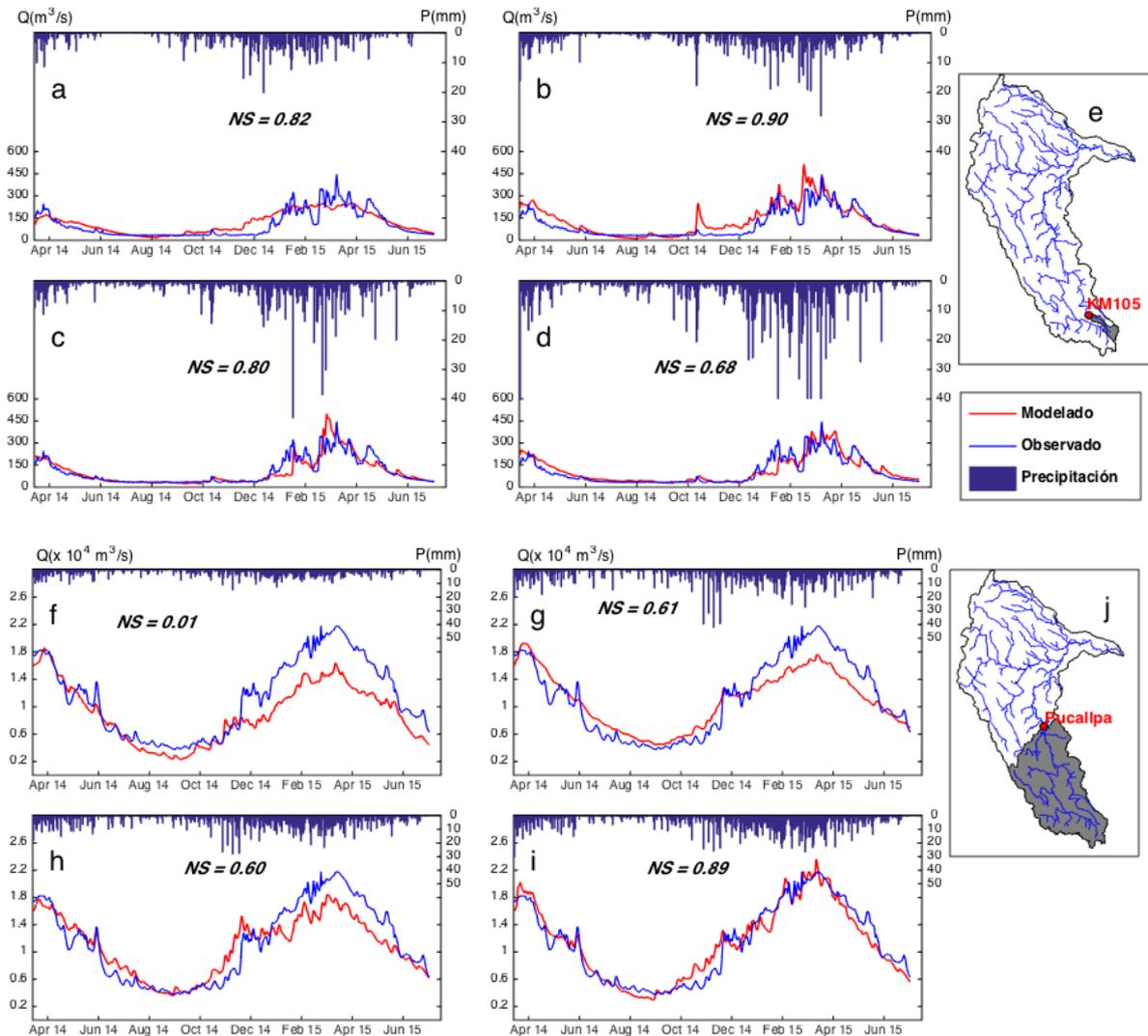


Figura 44. Hidrograma de caudales observados y simulados en la estación KM105 (KM) de marzo 2014 a junio 2015 obtenidos a partir de: (a) Lluvia observada-pluviómetros, (b) GPM-IMERG (c) TMPA V7 y (d) TMPA RT. (e) localización de la subcuenca hasta la estación KM 105. Hidrograma de caudales observados y simulados en la estación Pucallpa (PU) de marzo 2014 a junio 2015 obtenidos a partir de: (f) Lluvia observada-pluviómetros, (g) GPM-IMERG (h) TMPA V7 y (i) TMPA RT. (j) localización de la subcuenca hasta la estación Pucallpa.

Cuadro 16. Resumen de los resultados de la modelización para 11 estaciones hidrológicas en la cuenca amazónica de Perú y Ecuador.

N	estación	Lluvia observada (pluviómetros)		GPM-IMERG		TMPA V7		TMPA RT	
		NS	ΔV	NS	ΔV	NS	ΔV	NS	ΔV
1	Km 105 (KM)	0.82	0.33	0.90	-0.25	0.80	-2.78	0.68	11.55
2	Mejorada (ME)	0.89	4.15	0.61	-18.52	0.61	-17.01	0.75	-6.49
3	Chazuta (CHA)	0.37	-18.27	-0.26	-31.96	-0.37	-33.51	-0.02	-29.55
4	Borja (BOR)	-----	-----	-3.94	-47.98	-3.09	-42.39	-3.91	-47.53
5	Bellavista (BE)	-----	-----	-2.17	-7.14	-18.24	-32.64	-20.93	-35.46
6	Lagarto(LA)	0.74	-9.52	0.71	-0.13	0.80	-0.49	0.81	-0.18
7	Pucallpa (PU)	0.01	-29.16	0.61	-17.15	0.60	-17.80	0.89	-8.30
8	Requena (RE)	-3.74	-23.35	-3.75	-23.59	-7.71	-33.28	-5.33	-23.32
9	San Regis (SR)	-----	-----	-5.40	-24.82	-5.68	-25.59	-4.90	-24.72
10	Tamshiyacu (TAM)	-----	-----	-24.51	-32.22	-33.32	-37.57	-28.19	-33.19
11	Tabatinga (TAB)	-----	-----	-3.85	-10.28	-12.88	-19.51	-5.21	-10.74

Datos grillados basado en lluvia observada utilizados como entrada al modelo hidrológico tuvo buenos resultados en las estaciones KM (NS = 0.82, ΔV = 0.33%) (Figura 44a), Mejorada (NS = 0.89, ΔV = 4.15%) y Lagarto (NS = 0.74, ΔV = -9.52%) en la cuenca Ucayali, excepto Pucallpa (NS = 0.01, ΔV = -29.2%) (Figura 44f). El rendimiento más bajo (NS <0.60) se asocia con áreas de drenaje mayores a 200.000 km² como la cuenca Ucayali. Esto puede ser debido a la mayor incertidumbre en la distribución espacial de las precipitaciones en las cuencas Ucayali y Huallaga (región norte de la CAPE), debido a que hay menor cantidad de estaciones de lluvia en estas regiones, de hecho, los Andes peruanos son actualmente mejor instrumentada que las de la región Amazónica (ver Figura 15).

Para analizar la capacidad de GPM-IMERG en estudios hidrológicos se analizaron hidrogramas para la cuenca del Ucayali monitoreada en la estación KM (Figura 44). Por razones de comparación de caudales, también se consideraron aquellos obtenidos a partir de lluvia observada, TMPA V7 y TMPA RT (Figura 44c-d). El análisis visual de hidrogramas revela que los caudales simulados utilizando GPM-IMERG para el período

2014-2015 concuerda bastante bien con los caudales observados para la estación KM (NS = 0.90, $\Delta V = -0.25\%$) como se muestra en la Figura 44b y Cuadro 16. La Figura 44 indica una ligera sobreestimación durante la estación húmeda, lo que podría deberse a la sobreestimación de las precipitaciones GPM-IMERG durante la temporada húmeda. Sin embargo, el rendimiento del modelo es mínimamente aceptable al compararlos con los caudales observados en la estaciones de PU (NS = 0.60, $\Delta V = -17.2\%$) (Figura 44g), y ME (NS = 0.61, $\Delta V = -18.5\%$). Asimismo, para las otras estaciones, el rendimiento dentro de la cuenca es menor a NS = 0.18.

Resultados similares a GPM-IMERG se observaron también al emplear datos TMPA V7 y TMPA RT, los cuales pueden reproducir el régimen de caudales de la temporada con un rendimiento similar a KM (NS = 0.80, $\Delta V = -27.8\%$ y NS = 0.68, $\Delta V = 11.5\%$, respectivamente) (Figura 44c-d), y en la estación PU (NS = 0.60, $\Delta V = -17.8\%$, NS = 0.89, $\Delta V = -8.3\%$, respectivamente) en la cuenca del río Ucayali (Figura 44h-i).

Finalmente, para ejemplificar la serie de parámetros utilizada en la modelización de los datos observados y de satélite. Conjuntos de parámetros de calibración para cuencas son detalladas en el Anexo 7.

4.7. Análisis de evapotranspiración

Se ha analizado la sensibilidad del balance hídrico al emplear cada conjunto de datos de precipitación como entrada al modelo MGB-IPH, teniendo en cuenta tres componentes hidrológicas: Precipitación (P), escorrentía (R) y evapotranspiración (ET). El Cuadro 17 muestra los valores promedio diarios para cada componente obtenida a partir de modelización hidrológica durante el periodo 2003-2009 (periodo con mayor disponibilidad de TMPA V7 y TMPA RT y HOP), en promedio para las tres principales cuencas de la CAPE, monitoreadas en las estaciones San Regis, Requena y Bellavista. La escorrentía promedio derivada de la precipitación por HOP presenta un promedio de 4.31 mm /día para toda la CAPE. Al igual que con el análisis ET, el escurrimiento en la CAPE muestra resultados similares entre TMPA V7 y TMPA RT.

Cuadro 17. Precipitación promedio diaria (P) (mm/día), escorrentía promedio(R) (mm/día) y evapotranspiración (ET) (mm/día) en estaciones seleccionada para el periodo 2003-2009.

Estación	Subcuenca	HOP (observado)			TMPA V7			TMPA RT		
		P	R	ET	P	R	ET	P	R	ET
Requena (RE)	Ucayali	4.65	2.86	1.79	4.82	2.72	2.10	4.96	2.80	2.16
San Regis (SR)	Marañón	5.18	4.10	1.08	5.93	4.04	1.89	6.11	4.16	1.95
Bellavista (BE)	Napo	8.97	5.96	3.01	9.01	7.09	1.92	9.37	7.30	2.07

Según Lavado et al. (2011), la ET promedio calculada utilizando el método Hargreaves en la cuenca amazónica de Perú varía de 1.54 a 3.4 mm/día, mientras que la ET estimada a partir de HOP proporciona valores entre 1.08 y 3.01 mm / día. Estos valores de ET son más bajos en la parte sur de la CAPE (1.08 y 1.79 mm /día en las cuencas del Marañón y Ucayali, respectivamente), siendo congruente con recientes cálculos de ET (<2 mm/día) en esta región (Segura, 2014). No obstante, aumentan en la región norte (3.0 mm/día en la cuenca del Napo), con un promedio de 2.18 mm/día para toda la CAPE. Las diferencias (sobrestimación) entre los valores anuales ET en relación con HOP varían: 5.98% (TMPA V7), 7.1% (TMPA RT). Además, se encontraron diferencias mayores en áreas más lluviosos, tal como la cuenca del Napo, donde las estimaciones de ET variaron de 1.92 mm/día (TMPA V7) a 3.01 mm/día (HOP), con un promedio 2.29 mm/día. La diferencia media de ET es del 21% entre los conjuntos de datos, que es mayor que la diferencia media de la precipitación entre estos conjuntos de datos (2%). Menores diferencias se encuentran en la cuenca del río Ucayali, donde la ET varían entre 1.79 mm/día (HOP) y 2.12 mm / día (TMPA RT), con un promedio de 2.0 mm/día. Esto corresponde a una diferencia promedio (sobrestimación) de 7.1% entre los conjuntos de datos, que es también mayor que la diferencia media de precipitación entre estos conjuntos de datos (1.24%). En la cuenca del Marañón, la ET varía entre 1.08 mm/día (HOP) a 1.91 mm/día (TMPA), con un promedio de 1.63 mm / día. La

diferencia media es de 10.8% entre los conjuntos de datos, que también es mayor que la diferencia media de precipitación entre estos conjuntos de datos (2.69%).

En general, las tres cuencas muestran que ET es variable a lo largo de la CAPE, donde los valores de diferencia principalmente debido a la alta sensibilidad con respecto a la precipitación. Los estudios de evapotranspiración en la CAPE están escasamente documentados; los resultados de este trabajo pueden considerarse como una primera aproximación. Esto sugiere que deben ser verificados para comprobar posibles errores en datos HOP con otros estudios de la evapotranspiración en las regiones andina y amazónica.

V. CONCLUSIONES

Eventos hidrológicos extremos tales como las intensas sequías de 2005 y 2010 e inundaciones de 2009, 2012 y 2014 (Marengo y Espinoza, 2015); han generado diversos impactos no solo a ecosistemas, biodiversidad u procesos ecológicos, sino también a la sociedad, causando grandes pérdidas económicas (Fundación Bustamante, 2010). A diferencia de estudios de lluvia mensual estacional o interanual, los estudios de la cuenca andino-amazónica a partir de lluvia diaria no han sido abordados al mismo nivel (Zubieta y Saavedra, 2013; Espinoza et al, 2016). La cuantificación confiable de la lluvia diaria es relevante para analizar la probabilidad regional de eventos de precipitación extrema y eventos hidrológicos extremos. Para ello es necesario un monitoreo a partir de una densa red de estaciones pluviométricas, sin embargo, la incertidumbre en la cuantificación de la precipitación diaria alrededor del pluviómetro se incrementa con la disminución de estas estaciones. De hecho, la variabilidad espacio-temporal de la lluvia está pobremente representada en regiones donde los datos son escasos, principalmente por la falta de estaciones pluviométricas. Este es el caso de la cuenca amazónica, debido a la presencia de la cordillera de los Andes que acrecienta esta variabilidad (Espinoza et al., 2009). Una fuente alternativa de datos diarios ante estos inconvenientes es el uso de lluvia estimada por sensoramiento remoto (espacial y temporalmente distribuidos) que están disponibles a la comunidad científica.

- **Concentración de lluvia diaria en cuencas andino-amazónicas**

Se analizó la estructura estadística de lluvia diaria mediante el índice de concentración (IC) (Martin-Vide, 2004) en la cuenca amazónica basado en un conjunto de datos grillados de lluvia calculada a partir de 752 pluviómetros (datos HOP; Espinoza et al., 2009a; Guimberteau et al., 2013). Este índice se ha aplicado para el análisis estadístico de la predominancia de altas cantidades de lluvia diaria que pueden influir en las condiciones medias de precipitación en un mes, estación o un determinado año. El índice tiene un rango de cero a uno, e indica mayor irregularidad mientras esté más cercano a 1. Por el contrario, si el índice tiende a ser bajo o cercano a cero, la lluvia es más regular (es decir todos los días tiende a llover la misma cantidad). Por ejemplo, un

índice de 0.71 significa que el 25% de los días más lluviosos pueden contribuir aproximadamente el 80% de la cantidad total de lluvia, mientras un índice de 0.47 significa que el 25% de los días más lluviosos contribuyen aproximadamente al 52% de la cantidad total de lluvia. Este procesamiento conllevó a obtener la distribución espacial de la concentración de la precipitación diaria de toda la cuenca amazónica, identificando sus diferencias con la estacionalidad de la precipitación. El índice de concentración en la parte central sur presenta predominantemente valores superiores a 0.60, lo que indica una mayor aportación de días con lluvias extremas en relación a la precipitación total anual. Además, los valores más bajos se encuentran sobre la parte noroeste en la región ecuatorial (menor que 0.52) donde la precipitación diaria es menos irregular. Comparativamente, los valores bajos del índice de concentración (0.44-0.52) también se pueden encontrar sobre regiones de alta montaña como los Andes centrales peruanos.

La contribución de los fenómenos extremos (eventos mayores al percentil 90) a la cantidad de precipitaciones está entre el 27% y 34% en la región de los Andes . A pesar de estos bajos valores en relación al total de la lluvia, estas regiones tienen un importante riesgo de inundaciones, erosión del suelo o deslizamientos de tierra.

Los resultados obtenidos para el período 2001-2009 en la presente tesis permite la evaluación de la capacidad de varios conjuntos de datos de precipitaciones basados en satélites para reproducir la concentración de las precipitaciones la cuenca amazónica. Considerando toda la cuenca, los resultados sugieren que datos del producto PERSIANN son más adecuados para estimar la concentración de lluvia diaria. El índice de concentración obtenido con PERSIANN, seguido de TMPA V7, proveen los mejores resultados en la mayor parte del área de estudio (error relativo BIAS respecto a HOP inferior a 8%). Sin embargo, con respecto a la Amazonía peruana, TMPA-RT proporcionan errores bajos de IC en comparación con datos HOP. Esto puede ser una fuente alternativa útil de datos para analizar la distribución espacial de la concentración de precipitación diaria en las regiones carentes de estaciones de monitoreo. Por el contrario, el análisis de IC sobre los Andes y el norte de la amazonia del Perú, indica que los productos de precipitación por satélite (PERSIANN, TMPA V7) no están acorde

con respecto a datos observados (HOP), pues presentan errores relativos superiores a 8%. Sin embargo, teniendo en cuenta las variaciones temporales de IC durante la temporada de avenidas y estiaje para el período 2001-2009, se obtiene una mejor correlación temporal con respecto a HOP utilizando datos CMORPH ($r > 0.6$, $p < 0.05$), principalmente en regiones de los Andes peruanos y regiones del centro y sur del Brasil. TMPA V7 presentó un resultado similar a CMORPH, pero con menor correlación en las mismas regiones. Estos hallazgos sugieren que estas estimaciones de precipitación de (CMORPH y TMPA V7 ($r > 0.6$, $p < 0.05$)) son más fiables que las proporcionadas por TRMM RT o PERSIANN ($r < 0.6$, $p < 0.05$) en la reproducción de la variabilidad temporal de los IC. Esto puede ser una fuente alternativa útil de datos para detectar cambios en la concentración de la precipitación diaria durante periodos de avenidas y estiajes en regiones donde la severidad de eventos extremos ha aumentado recientemente.

- **Concentración de lluvia diaria en regiones predominantemente andinas**

En esta tesis también se utilizaron datos de precipitación diaria en el análisis de concentración en una cuenca de menor tamaño y en zona de alta montaña. Este es el caso de la cuenca del río Mantaro en los Andes centrales del Perú. Para el análisis de concentración de la precipitación diaria, se propusieron categorías de intensidad de lluvia baja (menor al percentil 30), moderada (entre el percentil 30 y 60), alta (entre el percentil 60 y 80), muy alta (mayor al percentil 80), y extrema (mayor al percentil 90). El análisis indica que los eventos de baja intensidad representan un promedio del 36% de los días con lluvia, lo que contribuye aproximadamente el 9% de la cantidad total de lluvia. Por el contrario, los eventos de alta y muy alta intensidad (eventos mayores al percentil 60 y 80, respectivamente) representan el 37% de la contribución de días con lluvia y aproximadamente el 72% de la cantidad de lluvia. La concentración máxima de precipitación diaria permitiría identificar regiones más propensas a ser afectadas por inundaciones o deslizamientos de tierra.

Las tendencias de concentración de lluvia diaria se analizaron mediante la prueba de

Mann-Kendall; para IC estacionales (enero-marzo, mayo-agosto y de octubre a diciembre). Este análisis sugiere un incremento de la irregularidad de la precipitaciones, es decir más grandes cantidades de precipitación pueden presentarse en un menor número de días. Estos resultados pueden contribuir a una mejor gestión de los recursos hídricos y evitar la subestimación de los riesgos de inundaciones o erosión del suelo, durante el período de fuertes precipitaciones, ya que dan lugar a grandes pérdidas económicas en la cuenca.

- **Comparación de diferentes bases de datos grillados de precipitación (HOP, TMPA V7 y TMPA RT) y evalúa su rendimiento como variable de entrada en la modelización hidrológica.**

En general, se demuestra que TMPA V7 sobreestima la precipitación observada (HOP) principalmente en la parte norte de la cuenca amazónica de Perú y Ecuador, esta sobrestimación se acentúa aún más al analizar TMPA RT. Asimismo, se observan regiones donde predomina la subestimación de precipitaciones, tal es el caso de regiones de alta montaña como los Andes.

Por otro lado, los resultados de la modelización hidrológica a partir del modelo MGB-IPH indican la utilidad de estos datos TMPA RT para estimar los caudales observados en regiones andino-amazónicas (cuenca del río Ucayali, en el sur de la cuenca amazónica de Perú). Esto demuestra la capacidad de TMPA RT para representar adecuadamente los eventos hidrológicos extremos en la cuenca del río Ucayali durante la temporada de avenidas. Sin embargo, no muestra capacidad de modelar adecuadamente caudales durante el período de estiaje.

La misión de medición global de precipitación (GPM) es una red internacional de satélites que proporciona la nueva generación de estimaciones lluvia y nieve desde 2014 (Huffman et al.,2015). Estos conjuntos de datos resultan de gran importancia ante el final del misión TRMM desde 2015. Para establecer la utilidad de datos GPM-IMERG este producto fue incluido como variable en el modelo MGB-IPH. Por lo tanto, tres conjuntos de datos de precipitación basados en satélites (GPM-IMERG, TMPA V7, y

TMPA RT) se compararon con un producto basado en lluvia observada (pluviómetros) sobre la cuenca amazónica de Perú y Ecuador. A escala mensual, GPM-IMERG y TMPA V7 muestran una alta similitud temporal y espacial entre sí en las cuencas del Huallaga y Ucayali. Sin embargo, GPM-IMERG y TMPA V7 tienden a subestimar y sobreestimar las precipitaciones observadas, en las cuencas del Huallaga y Ucayali respectivamente, durante el periodo de avenidas 2014-2015. La sobreestimación estacional es mayor cuando TMPA RT se compara con datos observados y otros estimados por satélite (GPM-IMERG, TMPA V7). TMPA RT también subestima datos observados en la cuenca del río Huallaga, aunque, sobreestima lluvia observada en la cuenca Ucayali durante el periodo de avenidas.

Datos GPM-IMERG muestran una mejor aproximación con TMPA V7 que con TMPA RT, esto indica que las estimaciones GPM-IMERG y TMPA V7 pueden ser usados como entrada en modelización hidrológica, tanto espacial como temporalmente sobre cuencas andinas y amazónicas. En resumen, coeficientes de detección de eventos de lluvia empleados para evaluar de nivel de precisión de cada producto de lluvia satelital, sugieren que GPM-IMERG, TMPA V7 y TMPA RT en relación a precipitación observada tienen un porcentaje similar de eventos de lluvia detectado correctamente para las cuencas Ucayali y Huallaga de hasta un 37% aproximadamente (63% de eventos de lluvia no son detectados correctamente).

En general, el rendimiento del modelo obtenido empleando datos GPM-IMERG, indica la utilidad de estos datos para simular los caudales observados en regiones andino-amazónicas (cuenca Ucayali, sur de la cuenca amazónica de Perú y Ecuador). Por lo tanto, los caudales obtenidos a partir de GPM-IMERG, TMPA V7, TMPA RT muestran el mismo patrón espacial a los obtenidos mediante el uso de las precipitaciones observadas (pluviómetros), con bajo rendimiento en la región del norte y un alto rendimiento en la región sur. La capacidad de representar caudales estacionales de estos cuatro conjuntos de datos de precipitación para la región sur, también se corrobora al obtener resultados aceptables en la evaluación de la amplitud de sus coeficientes de variación, correlación y RMSD con la que el modelo MGB-IPH simula caudales observados. No obstante, el bajo rendimiento del modelo en la región norte a partir de

precipitación satelital está relacionado principalmente con la falta de estimaciones de lluvia adecuadas.

Por otro lado, también se analizó el impacto de los datos de precipitación para el cálculo de la evapotranspiración en el balance hídrico. ET estima en la CAPE está entre 1.8 a 3.1 mm/día utilizando HOP, mientras que las simulaciones utilizando TMPA V7 y TMPA RT proporcionan ET de aproximadamente 2 mm / día. Los valores estimados en este estudio son generalmente más bajos que en algunos estudios previos en la región amazónica. Esto puede ser debido a los efectos de la distribución de la cobertura de la tierra en la estimación de la evapotranspiración en las regiones andinas de la cuenca amazónica de Perú y Ecuador.

VI. PERSPECTIVAS

La distribución espacial de la estacionalidad de lluvia indica que esta tiende a ser mayor en la región sur que en la región norte de la Cuenca Amazónica (Espinoza et al. 2009a). No obstante, nuestros hallazgos acerca de la concentración de precipitaciones diarias muestra mayor discordancia que similitudes cuando se compara con la estacionalidad de lluvias. En general, este indica patrones diferentes de la distribución de la precipitación diaria a pesar de una estacionalidad similar, esta discordancia podría ser debido a la predominancia de diferentes sistemas climáticos de pequeña escala. Como perspectiva se plantea analizar cual es el rol de los procesos de circulación atmosférica tanto antes y después de grandes eventos de lluvia extrema, los cuales pueden impactar en el calculo de índices de concentración de lluvia diaria.

Las diferencias y similitudes entre la concentración y la intensidad de la precipitación diaria sugieren una influencia de la orografía sobre la llegada de la humedad de la Amazonía hacia los Andes (Espinoza et al., 2015; Chavez y Takahashi, 2017; Junquas et al., 2017). La concentración de lluvia diaria en pocos días pueden aumentar los riesgos como factor desencadenante para erosión de suelo, deslizamientos o inundaciones. No obstante, otras variables ambientales tales como geomorfología, litología, usos del suelo, pendiente del terreno desempeñan un rol importante ante estos eventos (Dhakal et al, 2000; Forte et al, 2005; Villacorta et al, 2012). Como otra perspectiva de esta tesis está la de analizar la influencia física de la concentración de lluvia diaria en la evaluación de peligros geológicos (por ejemplo erosión de suelos, deslizamientos etc.) De hecho, propuestas de investigaciones resaltan el interés de mejorar el conocimiento de la relación de la lluvia y su impacto en el incremento de la erosión (Santini et al., 2014; Espinoza et al., 2012)

Ante la incertidumbre de posibles cambios en la concentración de lluvia diaria y sus impactos en las próximas décadas en la cuenca amazónica, se plantea estudiar la representatividad de estimaciones provenientes de modelos de circulación global asociados a cambio climático. Esto permitiría incrementar el conocimiento acerca de

cómo impactaría el cambio climático en la concentración de lluvia al realizar análisis de eventos de lluvia extrema.

De acuerdo al IPCC (Christensen *et al.*, 2007), la cuenca amazónica peruana estará sujeta a mayores cambios en los próximos 80 años, que podría inducir a problemas significativos en la política del agua. Estos cambios podrían tener perjudiciales impactos en el régimen hidrológico de las cuencas. Como perspectiva, es factible establecer mediante escenarios climáticos futuros (los cuales deberían ser validados previamente para la cuenca amazónica), posibles impactos en los eventos hidrológicos extremos y la oferta hídrica en la amazonia peruana.

Por otro lado, la expansión de la frontera agrícola, cambios de uso de la tierra, y posibles cambios del clima puede influir en el ciclo hidrológico de la cuenca amazónica, impactando en sus ecosistemas (Bagley *et al.*, 2013). Asimismo se plantea analizar como impactaría el incremento de la deforestación u cambios de uso de suelo sobre el régimen de caudales. El modelado hidrológico distribuido y herramientas de sistema de información geográfica además de sensoramiento remoto, podrían contribuir a analizar los impactos de los cambios de uso de suelo en la hidrología de la amazonía peruana.

Los impactos de posibles cambios climáticos en la sostenibilidad del recurso hídrico en regiones andinas donde este es escaso, requiere la suficiente atención científica. Esta situación se agravaría como consecuencia de un incremento de la demanda agregada por parte de todos los sectores productivos que requieren agua respecto al suministro actual disponible. Para ello es preponderante conocer las medidas necesarias para contrarrestar los impactos en el recurso hídrico.

Estudios científicos descritos en la última década muestran que la región Amazónica ha sufrido severos eventos hidrológicos extremos, como sequías en 1998, 2005 y 2010, así como fuertes inundaciones en 1999, 2009 y 2012, eventos que han traído consigo grandes pérdidas materiales en esta región. Establecer un sistema operacional con la capacidad de preveer estos eventos contribuiría a la gestión de desastres naturales asociados a eventos hidrológicos extremos. Un sistema de predicción operacional para eventos hidrológicos extremos, como sequías e inundaciones, sería esencial para

actividades futuras con gobiernos regionales y locales con el fin de minimizar los daños causados por tales eventos. El sistema proporcionaría pronósticos en tiempo real, casi en tiempo real, y estacionales de sequías e inundaciones para comunidades de las cuencas amazónicas y andinas. El Sistema de Información terrestre de la NASA (LIS: Kumar et al., 2006) sería una buena opción a desarrollar para tales necesidades.

Para concretar estas perspectivas de investigación es factible poder convocar estudiantes de pregrado y postgrado, estructurarlas en proyectos de investigación enmarcados en los objetivos de líneas de investigación, que sean idóneos para acceder de fondos concursables de instituciones nacionales o internacionales. Para ello estos proyectos deberían también estar en un contexto colaborativo con entidades publicas o privadas, nacionales o internacionales.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 1) Aceituno, P. 1988. On the functioning of the southern oscillation in the South American sector: surface, climate. *Mon. Weather Rev.* **116**: 505–524.
- 2) ACTO. 2005. A proposal for defining the geographical boundaries of Amazonia. In Synthesis of the results from an Expert Consultation Workshop .organized by the European Commission in collaboration with the Amazon Cooperation Treaty Organization—JRC Ispra, 7–8 June 2005 , Eva HD, Huber O (eds) Office for Official Publications of the European Communities: Luxembourg.
- 3) ADRA. 2011. Journalistic note, 18 Jun 2011: Adventist Development and Relief Agency International. <http://reliefweb.int/report/brazil/adra-feeds-families-displaced-floods>
- 4) Alijani, B., O'Brien, J., Yarnal, B. 2008. Spatial analysis of precipitation intensity and concentration in Iran. *Theoretical and Applied Climatology*, 94: 107–124. doi:10.1007/s00704-007-0344-y.
- 5) ANA, 2010. Evaluación de recursos hídricos superficiales en la cuenca del río Mantaro. Autoridad Nacional del Agua.
- 6) ANA. 2012. El Agua en Cifras, Documento preliminar de cifras en proceso de verificación y actualización, Autoridad Nacional del Agua.
- 7) Arkin, P. A. y Meisner, B. N., 1987. The relationship between large scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982–1984. *Mon. Weather Rev.*, 115, 51–74.
- 8) Araujo, 2014. Flood risk management in the state of Roraima, Amazon, Brazil. 6th International Conference on Flood Management. September 2014- Sao Paulo-Brazil.
- 9) Ba, M. B. y Gruber, A. 2001. GOES multispectral rainfall algorithm (GMSRA). *J. Appl. Meteorol.*, 40, 1500–1514.
- 10) Bagley, J., A. Desai, K. Harding, P. Snyder, and J. Foley, 2013: Drought and Deforestation: Has land cover change influenced recent precipitation extremes in the Amazon? *J. Climate*. doi:10.1175/JCLI-D-12-00369.1, in press
- 11) Benhamrouche, A., Boucherf, D., Hamadache, R., Bendahmane, L., Martin-Vide, J., and Teixeira Nery, J. 2015. Spatial distribution of the daily

- precipitation concentration index in Algeria, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 15, 617-625, doi:10.5194/nhess-15-617-2015.
- 12) Behrangi, A., Hsu, K.L., Imam, B., Sorooshian, S., and Kuligowski, R. 2009. Evaluating the utility of multispectral information in delineating the areal extent of precipitation. *J. Hydrometeorol.*, 10, 684–700.
 - 13) Behrangi, A., Khakbaz, B., Chun Jaw, T., AghaKouchak, A., Hsu, K. 2011. Hydrologic evaluation of satellite precipitation products over a mid-size basin. *J. Hydrol.* 397, 225–237.
 - 14) Berenguer, I. 1994. Utilización del Modelo MIKE SHE en problemas de flujo subterráneo. En: Curso sobre utilización de los Sistemas de Información Geográfica en Hidrología, Madrid.
 - 15) Beven, K. 2001. *Rainfall–Runoff Modelling: The Primer*. Wiley, Chichester, UK.
 - 16) Bradley RS, Vuille M, Diaz HF, Vergara W. 2006. Threats to water supplies in the tropical Andes. *Science* 312(5781): 1755–1756.
 - 17) Brooks, C. y Carruthers, N., 1953. *Handbook of Statistical Methods in Meteorology*, Meteorological Office: London.
 - 18) Brunet-Moret, Y. (1979). Homogénéisation des précipitations. *Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie* 16: 3–4.
 - 19) Buarque, D. C., R. C. D. de Paiva, R. T. Clarke, and C. A. B. Mendes, 2011, A comparison of Amazon rainfall characteristics derived from TRMM, CMORPH and the Brazilian national rain gauge network, *J. Geophys. Res.*, 116, D19105, doi:10.1029/2011JD016060.
 - 20) Burnash, R. 1995. The NWS river forecast system—catchment modeling. En: V.P. Singh (Editor), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Littleton, Colorado,
 - 21) Buytaert, W., Celleri, R., Willems, P. 2006. Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes. *Journal of Hydrology*, Vol:329, ISSN:0022-1694, 413-421
 - 22) Callède, J., Cochonneau, G., Ronchail, J., Alves, F.V., Guyot, J.L., Guimarães, V.S., de Oliveira E. 2010. Les apports en eau de l’Amazonie `a l’Océan

- Atlantique. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science* 23(3): 247–273.
- 23) Carvalho, L; Jones, C; Liebmann, B. 2004. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J. Climate* 17, 88–108.
 - 24) Celleri, R., Willems, P., Buytaert, W., and Feyen, J. 2007. Space–time rainfall variability in the Paute basin, Ecuadorian Andes. *Hydrol. Process.*, 21: 3316–3327. doi: 10.1002/hyp.6575.
 - 25) Chavez, S. P. y Takahashi, K., 2017. Orographic rainfall hotspots in the Andes–Amazon transition according to the TRMM precipitation radar and in situ data. *Geophys. Res. Atmos.*, 122, , DOI: 10.1002/2016JD026282
 - 26) Christensen JH, *et al.* 2007. Regional climate projections. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon S, Qin D, Manning M, Chen M, Marquis KB, Averyt M, Tignor, Miller HL (eds). Cambridge University Press: Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
 - 27) Chong-yu Xu. 2002. “Hydrologic models”. Uppsala University. Suecia.
 - 28) Chow, V. T. 1959. *Open-channel hydraulics*. McGraw-Hill Companies.
 - 29) Collischonn, W. 2001. *Hydrologic simulation of large basins (in Portuguese)*, PhD Thesis, Inst. de Pesqui. Hidraul., Univ. Fed. do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.
 - 30) Collischonn, W., Allasia, D.G., Silva, B.C., Tucci, C.E.M., 2007a. The MGB-IPH model for large-scale rainfall-runoff modeling. *J. Hydrol. Sci.* 52, 878–895.
 - 31) Collischonn, W., Tucci, C.E.M., Clarke, R.T., Chou, S.C., Guilhon, L.G., Cataldi, M., Allasia, D., 2007b. Medium-range reservoir inflow predictions based on quantitative precipitation forecasts. *Journal of Hydrology* 344, 112–122.
 - 32) Collischonn, B., Collischonn, W., Tucci, C.E.M., 2008. Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates. *J. Hydrol.* doi:10.1016/j.jhydrol.2008.07.032.

- 33) Condom, T., Rau, P., Espinoza, J.C. 2011. Correction of the TRMM 3B43 monthly precipitation data over the mountainous areas of Peru during the period 1998–2007. *Hydrological Processes*. DOI: 10.1002/hyp.7949.
- 34) Coomes, O., Lapointe, M., Templeton, M. 2016. Amazon river flow regime and flood recessional agriculture: Flood stage reversals and risk of annual crop loss. *J.Hydrol.* 539 (2016) 214–222.
- 35) Cortesi, N., Gonzalez-Hidalgo, J.C, Brunetti, M., and Martin-Vide, J. 2012. Daily precipitation concentration across Europe 1971–2010. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 2799–2810. doi: 10.5194/nhess-12-2799-2012.
- 36) Corral, C., 2004. Desenvolupament d'un model hidrològic per incorporar informació del radar meteorològic. Aplicació operacional a la conca del riu Besòs. inscrita en la Universitat Politècnica de Catalunya (Barcelona).
- 37) Coscarelli, R. y Caloiero, T. 2012. Analysis of daily and monthly rainfall concentration in Southern Italy (Calabria region). *J.Hydrol.* 416–417 145–156.
- 38) Christensen JH, Hewitson B, Busuioc A, Chen A, Gao X, Held I, Jones R, Kolli RK, Kwon W-T, Laprise R, Rueda VM, Mearns L, Menéndez CG, Räisänen J, Rinke A, Sarr A, Whetton P. 2007. Regional Climate Projections. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (eds). Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press: Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- 39) Dhakal, A.S., Amada, T. and Aniya, M. 2000. Landslide hazard mapping and its evaluation using GIS: An investigation of sampling schemes for a grid-cell based quantitative method, *Photogrammetric Engg. & Remote Sensing.* 66(8), 981–9890.
- 40) De Luis, M., Gonzalez-Hidalgo, J.C., Brunetti, M., Longares, L.A. 2011. Precipitation concentration changes in Spain 1946–2005. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1259–1265. doi:10.5194/nhess-11-1259-2011.
- 41) Del Río, J. 2010. *Introducción al tratamiento de datos espaciales en la hidrología*. Ed Bubok – España.

- 42) Espinoza, J.C, Fraizy P, Guyot JL, Ordoñez JJ, Pombosa R, Ronchail J. 2006. La variabilité des débits du Rio Amazonas au Pérou. *Climate Variability and Change-Hydrological impacts* **308**: 424–429, IAHS Publ.
- 43) Espinoza Villar, J.C, Ronchail, J, Guyot, J.L, Cochonneau, G., Filizola, N.P., Lavado Casimiro, W.S., de Oliveira, E., Pombosa Loza, R., Vauchel, P. 2009a. Spatio—Temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador). *International Journal of Climatology* 29(11): 1574–1594.
- 44) Espinoza, J., Guyot, J., Ronchail, J., Cochonneau, G., Filizola, N., Fraizy, P., Labat, D., de Oliveira, E., Ordonez, J., and Vauchel, P., 2009b. Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004), *J. Hydrol.*, 375, 297–311.
- 45) Espinoza, J.C., Ronchail, J., Guyot, J.L., Junquas, C., Vauchel, P., Lavado, W.S., Drapeau, G., Pombosa, R., 2011. Climate variability and extremes drought in the upper Solimões River (Western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L13406.
- 46) Espinoza, J.C., Ronchail, J. Guyot, J. L., Junquas, C., Drapeau G., Martinez, J.M., Santini, W., Vauchel, P., Lavado, W., Ordoñez, J., and Espinoza, R. 2012. From drought to flooding: understanding the abrupt 2010–11 hydrological annual cycle in the Amazonas River and tributaries. *Environ. Res. Lett.* 7 024008.
- 47) Espinoza, J.C., Ronchail, J., Frappart, F., Lavado, W., Santini, W., Guyot, J.L. 2013a. The major floods in the Amazonas River and tributaries (Western Amazon basin) during the 1970 – 2012 period: A focus on the 2012 flood. *Journal of Hydrometeorology*. 14, 1000-1008.
- 48) Espinoza, J.C., Ronchail, J., Lengaigne, M., Quispe, N., Silva, Y., Bettolli, ML., Avalos, G., Llacza, A. 2013b. Revisiting wintertime cold air intrusions at the East of the Andes: Propagating features from subtropical Argentina to Peruvian Amazon and relationship with large-scale circulation patterns. *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-012-1639-y
- 49) Espinoza, J.C., Marengo, J.A., Ronchail, J., Molina, J., Noriega, L., Guyot, J.L. 2014. The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: The role of

- tropical-subtropical south Atlantic SST gradient. *Environm. Res. Lett.* 9 124007.
- 50) Espinoza, J. C., Chavez, S, Ronchail, J., Junquas, C., Takahashi, K. and Lavado, W. 2015. Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation. *Water Resour. Res.* 51, 3456-3475.
- 51) Espinoza, J.C., Ronchail J., Marengo J.A., Drapeau G., Segura H., Guimberteau M., Alvez L., Cochonneau G., Filizola N., Guyot J-L., Lavado-Casimiro W., Molina Carpio J., Noriega Florez L., De Oliveira E., Villacís, M. Revisiting rainfall variability and the evolution of dry-day frequency in the Amazon basin (1980-2014) using a new gridded data set. *Submitted*
- 52) Espinoza, J.C., Segura, H., Ronchail, J., Drapeau, G., Gutierrez-Cori, O. 2016. Evolution of wet- and dry-day frequency in the western Amazon basin: Relationship with atmospheric circulation and impacts on vegetation. *Water Resources Research*. doi: [10.1002/2016WR019305](https://doi.org/10.1002/2016WR019305).
- 53) Falvey, M., and R. D. Garreaud. 2005. Moisture variability over the South American Altiplano during the South American low level jet experiment (SALLJEX) observing season, *J. Geophys. Res.*, 110, D22105, doi:10.1029/2005JD006152.
- 54) Figueroa, S.N y Nobre CA. 1990. Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climanalis* 6: 36–40.
- 55) Forte, F., Pennetta, L., and Strobl, R. O. 2005. Historic records and GIS applications for flood risk analysis in the Salento peninsula (southern Italy), *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 5, 833-844.
- 56) Fortin, J.P., Moussa, R., Bocquillon, C., Villeneuve, J.P. 1995. Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique. *Revue des Sciences de l'Eau*, 8(1), 97-124.
- 57) Flügel, W. A. 1995. Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using

- PRMS/MMS in the drainage basin of the river Bröl, Germany. *Hydrological Processes*, 9(3-4), 423-436.
- 58) Fu, R., Zhu, B., Dickinson, R.E., 1999. How the atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the tropical Amazon? *Journal of Climate* 12: 1306–1321.
- 59) Fundación Bustamante, 2010. Cambio climático en el Perú. Amazonía. Fundación Manuel J. Bustamante De La Fuente.
- 60) Garreaud, R. D; Vuille, M; Compagnucci, R; & Marengo, J. 2009. Presentday South American climate. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 281(3-4), 180–195. doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032
- 61) Getirana, A., Espinoza, J.C., Ronchail, J., Rotunno, O. 2011. Assessment of different precipitation datasets and their impacts on the water balance of the Negro River basin. *J. Hydrol. jhydrol.2011.04.037*.
- 62) Getirana, A.C.V., Dutra, E., Guimberteau, M., Kam, J., Li, H., Decharme, B., Zhang, Z., Ducharne, A., Boone, A., Balsamo, G., Rodell, M., Toure, A.M., Xue, Y., Drapeau, G., Arsenault, K., Kumar, S.V., Leung, L.R., Peters-Lidard, C., Ronchail, J., Sheffield, J. 2014. Water balance in the Amazon basin from a land surface model ensemble. *Journal of Hydrometeorology*. 15, 2586–2614.
- 63) Giráldez, L., Silva, Y., and Trasmonte, G. 2012. Impacto de los veranillos en la agricultura del valle del Mantaro. Libro Manejo de riesgos de desastres ante eventos meteorológicos extremos en el valle del Mantaro. Volumen II. Resultados del proyecto MAREMEX. Instituto Geofísico del Perú. Lima, Perú.
- 64) Girard, G., Ledoux, E., Villeneuve, J.P. 1981. Le modèle couplé - simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique, *Cahiers de l'ORSTOM, série HYDROLOGIE*, 18(4), 195-280.
- 65) Gloor, M., Brienen, D., Galbraith, T.R., Feldpausch, J., Schöngart, W., Guyot, J.L., Espinoza, J.C, Lloyd, J., Phillips, O.L. 2013. Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades. *Geophys. Res. Lett.* **40**: 1729–1733, doi: 10.1002/grl.50377.
- 66) Gong, D.Y., Ho, C.H. 2002. Shift in the summer rainfall over the Yangtze River valley in the late 1970s. *Geophys. Res. Lett.* 29, 1436.

- 67) Guimberteau, M., Drapeau, G., Ronchail, J., Sultan, B., Polcher, J., Martinez, J. M., Prigent, C., Guyot, J.L., Cochonneau, G., Espinoza, J.C., Filizola, N., Fraizy, P., Lavado, W., De Oliveira, E., Pombosa, R., Noriega, L. and Vauchel, P. 2012. Discharge simulation in the sub-basins of the Amazon using ORCHIDEE forced by new datasets, *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 911–935.
- 68) Guimberteau, M., Ronchail, J. ., Espinoza, J.C., Lengaigne, M., Sultan, B., Polcher, J., Drapeau, G., Guyot., J.L., Ducharne, A. and Ciais, P. 2013. Future changes in precipitation and impacts on extreme streamflow over Amazonian sub-basins. *Environmental Research Letters*. 8(1), 014035.
- 69) Hiez, G. 1977. L'homogénéité des données pluviométriques. *Cahier ORSTOM, sérieHydrologie*14: 129–172.
- 70) Hijmans, R. J., S. E. Cameron, J. L. Parra, P. G. Jones, and A. Jarvis. 2005. Very high resolution interpolated climate surfaces for global landareas. *Intern. J. Clim.*, 25, 1965–1978, doi:10.1002/joc.1276.
- 71) Hsu, K., Gao, X., Sorooshian, S. and Gupta, H. V. 1997. Precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks. *Journal of Applied Meteorology*, 36, pp.1176–1190.
- 72) Hsu, K. L., Gupta, H. V., Gao, X and Sorooshian, S., 1999. Estimation of physical variables from multichannel remotely sensed imagery using neural networks: Application to rainfall estimation. *Water Resour. Res.*, 35 (5), 1605–1618.
- 73) Huffman, G., Adler, R., Bolvin, D., Gu, G., Nelkin, E., Bowman, K., Hong, Y., Stocker, E., Wolff, D., 2007. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TCMA): quasi-global, multiyear, combined- sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology* 8, 38–55.
- 74) Huffman, G.J., Adler, R.F., Bolvin, D.T., Nelkin, E.J. 2010. The TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA). *Satellite Rainfall Applications for Surface Hydrology*, DOI:10.100/978-90-481-2915-7_1.
- 75) Huffman, G.J.,Bolvin, D.T.,Nelkin, E.J. 2015. Day 1 IMERG Final Run Release Notes; NASA Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center: Greenbelt, MD, USA.

- 76) Iguchi, T., Kozu, T., Kwiatkowski, J., Meneghini, R., Awaka, J., Okamoto, K. 2009. Uncertainties in the Rain Profiling Algorithm for the TRMM Precipitation Radar. J. Meteor. Soc. Japan, 87A, 1-30.
- 77) IGAC –Colombia
<http://www.igac.gov.co/wps/portal/igac/raiz/iniciohome/MapasdeColombia/Descargas>
- 78) IGAC. 2005. Mapa de suelos de Colombia.
- 79) IGM-Ecuador
http://www.igm.gob.ec/site/index.php?option=com_content&view=article&id=84:mapa-del-ecuador-uso-escolar-escala-14000000&catid=41&Itemid=89
- 80) IGP. 2005a. Vulnerabilidad actual y futura ante el cambio climático y medidas de adaptación en la Cuenca del Río Mantaro. Fondo Editorial del CONAM. Lima, Perú.
- 81) IGP. 2005b. Diagnóstico de la cuenca del río Mantaro bajo la visión de cambio climático, Fondo Editorial CONAM. Lima, Perú.
- 82) IGP. 2005c. Atlas Climatológico de precipitaciones y temperaturas en la Cuenca del Mantaro, Fondo Editorial CONAM Lima, Perú.
- 83) IGP. 2012. Manejo de riesgos de desastres ante eventos meteorológicos extremos en el valle del Mantaro, Volumen II. Resultados del proyecto MAREMEX. Instituto Geofísico del Perú. Lima, Perú.
- 84) IIAP. 1994. Los grupos nativos de los ríos Napo y Amazonas (período indígena, hasta 1542) / San Román, Jesús Víctor.- 2 ed.- Iquitos: Centro de Estudios Teológicos de la Amazonía - CETA; Centro Amazónico de Antropología y Aplicación Práctica - CAAAP; Instituto de Investigaciones de la Amazonía Peruana
- 85) INDECI 2010. Compendio estadístico del INDECI 2009 en la atención de emergencias y desastres. Instituto Nacional de Defensa Civil. Lima: Oficina de Estadística y Telemática.
- 86) INEFAN. 1999. Proyecto : Conservación Society y Ecociencia, Quito, Ecuador.
- 87) INRENA, OGATEIRN, Mapas temáticos digitales
- 88) IPCC. 2012. Summary for Policymakers. In: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation [Field, C.B., V.

- Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)). A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 1-19.
- 89) Isaaks, E.H., Srivastava, R.M. 1989. An Introduction to Applied Geostatistics, Oxford University Press.
- 90) Johnson, A.M. 1976. The climate of Peru, Bolivia and Ecuador. *Climates of Central and South America, World Survey of Climatology, Vol. 12.* Elsevier Scientific Publishing Company; New York 147–218, Chap.4.
- 91) Jolliffe, I.T., Hope, P.B., 1996. Representation of daily rainfall distributions using normalized rainfall curves. *International Journal of Climatology.* 16: 1157–1163.
- 92) Junquas, C., Li, L., Vera, C.S., Le Treut, H., Takahashi, K. 2015. Influence of South America orography on summer time precipitation in Southeastern South America. *ClimDyn.* pp 1-23. DOI 10.1007/s00382-015-2814-8.
- 93) Junquas C., Takahashi K., Condom T., Espinoza JC., Chavez, S., Sicart JE, Lebel T., 2017: Understanding the influence of orography over the precipitation diurnal cycle and the associated atmospheric processes in the central Andes. *Climate Dynamics.* DOI 10.1007/s00382-017-3858-8.
- 94) Joyce, R.J., John, E. J, Phillip A., Pingping X. 2004. CMORPH: A Method that Produces Global Precipitation Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution. *J. Hydrometeor,* 5, 487–503.
- 95) Kalnay, E., et al. 1996 The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis project *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 77 437–71.
- 96) Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woolen, J., Yang, S.-K., Hnilo, J.J., Fiorino, M., Potter,G.L. 2002. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 83,1631–1643.
- 97) Karl, T.R., Knight, R.W., Easterling, D.R., Quayle, R.G. 1996. Índices of climate change. *Am. Meteorol. Soc.* 77, 279–292.
- 98) Kendall, M.G. 1975. Rank Correlation Methods. Griffin, London.

- 99) Khan, U., Tuteja, N. K., & Sharma, A. 2009. A New Approach for Delineation of the Hydrologic Response Units in Large Catchments. Paper to be presented at MODSIM.
- 100) Kidd, C. y Levizzanni, V. 2011. Status of satellite precipitation retrievals. *Hydrol Earth Syst Sci.*, 15, 1109–1116.
- 101) Killeen, T. J., M. Douglas, T. Consiglio, P. M. Jorgensen, and J. Mejia. 2007. Dry spots and wet spots in the Andean hotspot, *J. Biogeogr.*, 34(8), 1357–1373, doi:10.1111/j.1365–2699.2006.01682.x.
- 102) Kouwen, N. y Mousavi, S. F. 2002. WATFLOOD/SPL9: Hydrological model and flood forecasting system. In: *Mathematical Models of Large Watershed Hydrology* (ed. by V. P. Singh & D. K. Frevert). Water Resources Publications. Highlands Ranch. Colorado, USA.
- 103) Kumar, S.V. et al., 2006. Land information system: An interoperable framework for high resolution land surface modeling. *Environmental Modelling & Software* 21, 1402-1415. doi:10.1016/j.envsoft.2005.07.004
- 104) Kummerow, C., Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J., Simpson, J. 1998. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 809–817.
- 105) Kummerow, C., Simpson, J., Thiele, O., Barnes, W., Chang, A. T. C., Stocker, Adler, R. F., Hou, A., Kakar, R., Wentz, F., Ashcroft, P., Kozu, T., Hong, Y., Okamoto, K., Iguchi, T., Kuroiwa, H., Im, E., Haddad, Z., Huffman, G., Ferrier, B., Olson, W. S, Zipser, Smith, E. A., Wilheit, T. T., North, G., Krishnamurti, T. and Nakamura, K. 2000. The Status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after Two Years in Orbit. *J. Appl. Meteor.*, 39, 1965–1982.
- 106) Langerwisch, F., S. Rost, D. Gerten, B. Poulter, A. Rammig, and W. Cramer., 2013. Potential effects of climate change on inundation patterns in the Amazon Basin, *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(6), 2247-2262.
- 107) Laraque A, Ronchail J, Cochonneau G, Pombosa R, Guyot JL. 2007. Heterogeneous distribution of rainfall and discharge regimes in the Ecuadorian Amazon basin. *Journal of Hydrometeorology* 8:1364–1381.
- 108) Lavado, W., Labat, D., Guyot, J., Ronchail, J., Ordoñez, J.L. 2009. TRMM rainfall data estimation over the Peruvian Amazon-Andes basin and its

- assimilation into a monthly water balance model. *New Approaches to Hydrological Prediction in Data-sparse Regions (Proc. of Symposium HS.2 at the Joint IAHS & IAH Convention, Hyderabad, India)*. IAHS Publ. 333.
- 109) Lavado Casimiro, W., Labat D, Guyot, J. and Ardoin-Bardin S. 2011. Assessment of climate change impacts on the hydrology of the Peruvian Amazon–Andes basin *Hydrol. Process.* 25 3721–34
 - 110) Lavado, W.C., Labat, D., Ronchail, J., Espinoza, J.C., and Guyot, J.L. 2012. Trends in rainfall and temperature in the Peruvian Amazon–Andes basin over the last 40 years (1965–2007). *Hydrol. Process.*, 27: 2944–2957. doi: 10.1002/hyp.9418 .
 - 111) Levizzani, V., Schmetz, J., Lutz, H. J., Kerkmann, J., Alberoni, P., Cervino, M. 2001. Precipitation estimations from geostationary orbit and prospects METEOSAT second generation. *Meteorol. Appl.*, 8, 23–41.
 - 112) Lichtenstern, A. 2013. Kriging methods in spatial statistics, Bachelor’s thesis, department of mathematics, Technische Universität München.
 - 113) Liang, X., Lettenmaier, D. P., Wood, E. F. & Burges, S. J. 1994. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *J. Geophys. Res.* 99(7), 14415–14428.
 - 114) López-Moreno, I., Fontaneda, S., Bazo, J., Revuelto, J., Azorin-Molina, C., Valero-Garcés, B., Morán-Tejeda, E., Vicente-Serrano, S.M., Zubieta, R., Alejo-Cochachín, J. 2014. Recent glacier retreat and climate trends in Cordillera Huaytapallana, Peru. *Global and Planetary Change.*, 112 (2014) 1–11. doi:[10.1016/j.gloplacha.2013.10.010](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.10.010)
 - 115) Lowman, L., y Barros A.P. 2014. Investigating links between climate and orography in the central Andes: Coupling erosion and precipitation using a physical-statistical model, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 119, 1322–1353, doi:10.1002/2013JF002940
 - 116) Ludwig, K. y Bremicker, M. 2006. The water balance model LARSIM—design, content and applications. *Freiburger Schriften zur Hydrologie* 22. Institut für Hydrologie Universität Freiburg, Germany.

- 117) Ly, S., Charles, C., Degré, A. 2011. Geostatistical interpolation of daily rainfall at catchment scale: the use of several variogram models in the Ourthe and Ambleve catchments, Belgium, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 2259-2274, doi:10.5194/hess-15-2259-2011
- 118) Mann, H.B. 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica* 13, 245–259.
- 119) Marchandise, A. 2007. Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze ; étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques. Ecole Doctorale: Terre, Eau, Espace, Université Montpellier II France.
- 120) Marengo, J.A. 2004. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology*. 78: 79–96.
- 121) Marengo, J. A., Nobre, C. A., Tomasella, J., Oyama, M., Sampaio, G., Camargo, H., Alves, L. 2008. “The Drought of Amazonia in 2005”. *Journal of Climate*. Vol. 21, No. 3, 495-516.
- 122) Marengo, J.A., Tomasella, J., Soares, W., Alves, L.M., Nobre, C.A. 2010. Extreme climatic events in the Amazon basin: climatological and hydrological context of previous floods. *Theor. Appl. Climatol.* **85**: 1–13.
- 123) Marengo, J. A., Tomasella, J., Alves, L., Soares, W. and Rodriguez, D. A. 2011. The Drought of 2010 in the Context of Historical Droughts in the Amazon Region, *Geophysical Research Letters*, Vol. 38, No. 12, 2011, pp. 1-5.
- 124) Marengo, J.A. y Espinoza, J.C. 2015. Review Article. Extreme Seasonal Droughts and Floods in Amazonia: Causes, Trends and Impacts. *Int. J. Climatol.*, 36: 1033–1050.
- 125) Martin-Vide, J. 2004. Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in Peninsular Spain. *Int. J. Climatol.* 24, 959–971. DOI: 10.1002/joc.1030
- 126) Martinez, J.M., Guyot, J.L., Filizola, N., Sondag, F. 2009. Increase in sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena* 79, 257e264.
- 127) Montecinos, A., Díaz, A., and Aceituno, P. 2000. Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical South America based on tropical Pacific

- SST. *J. Climate*, 13,746–758. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<0746:SDAPOR>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<0746:SDAPOR>2.0.CO;2)
- 128) Montecinos, A., Aceituno, P. 2003. Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies. *J Clim.* 2003; 16:281—296. doi : [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2)
- 129) Monsalve, S.G. 1999. Hidrología en la Ingeniería, Ed. Alfa Omega, 2ª Edición, p. 191-192. Rangel, M.
- 130) Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kiniry, J.R., Srinivasan, R., Williams, J.R. 2002. Soil and Water Assessment Tool. User's manual. Blackland Research & Extension Center. USDA, Agricultural Research Service, Texas.
- 131) Niel, H., Paturel, J.E., Servat, E. 2003. Study of parameter stability of a lumped hydrologic model in a context of climatic variability. *Journal of Hydrology* 278(1–4): 213–230.
- 132) Nijssen, B., Lettenmaier, D. P., Liang, X., Wetzel, S.W. & Wood, E. F. 1997. Streamflow simulation for continentalscale river basins. *Water Resour. Res.* 33(4), 711–724.
- 133) Ngo-Duc, T., Polcher, J., and Laval, K. 2005. A 53-year forcing data set for land surface models, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 110, D06116, doi:10.1029/2004JD005434, 2005.
- 134) Olaya, V. 2004. Hidrología computacional y Modelos Digitales de Terreno. Descargable de la web.
- 135) Ovando, A., Tomasella, J., Rodriguez, D.A., Martinez, J.M., Siqueira-Junior, J.L., Pinto, G.L.N., Passy, P., Vauchel, P., Noriega, L., von Randow, C. 2015. Extreme flood events in the Bolivian Amazon wetlands. *Journal of Hydrology: Regional Studies.* 5, 293–308.
- 136) Oxfam., 2009. International, Contingency Plan, La Paz-Bolivia.
- 137) Paiva, C., Collischonn, W., Tucci, C. 2011. Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach. *J. Hydrol.* 406,170-181.
- 138) Paiva, R. C. D., Buarque, D. C., Collischonn, W., Bonnet, M.P., Frappart, F., Calmant, S. and Mendes, C. A. B. 2013. Largescale hydrologic and

- hydrodynamic modeling of the Amazon River basin. *Water Resour Res.*, 49, 1226–1243, doi:10.1002/wrcr.20067.
- 139) Pepin E, J. Guyot, Armijos E, Bazan H, Fraizy P, Moquet JS, Noriega L, Lavado W, Pombosa R, and Vauchel P. 2013. Climatic control on eastern Andean denudation rates (Central Cordillera from Ecuador to Bolivia), *J. South Amer. Earth Sci.*, 44, 85–93. doi:10.1016/j.jsames.2012.12.010.
- 140) Petty, G.W. 1994. Physical retrievals of overocean rain rate from multichannel microwave imager. Part I: Theoretical characteristics of normalized polarizations and scattering indices. *Meteorology and Atmospheric Physics*.54: 79-99.
- 141) Pisani, B. 2008. Acoplamiento de modelos Hidrológicos semidistribuidos y Sistemas de información geográfica. Tesis doctoral Departamento de Tecnología de la Construcción E.T.S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidade da Coruña.
- 142) Quiroz, K., Collischonn, W., Lavado, C. 2011. Modelización hidrológica usando estimaciones de lluvia por satélite en la cuenca del río Huallaga, Perú. *Revista Peruana Geo-Atmosférica RPGA* (3), 51-62.
- 143) Rabatel, A., Letréguilly, A., Dedieu, J.-P., and Eckert, N. 2013. Changes in glacier equilibrium-line altitude in the western Alps from 1984 to 2010: evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographic and climate controls, *The Cryosphere*, 7, 1455-1471, doi:10.5194/tc-7-1455-2013
- 144) Ramos, M.C y Martinez, J.A. 2006. Trends in precipitation concentration and extremes in the Mediterranean Penedès- Anoia Region, Ne Spain. *Climate Change*. 74, 457-474. Doi:10.1007/s10584-006-3458-9
- 145) Ratisbona, L. 1976. The climate of Brazil. In : *Climates of Central and South America, World Survey of Climatology*, Elsevier Scientific Publishing Company. 12, chap. 5, 219-293.
- 146) Rawls, W. J., Ahuja, L. R., Brakensiek, D. & Shirmohammadi, A. 1993. Infiltration and soil water movement. In: *Handbook of Hydrology* (ed. by D. Maidment), 5.1–5.51. McGraw-Hill, New York, USA.
- 147) Ren, G.Y., Wu, H., Chen, Z.H., 2000. Spatial patterns of change trend in rainfall of China. *Quart. J. Appl. Meteorol.* 11, 322–330.

- 148) Roebeling, R. A. y Holleman, I. 2009. SEVIRI rainfall retrieval and validation using weather radar observations. *J. Geophys. Res.*, 114, D21202, doi:21210.21029/22009JD012102.
- 149) Ronchail, J., Bourrel, L., Cochonneau, G., Vauchel, P., Phillips, L., Castro, A., Guyot, J. L. and de Oliveira E. 2005. Inundations in the Mamoré basin (south-western Amazon—Bolivia) and sea-surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *J. Hydrol.* 302 223–38.
- 150) Rutllant, J. y Fuenzalida, H. 1991. Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *Int. J. Climatol.*, 11: 63–76. doi: 10.1002/joc.3370110105.
- 151) Saavedra, N., Müller, E.P., Foppiano, A.J. 2002. Monthly mean rainfall frequency model for the Central Chile coast: some climatic inferences. *Int. J. Climatol.*, 22: 1495–1509. doi: 10.1002/joc.806.
- 152) Salati, E., Marquez, J., Molion, L.C. 1978. Origem e distribuição das chuvas na Amazonia. *Interciencia* 3: 200–205.
- 153) Santini et al., 2015. Sediment budget in the Ucayali River basin, an Andean tributary of the Amazon River. Proceedings of a symposium held in New Orleans, Louisiana, USA, 11–14 December 2014) (IAHS Publ. 367, 2014).
- 154) Sarricolea, P., Herrera, M.J., Araya, C. 2013. Análisis de la concentración diaria de las precipitaciones en Chile central y su relación con la componente zonal (subtropicalidad) y meridiana (orográfica) *Investig. Geogr. Chile*, 45: 37-50.
- 155) Satyamurty, P; Wanzeler da Costa, C. P and Manzi, A. O. 2013. Moisture sources for the Amazon Basin: A study of contrasting years. *Theor. Appl. Climatol.* 111, 195–209, doi:10.1007/s00704-012-0637-7.
- 156) Scheel, M. L. M., Rohrer, M., Huggel, Ch., Santos Villar, D., Silvestre, E., and Huffman, G. J. 2011. Evaluation of TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) performance in the Central Andes region and its dependency on spatial and temporal resolution, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 2649-2663, doi:10.5194/hess-15-2649.
- 157) Schwaller, M. R. y Morris, K. R. 2011. A Ground Validation Network for the Global Precipitation Measurement Mission. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 28, 301–319.

- 158) Segura, 2014. Estudio del ciclo hidrológico de la cuenca amazónica mediante el uso de sensoramiento remoto: análisis de evapotranspiración. Tesis para optar el título profesional de ingeniero agrícola, Universidad Nacional Agraria la Molina.
- 159) Shaw, G. y Wheeler, D. 1994. *Statistical Techniques in Geographical Analysis*. Halsted Press: New York.
- 160) Shi, P., Qiao, X., Chen, X., Zhou, M., Qu, S., Ma, X., Zhang, Z. 2013a. Spatial distribution and temporal trends in daily and monthly precipitation concentration Índices in the upper reaches of the Huai River, China. *Stoch Environ Res Risk Assess* DOI 10.1007/s00477-013-0740-z
- 161) Shi, W., Yu, X., Liao, W., Wang, Y., Jia, B. 2013b. Spatial and temporal variability of daily precipitation concentration in the Lancang River basin, China. *Journal of Hydrology*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.05.002>.
- 162) Sieber, J., Huber-Lee, A., and Raskin, P. 2002. *WEAP: Water Evaluation And Planning System User Guide (for WEAP21)*, Stockholm Environmental Institute – Boston, and Tellus Institute, User Guide for WEAP21, Boston, MA.
- 163) Silva, Y., Takahashi, K., and Chávez, R. 2008. Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes). *Advances in Geosciences* 14, 261-264.
- 164) Sorooshian, S., Hsu, K., Gao, X., Gupta, H.V., Imam, B., Braithwaite, D. 2000. Evaluation of PERSIANN system satellite- based estimates of tropical rainfall. *Bull. Am. Meteor. Soc.* 81, 2035–2046.
- 165) Sorribas, M.V., Paiva, R., Melack, J.M., Bravo, J.M., Jones, C., Carvalho, L., Beighley, E., Forsberg, B., Costa, M.H., 2016. Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin, *Climate Change* 1-16.
- 166) Suhaila, J y Jemain, A.A. 2012. Spatial analysis of daily rainfall intensity and concentration index in Peninsular Malaysia. *TheorApplClimatol* 108:235–245. DOI 10.1007/s00704-011-0529-2.
- 167) Sulca, J., Vuille, M., Silva, Y., and Takahashi, K. 2016. Teleconnections between the Peruvian Central Andes and Northeast Brazil during Extreme Rainfall Events in Austral Summer. *J. Hydrometeor* 17, 499–515. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-15-0034.1>

- 168) Taylor. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, no. d7, p. 7183,2001. doi:10.1029/2000jd900719.
- 169) Trenberth K, Hurrell J. 1994. Decadal atmosphere–ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics* 9: 303–319.
- 170) Todini, E. 1996. The ARNO rainfall–runoff model. *J. Hydrol.* 175, 293–338.
- 171) USACE, US Army Corps of Engineers. 2000. Modeling Direct Runoff with HEC-HMS. En: *Hydrologic Modeling System HEC–HMS, Manual de referencia técnica*, 6: 53-74.
- 172) Uvo, C.B., Repelli, C., Zebiak, S., Kushnir, Y. 1998. The relationship between tropical Pacific and Atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation. *J. Clim.* 11: 551–562.
- 173) Van den Bos, R., Hoffmann, L., Juilleret, J., Matgen, P., & Pfister, L. 2006. Conceptual modelling of individual HRU's as a trade-off between bottom-up and top-down modelling, a case study. In *Proceedings of the iEMSs third biennial meeting: summit on environmental modelling and software*.
- 174) Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochin, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C., Nogues-Paegle, J., Silva Diaz, P.L., Zhang, C. 2006. Towards a unified view of the American Monsoon System. *J Clim.* 19, 4977–5000.
- 175) Vieux, B.E. 2001. *Distributed Hydrologic Modeling Using GIS*. University of Oklahoma. *Water Science and Technology Library* vol.38. Kluwer Academic Publishers, USA.
- 176) Villacorta, S., Fidel, L., y Zavala, C., 2012. Mapa de susceptibilidad por movimientos en masa del Perú. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* [online]. 2012, vol.69, n.3, pp. 393-399
- 177) Vuille M, Bradley RS, Werner M, Keimig F. 2003. 20th century climate change in the tropical Andes: observations and model results. *Climatic Change* 59(1–2): 75–99.
- 178) Ward, E., Buytaert, W., Peaver, L., Wheeler, H. 2011. Evaluation of precipitation products over complex mountainous terrain: A water resources perspective. doi:10.1016/ *Advances in Water Resources*, 1222–1231.

- 179) Wigmosta, M. S., Vail, L. W. & Lettenmaier, D. P. 1994. A distributed hydrology–vegetation model for complex terrain. *Water Resour. Res.* 30(6), 1665–1679
- 180) Williams, E., Dall’Antonia, A., Dall’Antonia, V., de Almeida, J., Suarez, F., Liebmann, B., Malhado, ACM. 2005. The drought of the century in the Amazon basin: an analysis of the regional variation of rainfall in South America in 1926. *Acta Amazonia* 35(2): 231–238, doi: 10.1590/S0044-59672005000200013.
- 181) Wood, E. F., Lettenmaier, D. P. & Zartarian, V. G. 1992. A land surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *J. Geophys. Res.* 97(3), 2717–2728.
- 182) Yapo, P.O., Gupta, H.V., Sorooshian, S. 1998. Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology* 204, 83–97.
- 183) Zeng, N., Yoon, J.H., Marengo, J.A, Subramaniam, A., Nobre, C.A., Mariotti, A., Neelin, D. 2008. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. *Environ. Res. Lett.* 3: 014002, doi: 10.1088/1748-9326/3/1/014002.
- 184) Zhang, Q., Xu, C.Y., Gemmer, M., Chen, Y.Q., Liu, C.L. 2009. Changing properties of precipitation concentration in the Pearl River basin, China”. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 23: 377–385. doi:10.1007/s00477-008-0225-7
- 185) Zhang, X., Alexander, L., Hegerl, G. C., Jones, P., Tank, A. K., Peterson, T. C., Trewin, B. and Zwiers, F. W. 2011. Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *WIREs Clim Chang.* 2, 851–870.
- 186) Zhao, R. J., Zuang, Y. L., Fang, L. R., Liu, X. R. & Zhang, Q. S. 1980. The Xinanjiang model. In: *Hydrological Forecasting (Proc. Oxford Symp., April 1980)*, 351–356. IAHS Publ. 129, IAHS Press, Wallingford, UK.
- 187) Zhiqing, X., Yin, D., Aijun, J., Yuguo, D. 2005. Climatic trends of different intensity heavy precipitation events concentration in China. *Journal of Geographical Sciences* 15, 4. 459-466.doi:10.1360/g050409
- 188) Zubieta, R. y Lagos, P. 2010. Cambios de la superficie glaciar en la cordillera Huaytapallana: Periodo 1976 - 2006. Libro Cambio climático en la cuenca del

río Mantaro. Balance de 7 años de estudio en la cuenca del Mantaro. Instituto Geofísico del Perú.

- 189) Zubieta, R., Quijano, J., Latínez, K., Guillermo, P. 2012. Evaluación de las zonas de peligro frente a inundaciones por máximas avenidas en el valle del río Mantaro. Manejo de riesgos de desastres ante eventos meteorológicos extremos en el valle del Mantaro. Vol. II Proyecto Maremex Mantaro. Instituto Geofísico del Perú. Lima, p95.
- 190) Zubieta, R. y Saavedra, M. 2013. Distribución espacial del índice de concentración de precipitación diaria en los Andes centrales peruanos: valle del río Mantaro, Vol. 9, N°. 2 págs. 61-70. Revista del Encuentro Científico Internacional ECIPeru. 2013.
- 191) Zubieta, R. 2013. Modelado hidrológico distribuido de la cuenca amazónica peruana utilizando precipitación obtenida por satélite. Tesis para optar el grado de Magíster en Ingeniería de Recursos Hídricos - Universidad Nacional Agraria La Molina.
- 192) Zulkafli, Z., Buytaert, W., Onof, C., Manf, B., Tarnavsky, E., Lavado, W., and Guyot, J. L. 2014. A Comparative Performance Analysis of TRMM 3B42 (TMPA) Versions 6 and 7 for Hydrological Applications over Andean–Amazon River Basins. *J. Hydrometeor.*, 15, 581–592, DOI: 10.1175/JHM-D-13-094.1

ANEXOS

Anexo 1. Lista de estaciones pluviométricas para datos recopilados en el periodo 2014-2015 (Fuente: SENAMHI).

N	Estación	Latitud	Longitud	Altitud	Sist. Hidrográfico	Región
1	ABANCAY	-13.608	-72.871	2776	Ucayali	APURIMAC
2	ACOBAMBA	-12.853	-74.560	3236	Ucayali	HUANCAVELICA
3	ACOMAYO	-13.917	-71.684	3160	Ucayali	CUSCO
4	ACOSTAMBO	-12.366	-75.056	3675	Ucayali	HUANCAVELICA
5	AGUAYTIA	-9.042	-74.572	319	Ucayali	UCAYALI
6	ALAO	-6.519	-76.730	420	Marañón	SAN MARTIN
7	ANDAHUAYLAS	-13.649	-73.367	2865	Ucayali	APURIMAC
8	ANGAMOS	-5.149	-72.892	250	Amazonas	LORETO
9	ANTA ANCACHURO	-13.468	-72.216	3340	Ucayali	CUSCO
10	ARAMANGO	-5.420	-78.436	522	Marañón	AMAZONAS
11	AUCAYACU	-8.930	-76.112	586	Marañón	HUANUCO
12	AYMARAES	-14.292	-73.251	2964	Ucayali	APURIMAC
13	BAGAZAN	-4.667	-73.883	250	Amazonas	LORETO
14	BAGUA	-5.661	-78.534	400	Marañón	AMAZONAS
15	BELLAVISTA	-7.050	-76.550	247	Marañón	SAN MARTIN
16	BORJA	-4.450	-77.450	155	Marañón	LORETO
17	BRETANA	-5.266	-74.356	200	Ucayali	LORETO
18	CABANA	-8.384	-78.005	3354	Pacífico	ANCASH
19	CACHACHI	-7.451	-78.269	3140	Marañón	CAJAMARCA
20	CAJABAMBA	-7.622	-78.051	2480	Marañón	CAJAMARCA
21	CALCA	-13.325	-72.955	2930	Ucayali	CUSCO
22	CAMPANILLA	-7.442	-76.670	290	Marañón	SAN MARTIN
23	CARHUACAYAN	-11.200	-76.283	4150	Ucayali	JUNIN
24	CARPISH	-9.667	-76.084	1950	Marañón	HUANUCO
25	CASACCANCHA	-13.850	-72.136	3520	Ucayali	APURIMAC
26	CCATCCA	-13.000	-71.560	3729	Madeira	CUSCO
27	CERRO PASCO	-10.694	-76.250	4260	Ucayali	PASCO
28	CHACHAPOYAS	-6.208	-77.867	2442	Marañón	AMAZONAS
29	CHAGLIA	-9.834	-75.900	2800	Marañón	HUANUCO
30	CHALHUANCA	-14.393	-73.179	3358	Ucayali	APURIMAC

					«continuación»	
31	CHAVIN	-9.586	-77.175	3151	Marañón	ANCASH
32	CHILCAYOC	-13.883	-73.726	3410	Ucayali	AYACUCHO
33	CHIQUIAN	-10.150	-77.150	3350	Pacífico	ANCASH
34	CHIRIACO	-5.161	-78.288	297	Marañón	AMAZONAS
35	CHIRINOS	-5.309	-78.898	1785	Marañón	CAJAMARCA
36	CHOCLOCOCHA	-12.982	-74.718	4583	Ucayali	HUANCAVELICA
37	CHONTALI	-5.644	-79.090	1626	Marañón	CAJAMARCA
38	CHOTA	-6.547	-78.649	2486	Marañón	CAJAMARCA
39	COCHABAMBA	-6.460	-78.889	1671	Marañón	CAJAMARCA
40	COLCABAMBA	-12.415	-74.667	3055	Ucayali	HUANCAVELICA
41	COLQUEPATA	-13.363	-71.673	3729	Ucayali	CUSCO
42	CORACORA	-15.011	-73.779	3200	Pacífico	AYACUCHO
43	CORDOVA	-14.034	-75.167	3170	Pacífico	HUANCAVELICA
44	CUNUMBUQUE	-6.500	-76.500	280	Marañón	SAN MARTIN
45	CUNYAC	-13.560	-72.574	2345	Ucayali	CUSCO
46	CURAHUASI	-13.552	-72.735	2763	Ucayali	APURIMAC
47	CURPAHUASI	-14.061	-72.667	3579	Ucayali	APURIMAC
48	CUSICANCHA	-13.504	-75.296	3272	Pacífico	HUANCAVELICA
49	CUTERVO	-6.378	-78.816	2653	Marañón	CAJAMARCA
50	DOS DE MAYO	-7.408	-76.406	3442	Marañón	SAN MARTIN
51	DOS MAYO	-9.717	-74.774	290	Ucayali	PASCO
52	EL LIMON	-5.918	-79.318	1132	Marañón	CAJAMARCA
53	EL MARONAL	-8.450	-75.097	185	Ucayali	UCAYALI
54	EL PORVERNIR	-6.589	-76.318	225	Marañón	SAN MARTIN
55	GRANJA SAN ANTONIO	-13.604	-72.858	2804	Ucayali	APURIMAC
56	HACIENDA PUCARA	-6.042	-79.134	1061	Marañón	CAJAMARCA
57	HACIENDA SHUMAYA	-5.373	-79.356	2220	Marañón	PIURA
58	HUAC HUAS	-14.132	-74.941	3180	Pacífico	AYACUCHO
59	HUAMACHUCO	-7.819	-78.040	3200	Marañón	LA LIBERTAD
60	HUAMARCA	-5.566	-79.525	2160	Pacífico	PIURA
61	HUAMBOS	-6.454	-78.780	2293	Marañón	CAJAMARCA
62	HUANCALPI	-12.539	-75.237	3450	Ucayali	HUANCAVELICA
63	HUANCAPI	-13.750	-74.071	3120	Ucayali	AYACUCHO

					«continuación»	
64	HUANCASANCOS	-13.917	-74.334	3440	Ucayali	AYACUCHO
65	HUANCAVELICA	-12.780	-75.036	3860	Ucayali	HUANCAVELICA
66	HUANTA	-14.946	-74.246	2610	Pacifico	AYACUCHO
67	HUANUCO	-9.952	-74.235	1947	Ucayali	UCAYALI
68	HUAYABAMBA	-7.233	-76.750	375	Marañón	SAN MARTIN
69	HUAYAO	-12.038	-75.338	3360	Ucayali	JUNIN
70	HUAYTAPALLANA	-11.927	-75.062	4684	Ucayali	JUNIN
71	INGENIO	-11.881	-75.288	3390	Ucayali	JUNIN
72	JACAS CHICO	-9.884	-74.500	3673	Ucayali	PASCO
73	JACAS GRANDE	-9.543	-76.760	3273	Marañón	HUANUCO
74	JAEN	-5.677	-78.774	654	Marañón	CAJAMARCA
75	JAUIJA	-12.038	-75.338	3378	Ucayali	JUNIN
76	JEPELACIO	-6.115	-76.903	1000	Marañón	SAN MARTIN
77	LA CASCARILLA	-5.672	-78.898	2005	Marañón	CAJAMARCA
78	LA DIVISORA	-9.201	-75.814	1961	Marañón	HUANUCO
79	LA ENCANADA	-7.123	-78.333	2862	Marañón	CAJAMARCA
80	LA LIBERTAD	-3.463	-73.241	100	Napo	LORETO
81	LA QUINUA	-13.052	-74.142	3240	Ucayali	AYACUCHO
82	LA UNION	-7.172	-76.487	24	Marañón	SAN MARTIN
83	LAIVE	-12.252	-75.355	3860	Ucayali	JUNIN
84	LAMAS	-6.423	-76.517	790	Marañón	SAN MARTIN
85	LAMPA	-15.184	-73.350	2880	Pacifico	AYACUCHO
86	LIRCAY	-12.982	-74.718	3360	Ucayali	HUANCAVELICA
87	LLAUTA	-14.246	-74.926	2445	Pacifico	AYACUCHO
88	LUCANAS	-14.620	-74.220	3200	Pacifico	AYACUCHO
89	MACHU PICCHU	-13.167	-72.546	2563	Ucayali	CUSCO
90	MACUYA	-8.872	-75.004	225	Ucayali	UCAYALI
91	MILPO	-9.883	-77.233	4400	Pacifico	ANCASH
92	MOLLEPATA	-8.192	-77.954	2590	Pacifico	LA LIBERTAD
93	MOYOBAMBA	-6.000	-76.967	860	Marañón	SAN MARTIN
94	NAMBALLE	-5.000	-79.089	712	Marañón	CAJAMARCA
95	NARANJILLO	-5.826	-77.387	890	Marañón	SAN MARTIN
96	NAVARRO	-6.352	-76.774	130	Marañón	SAN MARTIN
97	NUEVO LIMA	-7.126	-76.550	260	Marañón	SAN MARTIN
98	OXAPAMAPA	-10.594	-75.384	1850	Ucayali	PASCO

					«continuación»	
99	PACAYZAPA	-6.283	-76.850	900	Marañón	SAN MARTIN
100	PACHIZA	-7.281	-76.778	380	Marañón	SAN MARTIN
101	PAMPA CANGALLO	-13.562	-74.199	3315	Ucayali	AYACUCHO
102	PAMPAS	-13.437	-73.825	2031	Ucayali	APURIMAC
103	PAMPAS 1	-12.393	-74.866	3240	Ucayali	HUANCAVELICA
104	PARURO	-13.768	-71.845	3084	Ucayali	CUSCO
105	PAUCARAY	-14.044	-73.638	3106	Ucayali	AYACUCHO
106	PAUCARBAMBA	-12.467	-74.567	3000	Ucayali	HUANCAVELICA
107	PAUCARTAMBO	-13.324	-71.591	3042	Ucayali	CUSCO
108	PAUZA	-15.275	-73.341	2484	Pacifico	AYACUCHO
109	PELEJO	-6.216	-76.790	100	Marañón	SAN MARTIN
110	PICHANAKY	-10.966	-74.833	546	Ucayali	JUNIN
111	PILCHACA	-12.411	-75.092	3880	Ucayali	HUANCAVELICA
112	PILLUANA	-6.779	-76.281	195	Marañón	SAN MARTIN
113	PISAC	-13.416	-71.850	2950	Ucayali	CUSCO
114	POMABAMBA	-8.783	-77.467	3000	Marañón	ANCASH
115	POMACANCHI	-14.028	-71.573	3200	Ucayali	CUSCO
116	PONGO CAYNARACHI	-6.334	-76.300	230	Marañón	SAN MARTIN
117	POZUZO	-10.050	-76.550	1000	Marañón	HUANUCO
118	PUCALLPA	-8.413	-74.572	162	Ucayali	UCAYALI
119	PUCALLPA HUIMBAYOC	-6.453	-75.846	120	Marañón	SAN MARTIN
120	PUCHACA	-6.350	-79.467	800	Pacifico	LAMBAYEQUE
121	PUENTE BRENA	-12.048	-75.242	3220	Ucayali	JUNIN
122	PUERTO INCA	-14.044	-73.638	253	Ucayali	AYACUCHO
123	PUERTO OCOPA	-11.145	-74.250	690	Ucayali	JUNIN
124	PUQUIO	-14.699	-74.131	3052	Pacifico	AYACUCHO
125	QUEBRADA YANATILE	-12.684	-72.284	1050	Ucayali	CUSCO
126	QUILLABAMBA	-12.856	-72.692	1011	Ucayali	CUSCO
127	QUISOQUIPINA	-13.785	-72.883	5192	Ucayali	APURIMAC
128	REQUENA	-5.043	-73.836	128	Ucayali	LORETO
129	RIOJA	-6.047	-77.167	88	Marañón	SAN MARTIN
130	S PEDRO CACHI	-13.087	-74.391	2990	Ucayali	AYACUCHO
131	SALALA	-5.100	-79.463	2990	Marañón	PIURA

					«continuación»	
132	SALCABAMBA	-12.199	-74.786	3280	Ucayali	HUANCAVELICA
133	SALLIQUE	-5.650	-79.317	1750	Marañón	CAJAMARCA
134	SAN ALEJANDRO	-8.834	-75.216	210	Ucayali	UCAYALI
135	SAN IGNACIO	-5.145	-78.997	1282	Marañón	CAJAMARCA
136	SAN LORENZO	-4.830	-76.555	150	Marañón	LORETO
137	SAN MARCOS	-7.323	-78.173	2190	Marañón	CAJAMARCA
138	SAN MARCOS Auto	-7.333	-78.333	2254	Marañón	CAJAMARCA
139	SAN PABLO	-6.809	-76.573	270	Marañón	SAN MARTIN
140	SAN RAFAEL	-10.329	-76.177	2722	Marañón	HUANUCO
141	SAN RAMON	-5.934	-76.084	120	Marañón	LORETO
142	SAN REGIS	-4.600	-74.200	108	Marañón	LORETO
143	SANTA CRUZ	-3.500	-73.134	122	Napo	LORETO
144	SANTA MARIA NANAY	-3.889	-73.696	120	Amazonas	LORETO
145	SANTA MARIA NIEVA	-4.830	-77.939	229	Marañón	AMAZONAS
146	SANTA RITA CASTILLA	-4.614	-74.374	100	Marañón	LORETO
147	SANTI COCHORVOS	-13.833	-75.251	2700	Pacifico	HUANCAVELICA
148	SANTO TOMAS1	-14.450	-72.089	3658	Ucayali	CUSCO
149	SANTO TOMAS2	-14.399	-72.089	3253	Ucayali	CUSCO
150	SAPILLICA	-4.778	-79.982	1483	Pacifico	PIURA
151	SAPOSOA	-6.900	-76.767	320	Marañón	SAN MARTIN
152	SATIPO	-11.228	-74.618	660	Ucayali	JUNIN
153	SAUCE	-6.692	-76.200	580	Marañón	SAN MARTIN
154	SHANAO	-6.433	-76.600	300	Marañón	SAN MARTIN
155	SHANUSI	-6.071	-76.259	160	Marañón	LORETO
156	SICUANI	-14.254	-71.237	3574	Ucayali	CUSCO
157	SIHUAS	-8.567	-77.650	2716	Marañón	ANCASH
158	SONDOR MATARA	-7.221	-78.243	2760	Marañón	CAJAMARCA
159	SONDORILLO	-5.339	-79.407	2025	Marañón	PIURA
160	SORITOR	-6.145	-77.095	890	Marañón	SAN MARTIN
161	TABACONAS	-5.322	-79.288	1690	Marañón	CAJAMARCA
162	TAMANCO	-5.794	-74.284	200	Ucayali	LORETO
163	TAMBO	-13.692	-75.274	3144	Pacifico	HUANCAVELICA
164	TAMBOBAMBA	-13.945	-72.175	3317	Ucayali	APURIMAC
165	TAMSHIYACU	-4.003	-73.161	141	Amazonas	LORETO

					«continuación»	
166	TANANTA	-8.115	-76.580	480	Marañón	SAN MARTIN
167	TARAPOTO	-6.500	-76.467	282	Marañón	SAN MARTIN
168	TARMA	-11.397	-75.690	3200	Ucayali	JUNIN
169	TINGO MARIA	-9.147	-76.009	660	Marañón	HUANUCO
170	TOURNAVISTA	-8.927	-74.709	213	Ucayali	HUANUCO
171	TULUCE	-5.491	-79.373	120	Marañón	PIURA
172	TULUMAYO	-9.147	-76.009	615	Marañón	HUANUCO
173	TUNEL CERO	-12.982	-74.718	4512	Ucayali	HUANCAVELICA
174	URUBAMBA	-13.311	-72.124	3863	Ucayali	CUSCO
175	VILCASHUAMAN	-13.648	-74.934	350	Ucayali	HUANCAVELICA
176	VIQUES	-12.163	-75.235	3186	Ucayali	JUNIN
177	WAYLLAPAMPA	-13.077	-74.217	2470	Ucayali	AYACUCHO
178	YANAHUANCA	-10.491	-76.514	3140	Marañón	PASCO
179	YANTAC	-11.333	-76.400	4600	Ucayali	JUNIN
180	YAULI	-11.667	-76.083	4141	Ucayali	JUNIN
181	YAURY	-14.817	-71.417	3927	Ucayali	CUSCO

Anexo 2. Evaluación de interpolación

Contribución	Indices	Kriging			IDW	
		ME	RMSE	RMSEE	ME	RMSE
Dias con lluvia	Lluvia promedio mm/dia	-0.027	1.236	1.123	-0.034	1.345
	Eventos de baja intensidad	-0.047	2.56	2.385	-0.089	2.666
	Eventos de moderada intensidad	0.048	1.849	1.975	-0.022	1.853
	Eventos de Alta intensidad	-0.008	1.065	1.087	0.05	1.23
	Eventos de muy alta intensidad	0.011	1.226	1.037	0.061	1.181
	Indice de concentración IC	0.001	0.031	0.033	0.001	0.034
Cantidad de lluvia	Eventos extremos (Contribución de cantidad de lluvia)	0.055	2.962	2.43	0.195	3.192
	Eventos de baja intensidad	-0.037	1.837	1.74	-0.082	1.994
	Eventos de moderada intensidad	0.044	2.228	2.363	-0.136	2.401
	Eventos de Alta intensidad	0	1.58	1.461	-0.012	1.587
	Eventos de muy alta intensidad	0.066	3.083	3.027	0.231	3.42

Los resultados de la interpolación muestran que todos los parámetros para cada índice están cerca de sus valores esperados, lo que sugiere que los métodos (Kriging, IDW) son confiables y buenos predictores. Los resultados muestran relativamente bajos errores entre la mayoría de los valores medidos y modelados. Para eventos de muy alta intensidad e intensidad extrema tienden a ser mayores. Esto puede ser debido a la complejidad de la orografía de la cuenca del Mantaro, pues estos eventos no se muestran temporalmente ni espacialmente distribuidos, lo que hace que sea complejo ajustarlos a una distribución definida. A pesar de que los resultados son compatibles con la fiabilidad y precisión del modelado, también demuestran la necesidad de más estaciones meteorológicas para mejorar el detalle de la interpolación para una mejor predicción.

Anexo 3. Artículo científico sometido

International Journal of Climatology - For peer review only



Assessing precipitation concentration in the Amazon basin from different satellite-based datasets

Journal:	<i>International Journal of Climatology</i>
Manuscript ID	JOC-17-0193
Wiley - Manuscript type:	Research Article
Date Submitted by the Author:	16-Mar-2017
Complete List of Authors:	Zubieta, Ricardo; Instituto Geofísico Del Peru, Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrología Saavedra, Miguel; Instituto Geofísico Del Peru, Lima Espinoza, J.C.; Instituto Geofísico Del Peru, Lima Ronchail, Josyane; IPSL, LOCEAN Drapeau, Guillaume; Université Paris Diderot, Paris Martin-Vide, Javier; University of Barcelona, Physical Geography Sulca, Juan; Instituto Geofísico Del Peru, Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrología
Keywords:	Daily precipitation, concentration index, Amazon basin, extreme events, satellite rainfall products



Spatial analysis and temporal trends of daily precipitation concentration in the Mantaro River basin: central Andes of Peru

Ricardo Zubieta^{1,2} · Miguel Saavedra¹ · Yamina Silva¹ · Lucy Giráldez¹

Published online: 15 March 2016
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2016

Abstract The analysis of annual or seasonal data can lead to misinterpretation of spatio-temporal rainfall distribution. A high percentage of total annual precipitation can fall in just a few days, causing floods or landslides. Large economic losses from these events are particularly common in Peru, where the daily precipitation has been poorly investigated. This study presents a spatio-temporal analysis of concentration index over the Mantaro River basin in the central Peruvian Andes. Daily rainfall data recorded at 46 rainfall stations between 1974 and 2004 were selected in this study. In terms of average values, the analysis of daily rainfall indicates that low-intensity events account for 38 % of rainy days but only approximately 9 % of the total rain amount. In contrast, high- and very high-intensity events account for 35 % of rainy days and approximately 71 % of the total rain amount. The results also indicate higher concentration and lower intensity over the Northern and Central regions, compared to Southern region of the basin. Rainfall concentration gives evidence of why some of these places are more likely to be affected by extreme weather events; spatial distribution of event intensity can be partly explained by daily rainfall heterogeneity and orography. Moreover, Mann–Kendall test mostly shows a

significant change toward a weaker seasonality of daily precipitation distribution over high-mountain regions.

Keywords Daily precipitation · Concentration index · Peruvian Andes · Extreme events

1 Introduction

One of the most important aspects of climate currently requiring scientific research is the spatial and temporal variability of precipitation. Numerous studies of precipitation variability using monthly data have been carried out in the Andes using statistical techniques (Buytaert et al. 2006; Celleri et al. 2007; Silva et al. 2008; Espinoza et al. 2009; Lavado et al. 2012). Nevertheless, daily precipitation in the Andes has not been investigated to the same degree as monthly or annual precipitation (Zubieta and Saavedra 2013). In the Peruvian Andes, the rainfall analysis at daily resolution is a subject of great interest, since the presence of the Andes range contributes to a higher variability of rainfall (Espinoza et al. 2009).

Daily precipitation concentrated during a few days may increase the risks of soil erosion, landslides and floods (Coscarelli and Caloiero 2012); nonetheless, large periods without rain may also affect rain-fed agriculture. Spatio-temporal patterns of precipitation intensity are expected to change, and these extreme weather events are likely to occur more frequently (Coscarelli and Caloiero 2012). Knowledge of the spatial distribution of heavy rains is necessary for assessing the contribution of rainfall amount during rainy days, because heavy rainfall, although less frequent, contributes a large proportion of total rainfall (Suhaila and Jemain 2012). It is therefore important to analyze the statistical structure of daily precipitation. One

Electronic supplementary material The online version of this article (doi:10.1007/s00477-016-1235-5) contains supplementary material, which is available to authorized users.

✉ Ricardo Zubieta
ricardo.zubieta@igp.gob.pe

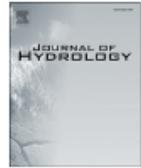
¹ Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrósfera (SCAH), Instituto Geofísico del Perú (IGP), Lima, Peru

² Programa de Doctorado en Recursos Hídricos, Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Peru



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Hydrology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jhydrol

Impacts of satellite-based precipitation datasets on rainfall–runoff modeling of the Western Amazon basin of Peru and Ecuador

Ricardo Zubieta^{a,d,*}, Augusto Getirana^{b,c}, Jhan Carlo Espinoza^{a,d}, Waldo Lavado^{d,e}^aInstituto Geofísico del Perú (IGP), Lima, Peru^bNASA Goddard Hydrological Sciences Laboratory, Greenbelt, MD, USA^cEarth System Science Interdisciplinary Center, College Park, MD, USA^dUniversidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Peru^eServicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI), Lima, Peru

ARTICLE INFO

Article history:

Received 9 January 2015

Received in revised form 24 June 2015

Accepted 27 June 2015

Available online 2 July 2015

This manuscript was handled by Konstantine P. Georgakakos, Editor-in-Chief, with the assistance of Venkat Lakshmi, Associate Editor

Keywords:

Hydrological modeling

Precipitation dataset

Satellite

Western Amazon basin

Andean–Amazon regions

SUMMARY

Satellites are an alternative source of rainfall data used as input to hydrological models in poorly gauged or ungauged regions. They are also useful in regions with highly heterogeneous precipitation, such as the tropical Andes. This paper evaluates three satellite precipitation datasets (TMPA, CMORPH, PERSIANN), as well as a dataset based only on rain gauge data (HYBAM), and their impacts on the water balance of the Western Amazon basin, a region where hydrological modeling and hydrological forecasting are poorly developed. These datasets were used as inputs in the MGB-IPH hydrological model to simulate streamflows for the 2003–2009 period. The impacts of precipitation on model parameterization and outputs were evaluated in two calibration experiments. In Experiment 1, parameter sets were separately defined for each catchment; in Experiment 2, a single parameter set was defined for the entire basin. TMPA shows overestimated precipitation over the northern region, while CMORPH and PERSIANN significantly underestimate rainfall in the same that region and along the Andes. TMPA and CMORPH lead to similar estimates of mean evapotranspiration (~2 mm/day) for different regions along the entire basin, while PERSIANN is the least accurate (~0.5 mm/day). Overall, better scores for streamflow simulations are obtained with Experiment 1 forced by HYBAM and TMPA. Nevertheless, results using the three satellite datasets indicate inter-basin differences, low performance in the northern and high in the southern regions. Low model performances are mainly related to scale issues and forcing errors in small basins over regions that present very low rainfall seasonality.

© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Precipitation is a major component of the water cycle and a key input for hydrological modeling applications. The reliable quantification of spatio-temporal distribution is fundamental for analyzing extreme hydrological events, such as droughts or floods, in real or quasi-real time. In developing countries, however, ground-based measurement networks (meteorological and hydrological) can be scarce or even nonexistent. In tropical regions, particularly, spatio-temporal rainfall variability is poorly represented and results from rainfall–runoff models are often unsatisfactory (Collischonn et al., 2008). In the case of the Peruvian Amazon River basin, the presence of the Andes Mountains contributes to high spatial variability of rainfall (Espinoza et al., 2009a), and rain

gauge network density is low, resulting in uncertain estimates of spatially distributed rates of precipitation. This complicates the study of hydrological processes, drainage basin response and hydrological modeling in the basin (e.g., Coe et al., 2008; Collischonn et al., 2008; Beighley et al., 2009; Paiva et al., 2011a; Buarque et al., 2011; Getirana et al., 2012); limits water resource management capabilities; and hampers early flood warning systems, which can result in massive social and economic damages (Behrangi et al., 2011).

In recent decades, satellite-based precipitation products have increasingly facilitated the estimation of rainfall over much of the globe and have become a complementary alternative for hydrometeorological applications and climate studies in ungauged regions. Among them are: (1) the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) dataset (Huffman et al., 2010). TRMM is a joint mission, initiated in 1997, between the National Space Development Agency (NASDA) of Japan and the National Aeronautics and Space Administration

* Corresponding author at: Instituto Geofísico del Perú (IGP), Lima, Peru.
E-mail address: ricardo.zubieta@igp.gob.pe (R. Zubieta).

Anexo 6. Artículo científico publicado 3.

Hydrol. Earth Syst. Sci., 21, 3543–3555, 2017
https://doi.org/10.5194/hess-21-3543-2017
© Author(s) 2017. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 3.0 License.



Hydrology and
Earth System
Sciences
Open Access
EGU

Hydrological modeling of the Peruvian–Ecuadorian Amazon Basin using GPM-IMERG satellite-based precipitation dataset

Ricardo Zubieta^{1,2}, Augusto Getirana^{3,4}, Jhan Carlo Espinoza^{1,2}, Waldo Lavado-Casimiro^{5,2}, and Luis Aragon²

¹Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrosfera (SCAH), Instituto Geofísico del Perú (IGP), Lima, Peru

²Programa de Doctorado en Recursos Hídricos, Universidad Nacional Agraria La Molina, Peru

³Hydrological Sciences Laboratory, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA

⁴Earth System Science Interdisciplinary Center, College Park, MD, USA

⁵Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI), Lima, Peru

Correspondence to: Ricardo Zubieta (rzubieta@igp.gob.pe)

Received: 12 December 2016 – Discussion started: 14 December 2016

Revised: 7 March 2017 – Accepted: 1 June 2017 – Published: 14 July 2017

Abstract. In the last two decades, rainfall estimates provided by the Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) have proven applicable in hydrological studies. The Global Precipitation Measurement (GPM) mission, which provides the new generation of rainfall estimates, is now considered a global successor to TRMM. The usefulness of GPM data in hydrological applications, however, has not yet been evaluated over the Andean and Amazonian regions. This study uses GPM data provided by the Integrated Multi-satellite Retrievals (IMERG) (product/final run) as input to a distributed hydrological model for the Amazon Basin of Peru and Ecuador for a 16-month period (from March 2014 to June 2015) when all datasets are available. TRMM products (TMPA V7 and TMPA RT datasets) and a gridded precipitation dataset processed from observed rainfall are used for comparison. The results indicate that precipitation data derived from GPM-IMERG correspond more closely to TMPA V7 than TMPA RT datasets, but both GPM-IMERG and TMPA V7 precipitation data tend to overestimate, compared to observed rainfall (by 11.1 and 15.7 %, respectively). In general, GPM-IMERG, TMPA V7 and TMPA RT correlate with observed rainfall, with a similar number of rain events correctly detected ($\sim 20\%$). Statistical analysis of modeled streamflows indicates that GPM-IMERG is as useful as TMPA V7 or TMPA RT datasets in southern regions (Ucayali Basin). GPM-IMERG, TMPA V7 and TMPA RT do not properly simulate streamflows in northern regions (Marañón and Napo basins), probably because of the lack of

adequate rainfall estimates in northern Peru and the Ecuadorian Amazon.

1 Introduction

Satellite-based precipitation data have been widely used for hydrometeorological applications, such as hydrological modeling, especially in data-sparse regions like the Amazon River basin (Collischonn et al., 2008; Getirana et al., 2011; Paiva et al., 2013; Zulkafli et al., 2014; Zubieta et al., 2015). Rainfall is extremely variable in both space and time, particularly over regions characterized by topographic contrast, such as the western Amazon Basin (Espinoza et al., 2009; Lavado et al., 2012). In this region, the Andes Mountains contribute to high spatiotemporal variability of rainfall (Laraque et al., 2007; Espinoza et al., 2015). To improve approximation and reduce uncertainty, detailed monitoring is needed using a high-density rain gauge network. Only a low-density rain gauge network is available in the Amazon Basin (AB), however, which limits understanding of hydrological processes and hydrological modeling over the region (Getirana et al., 2011; Paiva et al., 2013). Satellite-based datasets, uniformly distributed in both space and time, offer an alternative for modeling hydrological events. Their usefulness in Andean–Amazon basins and their applicability as input to hydrological models have been evaluated recently by comparing modeled and observed datasets. Results indicate that these datasets could be used for operational applications in

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

Anexo 7. Ejemplo de parámetros de calibración

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Ag_spsm	212.1	0.08	9.56	24.86	0.6	0	0
Ag_sp	271.8	0.16	5.09	12.14	0.6	0	0
Arb_spsm	43.9	0.03	6.35	25.86	0.6	0	0
Arb_sp	168.2	0.16	10.19	17.21	0.6	0	0
A_urbana	122.6	0.33	8.92	7.87	0.6	0	0
Bof	1.9	0.27	4.57	24.27	0.6	0	0
Bosq_spsm	291.2	0.13	17.11	13.87	0.6	0	0
Bosq_sp	101.5	0.13	16.94	31.65	0.6	0	0
Nival	1.1	0.05	13.27	24.86	0.6	0	0
Past_spsm	44.1	0.08	10.84	16.17	0.6	0	0
Past_sp	179.2	0.3	12.33	5.68	0.6	0	0
Agua	0	0	0	0	0	0	0
CS	18.35						
CI	118.34						
CB	1039.26						
QB_M3/SKM2	0.01						

cuenca 2

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Ag_spsm	224.5	0.08	5.34	5.48	0.6	0	0
Ag_sp	343.3	0.1	4.2	2.64	0.6	0	0
Arb_spsm	67.4	0.11	1.61	6.81	0.6	0	0
Arb_sp	192.5	0.11	3.48	8.78	0.6	0	0
A_urbana	147.2	0.14	2.02	4.13	0.6	0	0
Bof	2	0.19	3.32	5.59	0.6	0	0
Bosq_spsm	453.3	0.08	3.47	7.88	0.6	0	0
Bosq_sp	212.4	0.07	4.47	7.36	0.6	0	0
Nival	1.3	0.05	3.44	7.76	0.6	0	0
Past_spsm	199.5	0.35	0.9	4.69	0.6	0	0
Past_sp	382	0.18	2.77	4.68	0.6	0	0
Agua	0	0	0	0	0	0	0
CS	18.3						
CI	112.81						
CB	641.89						
QB_M3/SKM2	0.04						

cuenca 3

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Ag_spsm	517.2	0.12	77.52	99.9	0.6	0	0
Ag_sp	387.3	0.09	86.46	136.35	0.6	0	0
Arb_spsm	518.7	0.17	102.9	98.19	0.6	0	0
Arb_sp	153.6	0.15	101.1	145.17	0.6	0	0
A_urbana	156.6	0.17	90.6	158.76	0.6	0	0
Bof	273	0.1	58.56	150.12	0.6	0	0
Bosq_spsm	524.7	0.21	100.98	139.41	0.6	0	0
Bosq_sp	531.3	0.16	107.76	112.05	0.6	0	0
Nival	156.9	0.21	59.58	116.01	0.6	0	0
Past_spsm	539.7	0.06	92.34	99.09	0.6	0	0
Past_sp	397.2	0.07	71.28	87.57	0.6	0	0
Agua	0	0	0	0	0	0	0
CS	14.34						
CI	189.84						
CB	958.2						
QB_M3/SKM2	0.04						

cuenca 4

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Ag_spsm	517.2	0.12	77.52	99.9	0.6	0	0
Ag_sp	387.3	0.09	86.46	136.35	0.6	0	0
Arb_spsm	518.7	0.17	102.9	98.19	0.6	0	0
Arb_sp	153.6	0.15	101.1	145.17	0.6	0	0
A_urbana	156.6	0.17	90.6	158.76	0.6	0	0
Bof	273	0.1	58.56	150.12	0.6	0	0
Bosq_spsm	524.7	0.21	100.98	139.41	0.6	0	0
Bosq_sp	531.3	0.16	107.76	112.05	0.6	0	0
Nival	156.9	0.21	59.58	116.01	0.6	0	0
Past_spsm	539.7	0.06	92.34	99.09	0.6	0	0
Past_sp	397.2	0.07	71.28	87.57	0.6	0	0
Agua	0	0	0	0	0	0	0
CS	14.34						
CI	189.84						
CB	958.2						
QB_M3/SKM2	0.04						

cuenca 5

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Ag_spsm	517.2	0.12	77.52	99.9	0.6	0	0
Ag_sp	387.3	0.09	86.46	136.35	0.6	0	0
Arb_spsm	518.7	0.17	102.9	98.19	0.6	0	0
Arb_sp	153.6	0.15	101.1	145.17	0.6	0	0
A_urbana	156.6	0.17	90.6	158.76	0.6	0	0
Bof	273	0.1	58.56	150.12	0.6	0	0
Bosq_spsm	524.7	0.21	100.98	139.41	0.6	0	0
Bosq_sp	531.3	0.16	107.76	112.05	0.6	0	0
Nival	156.9	0.21	59.58	116.01	0.6	0	0
Past_spsm	539.7	0.06	92.34	99.09	0.6	0	0
Past_sp	397.2	0.07	71.28	87.57	0.6	0	0
Agua	0	0	0	0	0	0	0
CS	14.34						
CI	189.84						
CB	958.2						
QB_M3/SKM2	0.04						

cuenca 6

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Ag_spsm	517.2	0.12	77.52	99.9	0.6	0	0
Ag_sp	387.3	0.09	86.46	136.35	0.6	0	0
Arb_spsm	518.7	0.17	102.9	98.19	0.6	0	0
Arb_sp	153.6	0.15	101.1	145.17	0.6	0	0
A_urbana	156.6	0.17	90.6	158.76	0.6	0	0
Bof	273	0.1	58.56	150.12	0.6	0	0
Bosq_spsm	524.7	0.21	100.98	139.41	0.6	0	0
Bosq_sp	531.3	0.16	107.76	112.05	0.6	0	0
Nival	156.9	0.21	59.58	116.01	0.6	0	0
Past_spsm	539.7	0.06	92.34	99.09	0.6	0	0
Past_sp	397.2	0.07	71.28	87.57	0.6	0	0
Agua	0	0	0	0	0	0	0
CS	14.34						
CI	189.84						
CB	958.2						
QB_M3/SKM2	0.04						

cuenca 7

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Ag_spsm	517.2	0.12	77.52	99.9	0.6	0	0
Ag_sp	387.3	0.09	86.46	136.35	0.6	0	0
Arb_spsm	518.7	0.17	102.9	98.19	0.6	0	0
Arb_sp	153.6	0.15	101.1	145.17	0.6	0	0
A_urbana	156.6	0.17	90.6	158.76	0.6	0	0
Bof	273	0.1	58.56	150.12	0.6	0	0
Bosq_spsm	524.7	0.21	100.98	139.41	0.6	0	0
Bosq_sp	531.3	0.16	107.76	112.05	0.6	0	0
Nival	156.9	0.21	59.58	116.01	0.6	0	0
Past_spsm	539.7	0.06	92.34	99.09	0.6	0	0
Past_sp	397.2	0.07	71.28	87.57	0.6	0	0
Agua	0	0	0	0	0	0	0
CS	26.88						
CI	189.84						
CB	958.2						
QB_M3/SKM2	0.04						