

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE INGENIERÍA AGRÍCOLA



**CORRECCIÓN DEL SESGO DE LA
PRECIPITACIÓN ESTIMADA POR SATÉLITE PARA LA
SIMULACIÓN DE CAUDALES EN LA CUENCA DEL RÍO RÍMAC**

Presentado por:

HENRY JOEL ASENCIOS ASTORAYME

TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO DE
Ingeniero Agrícola

Lima - Perú

2016

A mi madre, *María Esther Astorayme Mendoza*

AGRADECIMIENTOS

La presente investigación se llevó a cabo gracias a la elaboración del “Estudio de vulnerabilidad climática de los recursos hídricos en las cuencas de los ríos Chillón, Rímac, Lurín y parte alta del Mantaro” realizado por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú para el Servicio de Agua Potable y Alcantarillado de Lima.

Mi más profundo agradecimiento al Ing. Rocío Pastor por su ahínco y tesón para la realización de la presente tesis. Un especial reconocimiento al Ing. Sebastián Santayana, quien ha asesorado permanentemente la investigación y por las enriquecedoras discusiones y sugerencias. Así como también al Dr. Waldo Lavado por sus valiosos aportes. Finalmente, pero no por ello menos importante, a mis hermanos y familiares por su incansable aliento.

RESUMEN

La precipitación es una de las principales variables que dinamizan el ciclo hidrológico. En el Perú, la red de estaciones pluviométricas que monitorea el SENAMHI presenta una baja densidad o, en algunos casos, no existe. En contraste, debido al avance tecnológico se cuenta con series de precipitación estimada por satélite que presentan una aceptable cobertura espacial y están disponibles en tiempo real. Esta información que podría ser utilizada en la simulación de caudales a nivel de cuenca, necesita de una evaluación de la precisión con la que ha sido obtenida. Por ello, la presente investigación tiene como objetivo principal evaluar el rendimiento de tres productos de precipitación estimada por satélite denominados TRMM-3B42RT, CMORPH y PERSIANN con y sin sesgo corregido en la simulación de caudales de las principales unidades hidrográficas de la cuenca del río Rímac. Para corregir el sesgo de las series de precipitación, se ha utilizado dos métodos denominados Factor de Error de Precipitación y Mapeo Cuantil. Asimismo, se ha utilizado el modelo HYMOD para realizar la simulación del proceso de precipitación-escorrentía. El algoritmo DREAM ha sido utilizado para realizar la calibración del modelo hidrológico, en donde se ha configurado 10 secuencias paralelas y 1000 simulaciones o muestras en el proceso de obtención de la magnitud de los parámetros del modelo HYMOD. Los resultados muestran que, la precipitación estimada por satélite subestima largamente la serie de lluvia observada. Los caudales simulados utilizando la información de precipitación estimada por satélite sugieren que éstos no son útiles en su forma en que están disponibles. Se ha encontrado que utilizando los métodos de corrección de sesgo evaluados, ha sido posible mejorar el rendimiento de los productos de precipitación en la simulación de caudales. Específicamente, se ha obtenido mejores resultados utilizando el método Mapeo Cuantil aplicado a los productos TRMM-3B42RT y PERSIANN.

Palabras claves: hidrología, corrección de sesgo, precipitación estimada por satélite, modelamiento hidrológico, simulación de caudales, cuenca del río Rímac.

ABSTRACT

Rainfall is one of the main variables that mobilizes hydrological cycle. In Peru, the network of meteorological stations which is monitored by SENAMHI has low density or, in some cases, does not exist. Nevertheless, due to technological advances there is available satellite precipitation products which have acceptable spatial coverage and are accessible in real time. This information could be used in the simulation of flows at the basin level, therefore it is necessary to carry out an assessment of the accuracy to this kind of information. Consequently, this research has as main purpose to evaluate the performance of three satellite precipitation products called TRMM-3B42RT, CMORPH and PERSIANN with and without bias correction in the streamflow simulation of Rímac River basin. In order to correct the bias of the series of precipitation, it has been used two methods well-known as Factor Error and Quantile Mapping. It also has been used HYMOD model for carrying out the simulation of rainfall-runoff process. The DREAM algorithm has been used for calibrating the hydrological model, in which was taken into consideration 10 parallel sequences and 1000 simulations or samples in the process of obtaining the magnitude of the parameters. The results show that the satellite precipitation products underestimate the observed series of rain. The simulated flows using satellite precipitation products suggest that these are not useful in their way are available. It has been found that using the applied methods has been possible to improve the performance of precipitation products in hydrologic modelling. Specifically, it have been possible to obtain better results using the Quantile Mapping method applied to the TRMM-3B42RT and PERSIANN products.

Keywords: hydrology, error adjustment, satellite real-time precipitation products, hydrologic modeling, streamflow simulation, Rímac river basin.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTOS	iv
RESUMEN	v
ABSTRACT	vi
ÍNDICE DE FIGURAS	viii
ÍNDICE DE TABLAS	xvi
ÍNDICE DE ANEXOS	xvii
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 OBJETIVOS	2
1.1.1 OBJETIVO PRINCIPAL	2
1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	2
2 REVISIÓN DE LITERATURA	4
2.1 MODELO DE PRECIPITACIÓN - ESCORRENTÍA HYMOD	4
2.1.1 ALMACENAMIENTO DE LA HUMEDAD EN EL SUELO	5
2.1.2 ALMACENAMIENTO SUPERFICIAL Y SUBSUPERFICIAL	12
2.2 CALIBRACIÓN DEL MODELO HIDROLÓGICO	14
2.3 MÉTODO MONTE CARLO VÍA CADENAS DE MARKOV UTILIZANDO EL ALGORITMO DREAM	16
2.4 SATÉLITES METEOROLÓGICOS	18
2.4.1 SATÉLITES OPERACIONALES GEOESTACIONARIOS	20
2.4.2 SATÉLITES OPERACIONALES DE ÓRBITA POLAR	21
2.5 TÉCNICAS DE ESTIMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN	22
2.5.1 TÉCNICAS PARA SATÉLITES GEOESTACIONARIOS	22
2.5.2 TÉCNICAS PARA SATÉLITES DE ÓRBITA POLAR	24
2.6 CONSIDERACIONES FÍSICAS DE LA PRECIPITACIÓN	26
2.6.1 FORMACIÓN DE NUBES	26

2.6.2	NUBES CONVECTIVAS	27
2.6.3	NUBES ESTRATIFORMES	29
2.6.4	NUBES OROGRÁFICAS	30
2.6.5	FORMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN	31
2.7	MÉTRICAS ESTADÍSTICAS	32
3	MATERIALES Y MÉTODOS	39
3.1	MATERIALES Y EQUIPOS	39
3.1.1	DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	39
3.1.2	INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA	41
3.1.3	EQUIPOS	47
3.2	METODOLOGÍA	47
3.2.1	ANÁLISIS EXPLORATORIO DE LA INFORMACIÓN	49
3.2.2	ANÁLISIS COMPARATIVO DE LA PRECIPITACIÓN	50
3.2.3	AJUSTE DE SESGO DE LA PRECIPITACIÓN ESTIMADA POR SATÉLITE	50
3.2.4	IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO HYMOD	52
3.2.5	ESCENARIOS DE SIMULACIÓN	53
3.2.6	VALIDACIÓN DE LAS SIMULACIONES	53
4	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	55
4.1	ANÁLISIS EXPLORATORIO DE LA INFORMACIÓN	55
4.1.1	INFORMACIÓN DE PRECIPITACIÓN OBSERVADA	55
4.1.2	INFORMACIÓN DE PRECIPITACIÓN MEDIA AREAL	56
4.2	ANÁLISIS COMPARATIVO DE LA PRECIPITACIÓN	57
4.3	IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO HYMOD	65
4.3.1	UNIDAD HIDROGRÁFICA SHEQUE SUPERIOR	65
4.3.2	UNIDAD HIDROGRÁFICA TAMBORAQUE SUPERIOR	69
4.3.3	UNIDAD HIDROGRÁFICA RÍMAC	74
5	CONCLUSIONES	78
6	RECOMENDACIONES	81
7	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	82
8	ANEXOS	86

ÍNDICE DE FIGURAS

2.1	Esquema conceptual del modelo HYMOD	5
2.2	Representación del proceso de almacenamiento de la humedad del suelo	7
2.3	Representación de la función de distribución de la capacidad de almacenamiento usada para calcular el almacenamiento de la humedad en la cuenca y la escorrentía directa de acuerdo al modelo de capacidad de almacenamiento probablemente distribuido	11
2.4	Representación de la función de distribución de Pareto para la capacidad de almacenamiento	12
2.5	Red global de satélites geoestacionarios y de órbita polar	20
2.6	Cobertura global de los satélites geoestacionarios	21
2.7	Esquema de todas las órbitas sobre un periodo de 24 horas	22
2.8	Representación de la curva de Kohler que muestra el radio de la gota de agua en el eje horizontal en micras y la humedad relativa en el eje vertical	27
2.9	Representación de los Q-vectores, indicados por las flechas negras, para un patrón idealizado de isobares (líneas sólidas) e isoterms (líneas punteadas) para dos anticiclones y un ciclón	30
2.10	Representación del proceso Bergeron-Findeisen	32
2.11	Representación visual de la tabla de contingencia	37
3.1	Ubicación del área de estudio	41
3.2	Ubicación de estaciones pluviométricas utilizadas en el presente estudio	43
3.3	Representación espacial de la precipitación estimada por satélite (TRMM-3B42RT)	46
3.4	Esquema de la metodología de investigación según el objetivo general (cuadro de color negro) y los objetivos específicos (cuadros de color rojo)	48
3.5	Representación esquemática del procedimiento de corrección de sesgo de la precipitación estimada por satélite mediante el método Mapeo Cuantil	52

4.1	Gráfico de dispersión de la lluvia observada a nivel medio areal de cada unidad hidrográfica representada por: 1) Chosica, 2) Sheque Inf., 3) Sheque Sup., 4) Tamboraque Inf. y 5) Tamboraque Sup. y cada una de las series de precipitación estimada por satélite representadas por: a) TRMM-3B42RT, b) CMORPH y c) PERSIANN	58
4.2	Histograma de frecuencias relativas y porcentaje de contribución de la precipitación observada y estimada por satélite para la: a) UH. Chosica, b) UH Sheque Inf., c) UH Sheque Sup., d) UH Tamboraque Inf. y e) UH Tamboraque Sup	61
4.3	Sesgo relativo y raíz del error cuadrático medio por rangos entre la precipitación observada y estimada por satélite para la: a) UH. Chosica, b) UH Sheque Inf., c) UH Sheque Sup., d) UH Tamboraque Inf. y e) UH Tamboraque Sup	62
4.4	Sesgo relativo y raíz del error cuadrático medio por mes entre la precipitación observada y estimada por satélite para la: a) UH. Chosica, b) UH Sheque Inf., c) UH Sheque Sup., d) UH Tamboraque Inf. y e) UH Tamboraque Sup	63
4.5	Estadísticos categóricos representados por: 1) ETS, 2) POD, 3) FAR y 4) FBS para cada uno de los productos de precipitación estimados por satélite representados mediante: a) TRMM-3B42RT, b) CMORPH y c) PERSIANN	64
4.6	Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando la serie de lluvia observada. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	66
4.7	Patrones estadísticos describiendo el caudal simulado, mediante el modelo HYMOD, utilizando la lluvia observada y estimada por satélite con y sin corrección mediante los casos planteados para la unidad hidrográfica Sheque Sup. y el periodo de: a) Calibración y b) Validación	69
4.8	Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. utilizando la serie de lluvia observada. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	70
4.9	Patrones estadísticos describiendo el caudal simulado, mediante el modelo HYMOD, utilizando la lluvia observada y estimada por satélite con y sin corrección mediante los casos planteados para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. y el periodo de: a) Calibración y b) Validación	73
4.10	Simulación diaria de caudales (m^3/s) para la unidad hidrográfica Rímac con punto de salida en la estación Chosica para el: a) Caso I, b) Caso II y c) Caso III	75

8.1	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Autisha representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	86
8.2	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación San José de Párac representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	87
8.3	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Santa Eulalia representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	87
8.4	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Sheque representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	88
8.5	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Santiago de Tuna representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	88
8.6	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Yauli representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	89
8.7	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Antioquia representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	89

8.8	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Arahuay representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	90
8.9	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Obrajillo representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	90
8.10	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Lachaqui representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	91
8.11	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Pariacancha representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	91
8.12	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Canchacalla representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	92
8.13	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Tingo representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	92
8.14	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Yantac representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	93

8.15	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Marcapomacocha representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	93
8.16	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Carampoma representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	94
8.17	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Casapalca representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	94
8.18	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Chosica representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	95
8.19	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Matucana representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	95
8.20	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Milloc representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	96
8.21	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Ñaña representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	96

8.22	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Río Blanco representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	97
8.23	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la unidad hidrográfica Chosica representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	98
8.24	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la unidad hidrográfica Sheque Inf. representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	99
8.25	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la unidad hidrográfica Sheque Sup. representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	99
8.26	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la unidad hidrográfica Tamboraque Inf. representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	100
8.27	Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm	100
8.28	Simulación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando el producto TRMM-3B42RT. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	103
8.29	Simulación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando el producto CMORPH. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	104

8.30	Simulación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando el producto PERSIANN. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	104
8.31	Simulación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. utilizando el producto TRMM-3B42RT. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	105
8.32	Simulación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. utilizando el producto CMORPH. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	106
8.33	Simulación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. utilizando el producto PERSIANN. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	106
8.34	Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando el producto TRMM-3B42RT corregido según el Caso II. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	107
8.35	Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando el producto CMORPH corregido según el Caso II. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	108
8.36	Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando el producto PERSIANN corregido según el Caso II. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	108
8.37	Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. utilizando el producto TRMM-3B42RT corregido según el Caso II. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	109
8.38	Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. utilizando el producto CMORPH corregido según el Caso II. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	110
8.39	Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. utilizando el producto PERSIANN corregido según el Caso II. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	110

8.40	Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando el producto TRMM-3B42RT corregido según el Caso III. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	111
8.41	Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando el producto CMORPH corregido según el Caso III. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	112
8.42	Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando el producto PERSIANN corregido según el Caso III. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	112
8.43	Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. utilizando el producto TRMM-3B42RT corregido según el Caso III. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	113
8.44	Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. utilizando el producto CMORPH corregido según el Caso III. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	114
8.45	Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. utilizando el producto PERSIANN corregido según el Caso III. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual	114

ÍNDICE DE TABLAS

2.1	Rango numérico experimental de los parámetros del modelo HYMOD . . .	5
3.1	Parámetros geomorfológicos de las unidades que conforman el área de estudio	40
3.2	Información de las estaciones pluviométricas utilizadas en el presente estudio	42
3.3	Climatología de la evapotranspiración total mensual utilizada como variable forzante en la implementación del modelo HYMOD	44
3.4	Información de la precipitación estimada por satélite en tiempo real TRMM-3B42RT, CMORPH y PERSIANN utilizados en el presente estudio	45
3.5	Información de los programas de cómputo utilizados en la presente investigación	47
4.1	Resultados estadísticos de comparación entre la precipitación observada y la estimada por satélite para cada unidad hidrográfica	59
4.2	Estadísticos descriptivos de la simulación precipitación - escorrentía utilizando la serie de lluvia observada y estimada por satélite para la unidad hidrográfica Sheque Superior	67
4.3	Estadísticos descriptivos de la simulación precipitación - escorrentía utilizando la serie de lluvia observada y estimada por satélite para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup	72
4.4	Estadísticos descriptivos de la simulación precipitación - escorrentía para la unidad hidrográfica Rímac con punto de salida en la estación Chosica y todos los casos evaluados	77
8.1	Caudales medios mensuales naturalizados de la estación Sheque	101
8.2	Caudales medios mensuales naturalizados de la estación Tamboraque	102
8.3	Parámetros optimizados del modelo HYMOD para la UH Sheque Sup. y todos los casos evaluados	115
8.4	Parámetros optimizados del modelo HYMOD para la UH Tamboraque Sup. y todos los casos evaluados	115

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO 1: GRÁFICOS DEL ANÁLISIS EXPLORATORIO DE DATOS DE LAS ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS	86
ANEXO 2: GRÁFICOS DEL ANÁLISIS EXPLORATORIO DE LA PRECIPITACIÓN MEDIA AREAL	98
ANEXO 3: SERIE DE CAUDALES MEDIOS MENSUALES NATURALIZADOS DE LA ESTACIÓN SHEQUE	101
ANEXO 4: SERIE DE CAUDALES MEDIOS MENSUALES NATURALIZADOS DE LA ESTACIÓN TAMBORAQUE	102
ANEXO 5: GRÁFICOS DE LA SIMULACIÓN DE CAUDALES PARA EL CASO I - UNIDAD HIDROGRÁFICA SHEQUE SUPERIOR	103
ANEXO 6: GRÁFICOS DE LA SIMULACIÓN DE CAUDALES PARA EL CASO I - UNIDAD HIDROGRÁFICA TAMBORAQUE SUPERIOR	105
ANEXO 7: GRÁFICOS DE LA SIMULACIÓN DE CAUDALES PARA EL CASO II - UNIDAD HIDROGRÁFICA SHEQUE SUPERIOR	107
ANEXO 8: GRÁFICOS DE LA SIMULACIÓN DE CAUDALES PARA EL CASO II - UNIDAD HIDROGRÁFICA TAMBORAQUE SUPERIOR	109
ANEXO 9: GRÁFICOS DE LA SIMULACIÓN DE CAUDALES PARA EL CASO III - UNIDAD HIDROGRÁFICA SHEQUE SUPERIOR	111
ANEXO 10: GRÁFICOS DE LA SIMULACIÓN DE CAUDALES PARA EL CASO III - UNIDAD HIDROGRÁFICA TAMBORAQUE SUPERIOR	113
ANEXO 11: PARÁMETROS OPTIMIZADOS DEL MODELO HYMOD PARA LA UNIDAD HIDROGRÁFICA SHEQUE SUPERIOR	115
ANEXO 12: PARÁMETROS OPTIMIZADOS DEL MODELO HYMOD PARA LA UNIDAD HIDROGRÁFICA TAMBORAQUE SUPERIOR	115

I. INTRODUCCIÓN

La precipitación es una variable atmosférica de suma importancia para el modelamiento hidrológico y su cuantificación tiene efectos directos sobre el pronóstico de caudales en sistemas de recursos hídricos ([Behrangi et al., 2011](#)). La precipitación observada es la principal fuente de información de lluvias, sin embargo, las redes de observación existentes carecen de suficiente cobertura espacial o simplemente no existen; asimismo, su disponibilidad temporal está supeditada al solo registro de la magnitud de ocurrencia, mas no a la transmisión de la información en tiempo real. Esta es una de las principales características existentes en la cuenca del río Rímac, la cual es la fuente más importante de agua para Lima, la capital del Perú.

Los productos derivados de observaciones satelitales han alcanzado un buen nivel de disponibilidad en la última década ([Tong et al., 2014](#)). Diversos productos de precipitación estimada por satélite con diferentes resoluciones espacio-temporal están disponibles en la actualidad ([Huffman et al., 2001](#); [Joyce et al., 2004](#); [Xie et al., 2003](#)). La estimación satelital se ha convertido en la principal fuente de información de lluvias en regiones donde la distribución de estaciones de registro es muy escasa ([Tong et al., 2014](#)). Sin embargo, la información de precipitación estimada por satélite está sujeta a una variedad de errores e incertidumbres, tales como datos faltantes, una pobre relación directa entre las tasas de lluvia observadas y estimadas por satélite, etc. Por tanto, para utilizar correctamente la información de precipitación estimada por satélite es necesario realizar un trabajo de validación ([Bitew and Gebremichael, 2011a,b](#)).

Existen dos tipos de esfuerzos de validación de la precipitación estimada por satélite: (1) comparación directa de la estimación satelital y la información de precipitación observada; y (2) evaluación de la información de precipitación estimada por satélite basada en su habilidad de predicción de caudales en un marco de modelamiento hidrológico ([Bitew and Gebremichael, 2011b](#)).

Diversos estudios han sido desarrollados para evaluar la precisión y utilidad de la precipitación estimada por satélite en la simulación hidrológica ([Behrangi et al., 2011](#); [Bitew and Gebremichael, 2011a,b](#); [Collischonn et al., 2008](#); [Gourley et al., 2011](#); [Jiang et al., 2014, 2012](#); [Ramos, 2013](#); [Thiemig et al., 2013](#); [Tong et al., 2014](#); [Xue et al., 2013](#)).

Por otro lado, se han realizado diversos estudios con la finalidad de ajustar el sesgo de la precipitación estimada por satélite, en donde se asume que el error de los productos de precipitación estimados por satélite presenta una relación no lineal directa con distintas variables como la escala de integración espacio-temporal de la precipitación, la intensidad de las lluvias, la frecuencia de muestreo, etc. (Hong et al., 2006; Jiang et al., 2014; Kirstetter et al., 2010; Maggioni et al., 2013; Steiner et al., 2003).

Por lo tanto, el presente estudio estuvo enfocado sobre un marco integrado de ajuste de sesgo y evaluación de la precipitación estimada por satélite en tiempo real para su uso en el pronóstico hidrológico de las principales unidades hidrográficas de la cuenca del río Rímac. El trabajo se ha desarrollado en tres partes: (1) se ajustó el sesgo de la precipitación estimada por satélite en tiempo real (3B42RT, PERSIANN y CMORPH) usando dos métodos diferentes: un Factor de Error de precipitación y un método denominado Mapeo Cuantil; (2) se realizó 10000 simulaciones de caudal utilizando el modelo hidrológico HYMOD (Moore, 1985) y el algoritmo adaptativo metrópolis de evolución diferencial DREAM (Vrugt et al., 2009) para cada uno de los inputs del modelo; y (3) se realizó una validación de las simulaciones, en las que se utilizó la serie de lluvia observada y los productos de precipitación estimada por satélite, comparando cada una de éstas con los datos de caudales registrados en las estaciones de aforo con la finalidad de evaluar la habilidad de cada una de las series de precipitación estimada por satélite en la simulación de caudales para las unidades hidrográficas en estudio.

El estudio está organizado como sigue: en el capítulo 2 se describe el marco teórico; en el capítulo 3 se presenta el área de estudio, la información recopilada y se describe la metodología utilizada; en el capítulo 4 se discute los resultados encontrados de los diferentes escenarios de simulación planteados; en el capítulo 5 se presentan las conclusiones a las que se ha llegado; finalmente en el capítulo 6 se presentan las recomendaciones que da lugar la presente investigación.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. OBJETIVO PRINCIPAL

Evaluar el rendimiento de la precipitación estimada por satélite en tiempo real (TRMM-3B42RT, CMORPH y PERSIANN) con y sin sesgo corregido en la simulación de caudales de las principales unidades hidrográficas de la cuenca del río Rímac.

1.1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Ajustar el sesgo de la precipitación estimada por satélite usando los siguientes métodos: Factor de Error de Precipitación y Mapeo Cuantil.

- Implementar el modelo hidrológico HYMOD y el Algoritmo Adaptativo Metrópolis de Evolución Diferencial DREAM para tres casos que involucran el uso de la precipitación estimada por satélite con y sin sesgo corregido.
- Validar las simulaciones realizadas con datos de caudales registrados en las estaciones de aforo y evaluar la efectividad del ajuste del sesgo y la habilidad de la precipitación estimada por satélite para la simulación de caudales.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. MODELO DE PRECIPITACIÓN - ESCORRENTÍA HYMOD

HYMOD es un modelo hidrológico conceptual a escala de tiempo diario de cinco parámetros que está caracterizado por un filtro no lineal seguido por una componente lineal (Smith et al., 2008; Vrugt et al., 2003). El modelo HYMOD consiste de una función de exceso de precipitación, conectado con dos series de reservorios lineales (tres idénticos para el tránsito rápido y solo uno reservorio para la respuesta lenta) y requiere de datos de caudales observados para la optimización de cinco parámetros utilizados: la máxima capacidad de absorción de agua en el suelo, c_{max} ; el grado de variabilidad espacial de la máxima capacidad de absorción de agua en el suelo, b ; el factor de distribución del flujo entre las dos series de reservorios, α ; y el tiempo de residencia del reservorio lineal rápido y lento, R_F y R_S , respectivamente (Moore, 1985). El modelo de exceso de precipitación usado asume que la capacidad de absorción de agua en el suelo varía en el tiempo t , c_t , y a través de la cuenca, ver Figura 2.1. El área fraccional acumulada con capacidad menor o igual a c_t es expresada en términos de la máxima capacidad de absorción de agua en el suelo (c_{max}) y el grado de variabilidad espacial (b) de la misma, por medio de la Ecuación 2.1:

$$F(c_t) = 1 - \left(1 - \frac{c_t}{c_{max}}\right)^b \quad (2.1)$$

El exceso de precipitación obtenido del primer filtro es dividido usando un factor α entre el camino de flujo rápido y lento. El camino de flujo rápido comprende tres tanques en serie cada uno con una descarga fraccional R_F en el tiempo t . El camino de flujo lento contiene un solo tanque con una descarga fraccional R_S en el tiempo t . El vector paramétrico en el tiempo t está entonces representado por la Ecuación 2.2:

$$\mathbf{p} = \{c_{max}, b, R_F, R_S, \alpha\} \quad (2.2)$$

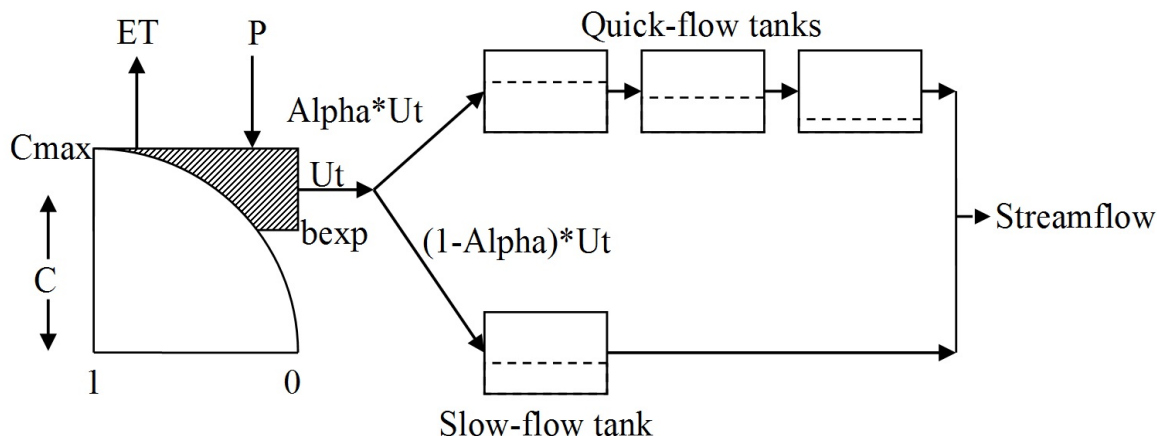


Figura 2.1: Esquema conceptual del modelo HYMOD

Fuente: Moore (1985)

Los rangos de incertidumbre a priori de los parámetros están definidos en la Tabla 2.1:

Tabla 2.1: Rango numérico experimental de los parámetros del modelo HYMOD

	Mínimo	Máximo	Unidad
c_{max}	1.000	500.000	mm
b	0.100	2.000	[—]
α	0.100	0.990	[—]
R_S	0.001	0.100	d^{-1}
R_F	0.100	0.990	d^{-1}

Fuente: Moore (1985)

HYMOD necesita de variables forzantes o condiciones de contorno constituidas por series de precipitación y evapotranspiración potencial media areal a escala de tiempo diario para transformar dichas variables en escorrentía o caudal en el punto de desembocadura o interés de una cuenca hidrográfica, tal como se puede observar en la Figura 2.1.

2.1.1. ALMACENAMIENTO DE LA HUMEDAD EN EL SUELO

Según Moore (2007), se podría considerar que la producción de escorrentía en cualquier punto de la cuenca puede ser conceptualizada como un simple almacenamiento o tanque, de capacidad c' , el cual representa la capacidad de absorción del suelo en algún punto de interés. El referido almacenamiento puede ser llenado por el agua de la precipitación, P , y perder agua por evaporación, E , hasta que se llene y comience el escurrimiento, generando escorrentía directa, q , o se vacíe y cese de perder agua por evaporación. La Figura 2.2(a) representa tal

almacenamiento, cuyo comportamiento puede ser expresado matemáticamente mediante la Ecuación 2.3:

$$q' = \begin{cases} P - E - (c' - S_0) & \text{si } P > c' + E \\ 0 & \text{o } P \leq c' + E \end{cases} \quad (2.3)$$

Donde S_0 representa la profundidad inicial de agua en el almacenamiento, así como P , E y q' la magnitud o profundidad de la precipitación, evaporación y la escorrentía directa resultante sobre el intervalo de tiempo considerado.

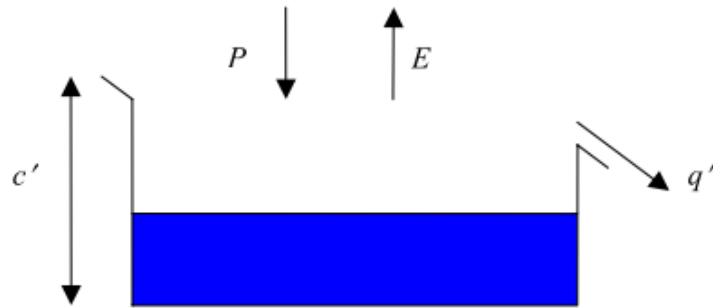
Asimismo, podría considerarse que la producción de escorrentía en cada punto de la cuenca puede ser similarmente descrito, considerando que cada punto puede presentar diferente capacidad de almacenamiento. Por lo tanto, la capacidad de almacenamiento en cualquier punto, c , puede ser considerada como una variable aleatoria con función de densidad de probabilidad, $f(c)$, de tal manera que la proporción de la cuenca con magnitud de almacenamiento en el rango $(c, c + dc)$ podría ser estimada como $f(c)dc$.

El balance de agua en toda la cuenca puede ser realizado de la siguiente manera:

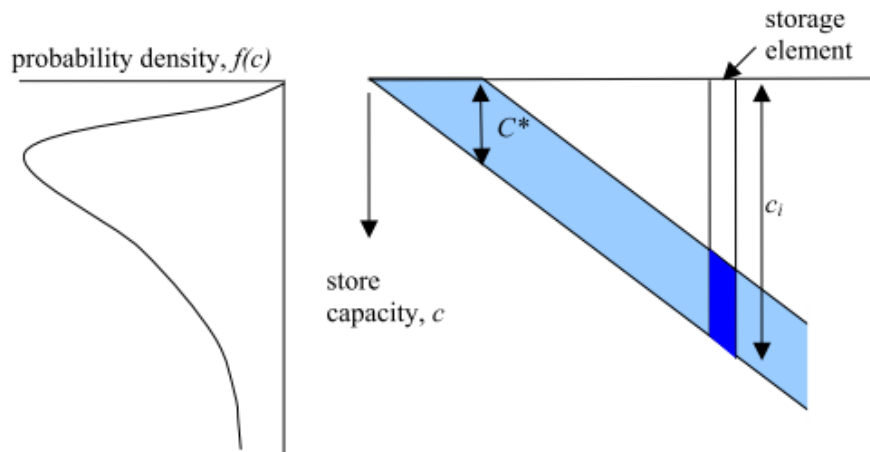
- Considerando que todos los almacenamientos en la cuenca, con diferente capacidad, son ordenados en forma creciente y que todos presentan un mismo nivel en un tiempo específico. Esto puede ser representado por la Figura 2.2(b).
- Inicialmente se supone que los tanques están secos o vacíos y que se produce una lluvia neta P de una duración unitaria, por lo que, los tanques se llenarán hasta una profundidad P y a partir de allí comenzaran a verter lo que ya no pueden almacenar.
- Durante el intervalo de llenado de los tanques producto de la ocurrencia de la precipitación P , comenzará la escorrentía directa, denotado por la Figura 2.2(c). Cabe resaltar que la referida lluvia habrá aumentado el volumen de los tanques hasta una profundidad menor o igual que P , es decir, que solo algunos tanques habrán sido llenados en función de su capacidad máxima.
- Como se tiene, en general, tanques o almacenamientos con distintas profundidades, éstos pueden ser descritos a través de su frecuencia de ocurrencia, expresada por $f(c)$.
- Entonces, al final del intervalo de tiempo considerado, los tanques de profundidad menor que P generaran escorrentía directa. Es decir, se puede definir una capacidad crítica bajo la cual algunos tanques estarán llenos en el tiempo t , y puede ser denotado por $C^* = C^*(t)$ ($C^* = P$ en este caso). La proporción de la cuenca que contiene los

tanques con capacidad menor o igual que C^* está representada por la Ecuación 2.4:

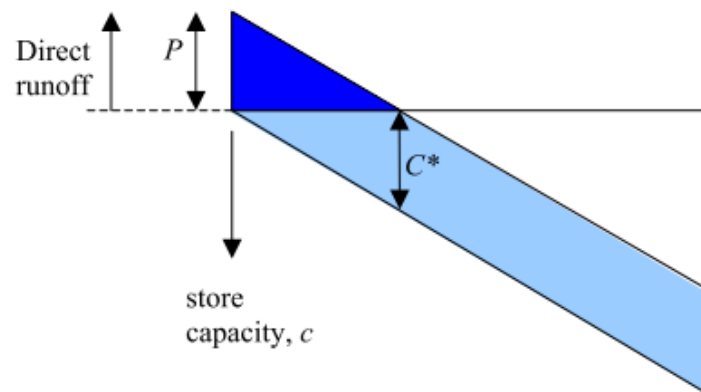
$$\text{prob}(c \leq C^*) = F(C^*) = \int_0^{C^*} f(c) dc \quad (2.4)$$



(a) Representación de la producción de escorrentía para un tanque



(b) Representación de los elementos de almacenamiento de diferentes capacidades y su relación con la función de densidad de probabilidad



(c) Representación del proceso de producción de escorrentía directa

Figura 2.2: Representación del proceso de almacenamiento de la humedad del suelo

Fuente: Moore (2007)

Donde $F(\cdot)$ es la función de distribución de la capacidad de almacenamiento y está relacionada a la función de densidad $f(c)$, a través de la relación $f(c) = dF(c)/dc$. Esta

proporción es también la fracción de cuenca que genera escorrentía, por lo que el área que estará contribuyendo en el tiempo t para la cuenca de tamaño A está representada por la Ecuación 2.5:

$$A_c(t) = F(C^*(t))A \quad (2.5)$$

La tasa de escorrentía directa por unidad de área de la cuenca es el producto de la precipitación neta, $\pi(t)$, y la proporción de la cuenca que genera escorrentía, $F(C^*(t))$, está representada por la Ecuación 2.6:

$$q(t) = \pi(t)F(C^*(t)) \quad (2.6)$$

Durante el i' -ésimo intervalo, $(t, t + \Delta t)$, se considera que la precipitación y la evaporación ocurren a tasas constantes P_i y E_i , de tal manera que la precipitación neta será $\pi_i = P_i - E_i$. Entonces la capacidad crítica, $C^*(\tau)$, se incrementará sobre el intervalo de acuerdo a la Ecuación 2.7:

$$C^*(\tau) = C^*(t) + \pi_i(\tau - t) \quad t \leq \tau \leq t + \Delta t \quad (2.7)$$

El área de contribución se calcula según la Ecuación 2.5, y el volumen de escorrentía directa producido de la cuenca por unidad de área sobre el intervalo de tiempo se estima a través de la Ecuación 2.8:

$$V(t + \Delta t) = \int_t^{t+\Delta t} q(\tau) d\tau = \int_{C^*(t)}^{C^*(t+\Delta t)} F(c) dc \quad (2.8)$$

Durante los periodos de sequía la evaporación potencial consume el agua contenida en cada almacenamiento. Asumiendo que durante el referido periodo, el agua se mueve entre los todos los almacenamientos de diferentes capacidades, de tal manera que se iguale la profundidad de agua en todos los tanques de los diferentes puntos de la cuenca. Por lo que, en algún tiempo, todos los tanques o almacenamientos deben de tener el mismo contenido, C^* , al margen de su capacidad, a menos que ésta sea menor que C^* cuando todos los tanques estén llenos: el perfil del nivel de agua a través de los tanques de diferentes capacidades será, por tanto, de la misma forma que lo observado en la Figura 2.2(c). La suposición de que se permite la redistribución de agua entre todos los tanques de diferente capacidad durante el periodo de secado es particularmente importante para aplicaciones del modelo en tiempo real donde la posibilidad de actualización del contenido es concebida. Particularmente importante es que existe una única relación entre el agua almacenada en toda la cuenca, $S(t)$, y la capacidad crítica, $C^*(t)$, y su efecto sobre la tasa instantánea de producción de escorrentía de la cuenca, $q(t)$. Por lo tanto, el agua total almacenada en la cuenca está representada por la Ecuación 2.9:

$$\begin{aligned} S(t) &= \int_0^{C^*(t)} cf(c)dc + C^*(t) \int_{C^*(t)}^{\infty} f(c)dc \\ &= \int_0^{C^*(t)} (1 - F(c))dc \end{aligned} \quad (2.9)$$

Para un valor dado de agua almacenada, $S(t)$, este puede ser usado para obtener $C^*(t)$ que permite el volumen de escorrentía directa, $V(t + \Delta t)$, que podrá ser calculado mediante las Ecuaciones 2.7 y 2.8.

La dependencia de la pérdida de evaporación sobre el contenido de humedad del suelo es estimado asumiendo una función entre el ratio de la evaporación actual y potencial, E'_i/E_i , y el déficit de la humedad del suelo, $S_{max} - S(t)$, mediante la Ecuación 2.10:

$$\frac{E'_i}{E_i} = 1 - \left(\frac{S_{max} - S(t)}{S_{max}} \right)^{b_e} \quad (2.10)$$

Se puede asumir una relación lineal ($b_e = 1$) o cuadrática ($b_e = 2$). S_{max} representa el almacenamiento disponible total y está dado por la Ecuación 2.11:

$$S_{max} = \int_0^\infty cf(c)dc = \int_0^\infty (1 - F(c))dc = \bar{c} \quad (2.11)$$

Donde \bar{c} es la capacidad de almacenamiento medio sobre la cuenca. Mayores pérdidas como la recarga del acuífero pueden ser considerados asumiendo que la tasa de drenaje sobre el intervalo de tiempo, d_i , depende linealmente del contenido de humedad del suelo de la cuenca al comienzo del intervalo, representado mediante la Ecuación 2.12:

$$d_i = k_g^{-1}(S(t) - S_t)^{b_g} \quad (2.12)$$

Donde k_g corresponde a la magnitud de drenaje constante considerado, b_g el exponente de la función de recarga (usualmente configurado a 1) y S_t es umbral de almacenamiento bajo el cual no ocurriría drenaje, siendo el agua mantenida bajo la tensión del suelo. Existe una alternativa que permite a la recarga depender del suelo y el almacenamiento subterráneo para el uso en cuencas donde la interacción suelo - acuífero son importantes. Considerando una recarga sobre el almacenamiento subterráneo de máxima capacidad S_g^{max} . Entonces, el ratio déficit de agua subterránea puede ser definido por la Ecuación 2.13:

$$g(t) = \frac{S_g^{max} - S_g(t)}{S_g^{max}} \quad (2.13)$$

Donde $S_g(t)$ denota el almacenamiento subterráneo en el tiempo t . Este ratio puede ser usado para definir un factor de demanda subterránea entre 0 y 1, según se puede observar en la Ecuación 2.14:

$$f(t) = \begin{cases} \left(\frac{g(t)}{\alpha} \right)^B & g(t) < \alpha \\ 1 & g(t) \geq \alpha \end{cases} \quad (2.14)$$

El cual alcanza un máximo para valores de ratio déficit $g(t)$ en exceso de α . Es razonable suponer que la profundidad de recarga sobre el intervalo, D_i , se incrementará con el

almacenamiento del suelo, $S(t)$, y con el factor de demanda, $f(t)$, de acuerdo a la Ecuación 2.15:

$$D_i = (D_{sat} + (S_{max} - D_{sat})f(t)) \frac{S(t)}{S_{max}} \quad (2.15)$$

La profundidad de la recarga en la saturación puede ser estimada mediante: $D_{sat} = q_{sat}\Delta t$, con q_{sat} representado al aporte subterráneo cuando $S_g(t)$ iguala a S_g^{max} (máxima tasa de recarga). Cabe resaltar que la tasa de recarga sobre el intervalo es $d_i = D_i/\Delta t$.

Otra formulación de la recarga es la que asume que no ocurre drenaje, d_i . La escorrentía directa es dividida entre la fracción α que corresponde a la escorrentía superficial, y la $(1 - \alpha)$ que involucra el almacenamiento subterráneo.

Con las pérdidas por evaporación y recarga del acuífero, la precipitación neta, π_i , puede ser definida mediante la Ecuación 2.16:

$$\pi_i = P_i - E_i' - d_i \quad (2.16)$$

Durante el periodo en donde no se genera escorrentía, para este caso general, el almacenamiento de la humedad del suelo es calculado mediante la Ecuación 2.17:

$$S(\tau) = S(t) + \pi(\tau - t) \quad t \leq \tau \leq t + \Delta t \quad \& \quad 0 \leq S(\tau) \leq S_{max} \quad (2.17)$$

Cuando la generación de escorrentía ocurre, el volumen producido, $V(t + \Delta t)$, es obtenido usando la Ecuación 2.8 y, entonces, la continuidad proporciona el llenado de los almacenamientos, que están representados mediante la Ecuación 2.18:

$$S(t + \Delta t) = \begin{cases} S(t) + \pi_i\Delta t - V(t + \Delta t) & S(t + \Delta t) \leq S_{max} \\ S_{max} & S(t + \Delta t) > S_{max} \end{cases} \quad (2.18)$$

Si el almacenamiento de la cuenca está completamente lleno en el intervalo de análisis $(t, \Delta t)$, entonces $V(t + \Delta t)$ debería de ser calculado mediante la Ecuación 2.19:

$$V(t + \Delta t) = \pi_i\Delta t - (S_{max} - S(t)) \quad (2.19)$$

Con lo anterior se ha podido describir el procedimiento para cuantificar la humedad del suelo y determinar la magnitud de la producción de escorrentía de acuerdo al modelo de capacidad de suelo probablemente distribuido.

La Figura 2.3 provee una representación gráfica del procedimiento antes descrito para un intervalo húmedo $(t, t + \Delta t)$ durante el cual el almacenamiento de la humedad del suelo es

aumentado en una cantidad $\Delta S(t + \Delta t) = \pi_i \Delta t - V(t + \Delta t)$ y puede generar el volumen de escorrentía directa $V(t + \Delta t)$.

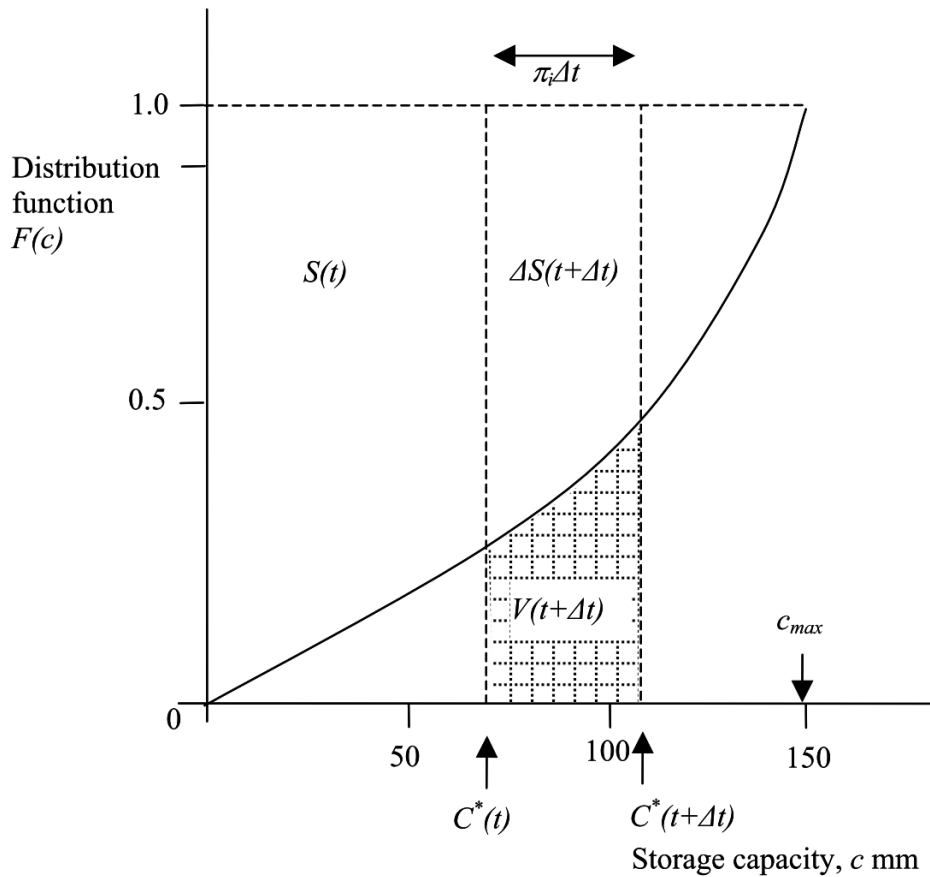


Figura 2.3: Representación de la función de distribución de la capacidad de almacenamiento usada para calcular el almacenamiento de la humedad en la cuenca y la escorrentía directa de acuerdo al modelo de capacidad de almacenamiento probablemente distribuido

Fuente: Moore (2007)

Una aplicación específica del procedimiento puede desarrollarse para una función de densidad de probabilidad específica. Moore (2007) recomienda el uso de la distribución de Pareto para la capacidad de almacenamiento. La función de distribución y de su densidad de probabilidad pueden ser representadas a través de las Ecuaciones 2.20 y 2.21:

$$F(c) = 1 - \left(1 - \frac{c}{c_{max}}\right)^b \quad 0 \leq c \leq c_{max} \quad (2.20)$$

$$f(c) = \frac{dF(c)}{dc} = \frac{b}{c_{max}} \left(1 - \frac{c}{c_{max}}\right)^{b-1} \quad 0 \leq c \leq c_{max} \quad (2.21)$$

Donde el parámetro c_{max} corresponde a la máxima capacidad de almacenamiento de agua en la cuenca, y el parámetro b controla el grado de variabilidad espacial sobre la cuenca. Las Ecuaciones 2.20 y 2.21 pueden ser representadas a través de la Figura 2.4, en donde se puede observar que la distribución rectangular es obtenida como un caso especial cuando $b = 1$;

asimismo, si se tiene que $b = 0$, se puede obtener una capacidad de almacenamiento constante sobre toda la cuenca.

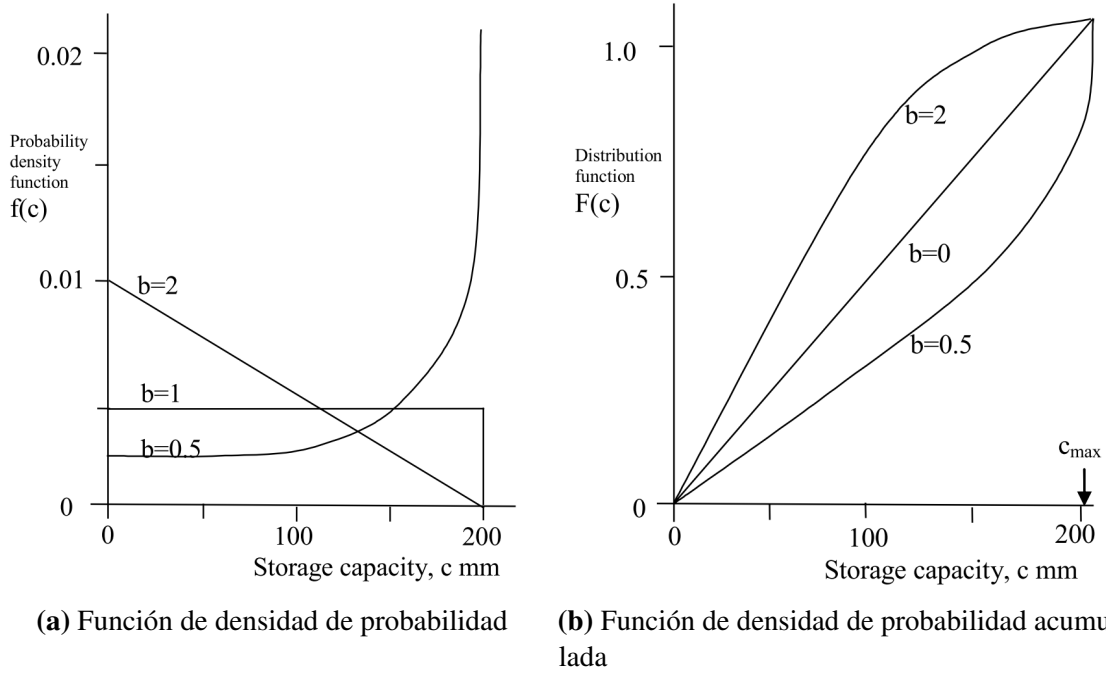


Figura 2.4: Representación de la función de distribución de Pareto para la capacidad de almacenamiento

Fuente: Moore (2007)

Las relaciones matemáticas de la capacidad de almacenamiento con distribución de Pareto pueden ser representadas mediante las Ecuaciones 2.22, 2.23, 2.24 y 2.25:

$$S_{max} = \frac{c_{max}}{b+1} \quad (2.22)$$

$$S(t) = S_{max} \left(1 - \left(1 - \frac{C^*(t)}{c_{max}} \right)^{b+1} \right) \quad (2.23)$$

$$C^*(t) = c_{max} \left(1 - \left(1 - \frac{S(t)}{S_{max}} \right)^{\frac{1}{b+1}} \right) \quad (2.24)$$

$$V(t + \Delta t) = \pi_i \Delta t - S_{max} \left(\left(1 - \frac{C^*(t)}{c_{max}} \right)^{b+1} - \left(1 - \frac{C^*(t + \Delta t)}{c_{max}} \right)^{b+1} \right) \quad (2.25)$$

2.1.2. ALMACENAMIENTO SUPERFICIAL Y SUBSUPERFICIAL

El modelo de almacenamiento probablemente distribuido divide la precipitación en escorrentía directa, recarga subterránea y humedad almacenada en el suelo. La escorrentía directa es transitada a través del almacenamiento superficial, es decir, se utiliza un sistema de respuesta rápida que representa el canal principal y demás caminos de flujo. La recarga subterránea

proviene del drenaje de agua del suelo y es transitada a través de un almacenamiento sub-superficial, es decir, un sistema de respuesta lenta representa el flujo de agua subterránea y otros caminos de flujo lento. Ambos sistemas de tránsito pueden ser definidos en el modelo de probabilidad distribuida mediante una variedad de tanques o almacenamiento no lineal o por un sistema de cascada de dos tanques lineales.

El modelo no lineal puede representarse mediante la ecuación de Horton - Izzard (Dooge, 1973), tal como se puede observar en la Ecuación 2.26:

$$\frac{dq}{dt} = a(u - q)q^b, \quad q > 0, \quad -\infty < b < 1 \quad (2.26)$$

Donde $q = q(t)$ corresponde a la tasa o caudal de salida y $u = u(t)$ es la de ingreso al sistema por unidad de área, a y b son parámetros. Ésta es derivada de la ecuación de continuidad para el almacenamiento, que se puede visualizar en la Ecuación 2.27:

$$\frac{dS}{dt} = u - q \quad (2.27)$$

Asimismo, la forma de almacenamiento no lineal de la ecuación de momentum, representada por la Ecuación 2.28:

$$q = kS^m, \quad k > 0, \quad m > 0 \quad (2.28)$$

Donde $S = S(t)$ es el volumen de agua mantenida en el almacenamiento por unidad de área, k es el coeficiente de almacenamiento y m su exponente. Cabe notar que $a = mk^{1/m}$ y $b = (m - 1)/m$.

Algunas soluciones de la ecuación de Horton - Izzard son provistas en el modelo HYMOD para una elección de forma de almacenamiento: lineal, cuadrática, cúbica, exponencial y no lineal. La forma lineal es considerada más apropiada para representar el almacenamiento de agua subterránea. En este caso $q = kS^3$ y una solución aproximada utilizando el método descrito por Smith (1977), permite obtener la Ecuación 2.29 para un intervalo de tiempo $(t, t + \Delta t)$:

$$S(t + \Delta t) = S(t) - \frac{1}{3kS^2(t)}(e^{-3kS^2(t)\Delta t} - 1)(u - kS^3(t)) \quad (2.29)$$

Por lo que el caudal podrá ser obtenido usando simplemente la relación no lineal representada mediante la Ecuación 2.30:

$$q(t + \Delta t) = kS^3(t + \Delta t) \quad (2.30)$$

Cuando es necesario representar el almacenamiento subterráneo, la variable u debe de ser la tasa de drenaje, d_i , del almacenamiento de la humedad del suelo, y el caudal de salida $q(t)$

corresponde a la componente del flujo base $q_b(t)$.

La representación comúnmente más usada de la componente de almacenamiento superficial corresponde a dos reservorios lineales en cascada, con tiempos constantes k_1 y k_2 , expresados como el modelo de transferencia (O'Connor, 1982), según se puede observar en la Ecuación 2.31:

$$q_t = -\delta_1 q_{t-1} - \delta_2 q_{t-2} + \omega_0 u_t + \omega_1 u_{t-1} \quad (2.31)$$

Siempre que se cumpla con la Ecuación 2.32:

$$\begin{aligned} \delta_1 &= -(\delta_1^* + \delta_2^*), & \delta_2 &= \delta_1^* \delta_2^*, & \delta_1^* &= e^{-\frac{\Delta t}{k_1}}, & \delta_2^* &= e^{-\frac{\Delta t}{k_2}} \\ \omega_0 &= \frac{k_1(\delta_1^* - 1) - k_2(\delta_2^* - 1)}{k_2 - k_1}, & & & & & & k_1 \neq k_2 \\ \omega_1 &= \frac{k_2(\delta_2^* - 1)\delta_1^* - k_1(\delta_1^* - 1)\delta_2^*}{k_2 - k_1}, & & & & & & k_1 \neq k_2 \\ \omega_0 &= 1 - (1 + \frac{\Delta t}{k_1})\delta_1^*, & & & & & & k_1 = k_2 \\ \omega_1 &= (\delta_1^* - 1 + \frac{\Delta t}{k_1})\delta_1^*, & & & & & & k_1 = k_2 \end{aligned} \quad (2.32)$$

Donde Δt es el intervalo de tiempo entre $t - 1$ y t . Asimismo, se asume que la variable u_t es constante sobre el intervalo de tiempo. En este caso el caudal de ingreso corresponde a la esorrentía directa, $V(t)$, generada de la aplicación del modelo de humedad almacenada en el suelo probablemente distribuida, y el caudal de salida q_t corresponde a la componente de flujo superficial de la esorrentía total de la cuenca, $q_s(t)$. Por tanto, el flujo total de la cuenca está dado por $q_s(t) + q_b(t)$, más el flujo constante, q_c , que representa cualquier retorno o abstracción.

2.2. CALIBRACIÓN DEL MODELO HIDROLÓGICO

Considerando un modelo f que simula la respuesta de un sistema del mundo real (modelamiento de precipitación-esorrentía) denotado por $\mathbf{Y} = \{y_1, \dots, y_n\}$ con longitud de tamaño n , con condición de contorno $\hat{\zeta}$ e iniciales $\hat{\phi}$, así como el vector de d parámetros del modelo denotado por $\theta = \{\theta_1, \dots, \theta_d\}$, por lo que el modelo puede ser representado por la Ecuación 2.33:

$$\mathbf{Y} = f(\theta, \hat{\zeta}, \hat{\phi}) \quad (2.33)$$

Las hipótesis del modelo son típicamente representadas por una función determinística o estocástica $f: \hat{\zeta}, \hat{\phi} \rightarrow \mathbf{Y}$ acotado por el vector de parámetros θ (Kavetski et al., 2006a,b). Cabe resaltar que en el análisis típico de series de tiempo la influencia de $\hat{\phi}$ sobre los resultados del modelo disminuye con el incremento de la distancia respecto de la fecha de inicio de la simulación. En esas circunstancias es común usar un periodo de calentamiento para reducir la sensibilidad a las condiciones iniciales del sistema. Para establecer si f provee una descripción precisa del sistema subyacente que se pretende representar, es una práctica estándar comparar la respuesta del modelo simulado con las medidas observadas del sistema, $\hat{\mathbf{Y}} = \{\hat{y}_1, \dots, \hat{y}_n\}$. La diferencia entre \mathbf{Y} y $\hat{\mathbf{Y}}$ define el vector de residuales, ver Ecuación 2.34:

$$\varepsilon_i(\theta | \hat{\mathbf{Y}}, \hat{\zeta}, \hat{\phi}) = y_i(\theta | \hat{\zeta}, \hat{\phi}) - \hat{y}_i \quad (2.34)$$

Donde $i = 1, \dots, n$. Cuanto más cerca a cero estén los residuos, el modelo representará mejor a los datos observados. Sin embargo, debido a errores en las condiciones de contorno y las condiciones iniciales, aquí $\hat{\zeta}$ y $\hat{\phi}$, fallas estructurales en el modelo, errores en la medición de las salidas $\hat{\mathbf{Y}}$ e incertidumbre asociada con la correcta elección de θ , los valores residuales no se encontrarán cercanos a cero como se quiere.

El enfoque común desarrollado históricamente es intentar forzar el vector de residuales a cero como sea posible a través del afinamiento de los valores de los parámetros, sin considerar el error de las condiciones iniciales o de contorno ni la incertidumbre estructural del modelo como potenciales fuentes de error. Una medida común es minimizar la suma de los residuales cuadrados (SSR), Ecuación 2.35, durante la estimación de los parámetros:

$$SSR(\theta | \hat{\mathbf{Y}}, \hat{\zeta}, \hat{\phi}) = \sum_{i=1}^n \varepsilon_i(\theta | \hat{\mathbf{Y}}, \hat{\zeta}, \hat{\phi})^2 \quad (2.35)$$

Esta es la formulación estándar de mínimos cuadrados (SSR). Varios métodos numéricos de optimización han sido desarrollados durante décadas pasadas para minimizar eficientemente esta medida para el espacio paramétrico d -dimensional (Duan et al., 1992). Desafortunadamente, tales algoritmos solo proveen una estimación de los mejores valores de θ . Podría también ser deseable estimar la función de densidad de probabilidad subyacente (PDF) de θ , $p(\theta | \hat{\mathbf{Y}}, \hat{\zeta}, \hat{\phi})$. Esta distribución ayudará a evaluar el contenido de la información de la data y ayudará a generar la distribución predictiva de \mathbf{Y} .

Un enfoque para estimar la incertidumbre de los parámetros, las variables de estado y los resultados de predicción del modelo es usando la estadística bayesiana acoplada con un método de muestreo Monte Carlo. El paradigma bayesiano provee una simple manera para combinar múltiples distribuciones de probabilidad usando el teorema de Bayes. En el contexto hidrológico, este método es adecuado de incluir sistemáticamente y cuantificar varias fuentes de error con una simple e integrada manera jerárquica (Kuczera and Parent, 1998).

Asumiendo que las medidas de error en la simulación son mutuamente independientes (no correlacionadas) y distribuidas de forma Gaussiana con variancia constante, σ_e^2 , la PDF posterior toma la forma de la Ecuación 2.36:

$$p\left(\theta|\hat{\mathbf{Y}}, \hat{\zeta}, \hat{\phi}\right) = c \times p(\theta) \prod_{i=1}^n \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_e^2}} \times \exp\left(-\frac{\left(y_i\left(\theta|\hat{\zeta}, \hat{\phi}\right) - \hat{y}_i\right)^2}{2\sigma_e^2}\right) \quad (2.36)$$

Donde c es un constante de normalización y $p(\theta)$ representa la distribución a priori de θ . Esta ecuación combina la probabilidad de la data (parte multiplicativa de la ecuación) con una distribución a priori usando el teorema de Bayes. Es conveniente maximizar el logaritmo de la función de probabilidad (o función log-probabilística) en vez de la función probabilística en sí misma por razones de simplicidad algebraica y estabilidad numérica. Los mismos valores de los parámetros que maximizan una también maximizarán la otra. La función log-probabilística, l , está representada por la Ecuación 2.37:

$$l\left(\theta|\hat{\mathbf{Y}}, \hat{\zeta}, \hat{\phi}\right) = -\frac{n}{2}\ln(2\pi) - \frac{n}{2}\ln(\sigma_e^2) - \frac{1}{2}(\sigma_e^{-2}) \times \sum_{i=1}^n \left(y_i\left(\theta|\hat{\zeta}, \hat{\phi}\right) - \hat{y}_i\right)^2 \quad (2.37)$$

2.3. MÉTODO MONTE CARLO VÍA CADENAS DE MARKOV UTILIZANDO EL ALGORITMO DREAM

Los valores más probables (ML) de los parámetros de alguna función objetivo¹ pueden ser estimados mediante la simulación Monte Carlo vía Cadenas de Markov (MCMC). En dicho algoritmo se corren diferentes trayectorias simultáneamente, también llamadas Cadenas de Markov, para realizar el muestreo de los parámetros, preferentemente, basado sobre sus pesos o rangos y su función de probabilidad. [Vrugt et al. \(2009\)](#) presentó un algoritmo original adaptativo MCMC que estima eficientemente la PDF posterior de parámetros en problemas de muestreo complejos y de alta dimensión. Este método denominado Differential Evolution Adaptive Metropolis (DREAM) corre múltiples cadenas simultáneamente para exploración global y afina automáticamente la escala y la orientación de la distribución propuesta durante la evolución de la distribución posterior. Este esquema es una adaptación del algoritmo de optimización global Shuffled Complex Evolution Metropolis (SCEM-UA) que tiene la ventaja de mantener un balance detallado y ergodicidad mientras muestra excelente eficiencia en distribuciones de tipo multimodal, altamente no lineal y complejas ([Vrugt et al., 2003, 2009](#)).

En DREAM N diferentes Cadenas de Markov corren simultáneamente en paralelo. Si el estado de una cadena individual es dado por un vector d -dimensional individual, denotado

¹En la presente investigación se hace referencia como la función objetivo a la función log-probabilística, l , del modelo hidrológico.

por $\theta = \{\theta_1, \dots, \theta_d\}$, luego en cada generación de las N cadenas se define una población Θ , que corresponde a una matriz $N \times d$, con cada cadena como una fila. Los saltos en cada cadena $i = \{1, \dots, N\}$ son generados en función de la diferencia de otros miembros escogidos aleatoriamente (cadenas) de Θ (sin reemplazo).

DREAM hace uso de la evolución diferencial con una regla de selección Metrópolis para decidir si el punto candidato podría reemplazar el original o no. El algoritmo DREAM sigue los siguientes pasos con un solo vector X representado los parámetros del modelo (Vrugt et al., 2008).

- 1 Tomar una muestra inicial θ con respecto al tamaño N . Normalmente $N = d$ o $2d$, usando una distribución a priori específica, con d denotada como el número de parámetros a ser estimados.
- 2 Determinar la densidad $p(\theta^i | \hat{\mathbf{Y}}, \hat{\phi})$ de cada punto θ , $i = 1, \dots, N$.

For $i \rightarrow 1, \dots, N$ DO (Evolucionar la cadena)

- 3 Generar un punto candidato ϑ^i en la cadena i .

$$\vartheta^i = \theta^i + \gamma(\delta) \sum_{j=1}^{\delta} \theta^{r(j)} - \gamma(\delta) \sum_{n=1}^{\delta} \theta^{r(n)} + e \quad (2.38)$$

Donde δ significa el número de pares usados para generar la propuesta, y $r(j), r(n) \in \{1, \dots, N-1; r(j) \neq r(n)\}$. El valor de γ depende del número de pares usados para generar la propuesta. Para el aprendizaje del camino aleatorio Metrópolis, una buena elección podría ser $\gamma = \frac{2.38}{\sqrt{2\delta d_{eff}}}$. Donde $d_{eff} = d$.

- 4 Cada elemento $j = 1, \dots, d$ de la propuesta ϑ^i es reemplazada con θ^i a través del uso de un esquema binomial con probabilidad cruzada CR .

$$\vartheta^i = \begin{cases} \theta_j^i \rightarrow \text{si } U \leq 1 - CR, d_{eff} = d_{eff} - 1 \\ \vartheta_j^i \rightarrow \text{de otra manera, } j = 1, \dots, d \end{cases} \quad (2.39)$$

Donde $U \in [0, 1]$ es una muestra de una distribución uniforme.

- 5 Calcular $p(\vartheta^i | \hat{\mathbf{Y}}, \hat{\phi})$ a fin de aceptar o rechazar un punto candidato, la probabilidad de aceptación Metrópolis, $\alpha(\theta^i, \vartheta^i)$, se calcula como sigue:

$$\alpha(\theta^i, \vartheta^i) = \begin{cases} \min \left(\frac{p(\vartheta^i | \hat{\mathbf{Y}}, \hat{\phi})}{p(\theta^i | \hat{\mathbf{Y}}, \hat{\phi})} \right) & \text{si } p(\theta^i | \hat{\mathbf{Y}}, \hat{\phi}) > 0 \\ 1 & \text{si } p(\theta^i | \hat{\mathbf{Y}}, \hat{\phi}) < 0 \end{cases} \quad (2.40)$$

6 En caso que el punto candidato sea aceptado, la cadena se mueve a su ubicación, que es, $\theta^i = \vartheta^i$, de otra manera la cadena se queda en la misma posición θ^i .

END FOR (Evolucionar la cadena)

7 Las cadenas *outlier* pueden disminuir el rendimiento del muestreador MCMC y por tanto necesita ser removido para promover la convergencia. Las referidas cadenas son removidas usando el rango estadístico intercuartil (IQR), $IQR = Q_3 - Q_1$, donde Q_1 y Q_3 son el cuartil inferior y superior de las N diferentes cadenas.

8 Para monitorear la convergencia de las cadenas, se calcula el estadístico de Gelman-Rubin, R_{stat} (Gelman and Rubin, 1992).

9 La decisión de continuar con el cálculo está en función del valor R_{stat} . Si $R_{stat} \leq 1.2$ el cálculo es finalizado, de otra manera se reestablece la evolución de la cadena.

2.4. SATÉLITES METEOROLÓGICOS

Con la finalidad de conocer la historia de los lanzamientos de los satélites meteorológicos de los que hoy se puede obtener estimaciones de las diferentes variables meteorológicas, se ha recopilado información de Saw (2005).

El 1 de Abril de 1960, TIROS-1 (por sus siglas en inglés: *Television and Infra-Red Observation Satellite*), el primer satélite meteorológico mundial, fue lanzado por los Estados Unidos de Norteamérica (Rao et al., 1990). Nueve satélites adicionales fueron lanzados en la serie TIROS; el último (TIROS 10), fue lanzado el 2 de julio de 1965.

En 1964, una extremadamente importante serie de satélites experimentales fue inicializado, la serie NIMBUS. NIMBUS 1 fue lanzado el 28 de agosto de 1964. Este fue el primer satélite sincronizado con el sol, lo cual significa que fue acondicionado para pasar sobre cualquier punto sobre la tierra en aproximadamente el mismo tiempo cada día y fue también el primer satélite meteorológico con tres ejes estabilizados. En total, siete satélites NIMBUS fueron lanzados; el último (NIMBUS 7) fue lanzado el 24 de octubre de 1978. Para 1966, los Estados Unidos de Norteamérica estuvieron listos de iniciar una serie operacional de satélites meteorológicos. La Administración de Servicio de Ciencias del Medio Ambiente (ESSA, por sus siglas en inglés: *Environmental Science Service Administration*, predecesor de NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*) comisionó nueve satélites, ESSA 1 al 9, los cuales fueron lanzados entre el 3 de febrero de 1966 al 26 de febrero de 1969. La segunda serie de los satélites meteorológicos operacionales comenzaron el 23 de enero de 1970 con el lanzamiento de TIROS M, también conocido como el Sistema Operacional TIROS mejorado (ITOS, por sus siglas en inglés: *Improved TIROS Operational System*). Los

satélites NOAA 1 al 5 completaron la serie. NOAA 5 fue lanzado el 29 de julio de 1976. La tercera generación de los satélites meteorológicos con órbita polar de los Estados Unidos de Norteamérica comenzaron el 13 de octubre de 1978 con el lanzamiento de la serie TIROS N (NOAA 6 al 14). La actual serie con órbita polar, NOAA KML, es la versión modificada de TIROS N y es llamada TIROS N Avanzada (ATN, por sus siglas en inglés: *Advanced TIROS N*) con adicionales instrumentos a bordo que no son necesariamente relacionados con la meteorología, sino a un sistema de búsqueda y rescate.

Las otras series de satélites meteorológicos con órbita polar corresponden al Programa Satelital de Defensa Meteorológica (DMSP, por sus siglas en inglés: *Defense Meteorological Satellite Program*), que son operados por el Departamento de Defensa de los Estados Unidos de Norteamérica, METOP operado por el la Organización Europea para la Explotación de Satélites Meteorológicos (EUMETSAT, por sus siglas en inglés: *European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites*), Feng Yun-1/3 (FY-1/3) operado por la República China y METEOR operado por Rusia.

La primera generación de satélites meteorológicos semioperacional geostacionario comenzó con el lanzamiento del Satélite Meteorológico Síncrono (SMS 1, por sus siglas en inglés: *Synchronous Meteorological Satellite 1*) el 17 de mayo de 1974, seguido del SMS 2 el 6 de febrero de 1975. El primer Satélite Medioambiental Operacional Geostacionario 1 (GOES 1, por su traducción del inglés: *Geostationary Operational Environmental Satellite 1*) fue lanzado el 16 de octubre de 1975. Desde el lanzamiento del SMS 2, los Estados Unidos de Norteamérica tienen generalmente mantenidos dos satélites geostacionarios en un órbita en la longitud 75° oeste y otro en 135° oeste.

El 9 de setiembre de 1980, se lanzó el GOES 4, primero en la segunda generación de los satélites GOES, fue lanzado seguido de GOES 5 al 7. GOES 8 fue lanzado el 13 de abril de 1994 ([Kidder and Haar, 1995](#)).

Otros satélites meteorológicos geostacionarios son Meteosat/MSG, estacionado en el primer meridiano y operado por EUMETSAT; GOMS/Electro, en la longitud 76° este, es operado por Rusia; INSAT, en la longitud 83° este, es operado por la India; FY 2/4, en la longitud 105° este, es operado por la China; y GMS/MTSAT, en la longitud 140° este, es operado por Japón. En estos días existen dos tipos de satélites meteorológicos en operación: satélites geostacionarios y de órbita polar. La Figura 2.5 muestra la localización de los satélites meteorológicos geostacionarios, de órbita polar y de investigación.

2.4.1. SATÉLITES OPERACIONALES GEOESTACIONARIOS

Los satélites geoestacionarios operacionales orbitan alrededor de la tierra a una altitud de aproximadamente 35800 kilómetros encima de la línea ecuatorial, tal como se muestra en la Figura 2.5. A esta altura, la velocidad angular de la astronave es igual a la de la tierra (cada uno viaja 360°, o una órbita completa, en 24 horas). Como resultado, cada satélite permanece en el mismo punto de la Tierra a lo largo de toda su órbita.

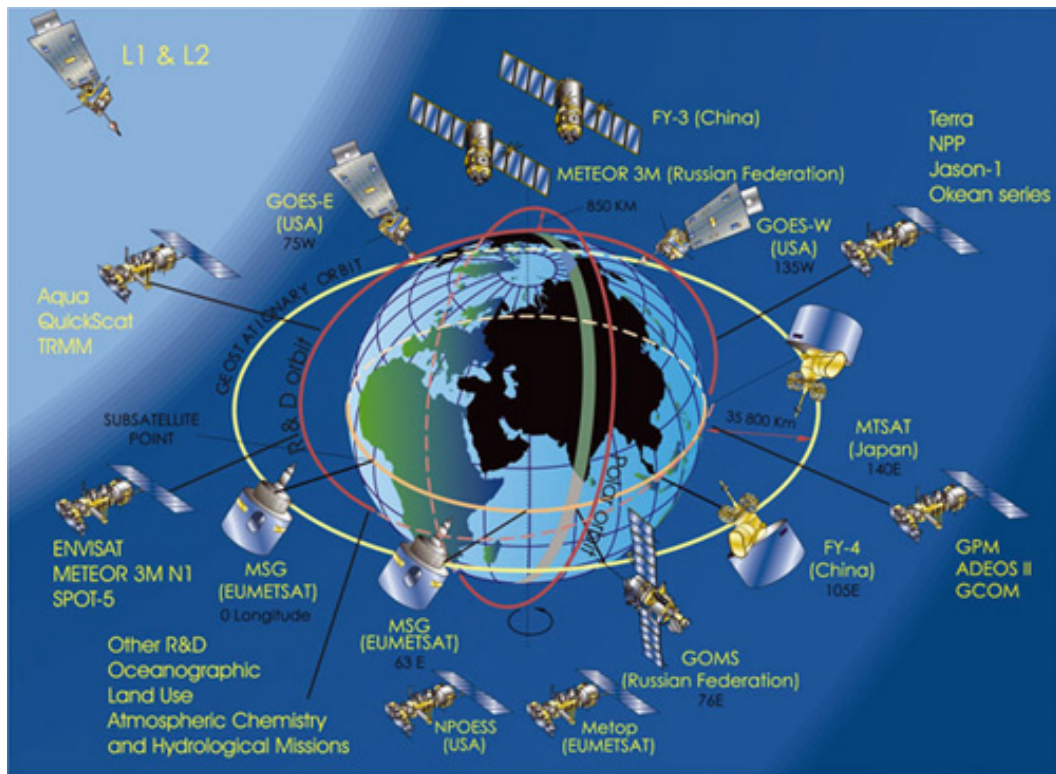


Figura 2.5: Red global de satélites geoestacionarios y de órbita polar

Fuente: <http://www.wmo.int/index-en.html>

La principal ventaja de los satélites geoestacionarios se encuentra en la alta resolución temporal de sus datos. Una imagen de toda la Tierra está disponible cada 30 minutos. En algunos satélites geoestacionarios, el modo de escaneo se puede alterar para observar una pequeña zona seleccionada incluso con más frecuencia.

La principal desventaja de muchos satélites geoestacionarios es su limitada resolución espacial, que es una consecuencia de su distancia de la Tierra. Se espera que el avance tecnológico pueda salvar esta limitante, sin embargo, no reducirán la distorsión de las imágenes en las latitudes altas, que es el resultado de ver la Tierra en un ángulo cada vez más oblicuo. Información de utilidad se limita a la franja o cinturón comprendido entre 60°N y 60°S (Zaras, 1998). La Figura 2.6 muestra la cobertura global de satélites meteorológicos geoestacionarios.

2.4.2. SATÉLITES OPERACIONALES DE ÓRBITA POLAR

Los satélites de órbita polar viajan de de Polo a Polo a una altura de alrededor 860 kilómetros, tal como se puede observar en la Figura 2.5. Satélites de órbita polar recorren alrededor de la Tierra en una trayectoria sincrónica al Sol: el plano de la órbita de un satélite de este tipo permanece estacionario con respecto al Sol. A medida que el satélite se mueve a través de su órbita, la Tierra gira debajo de él. El resultado es que el satélite escanea una tira diferente de la Tierra durante cada órbita (franja).

Global Geostationary Satellite Coverage

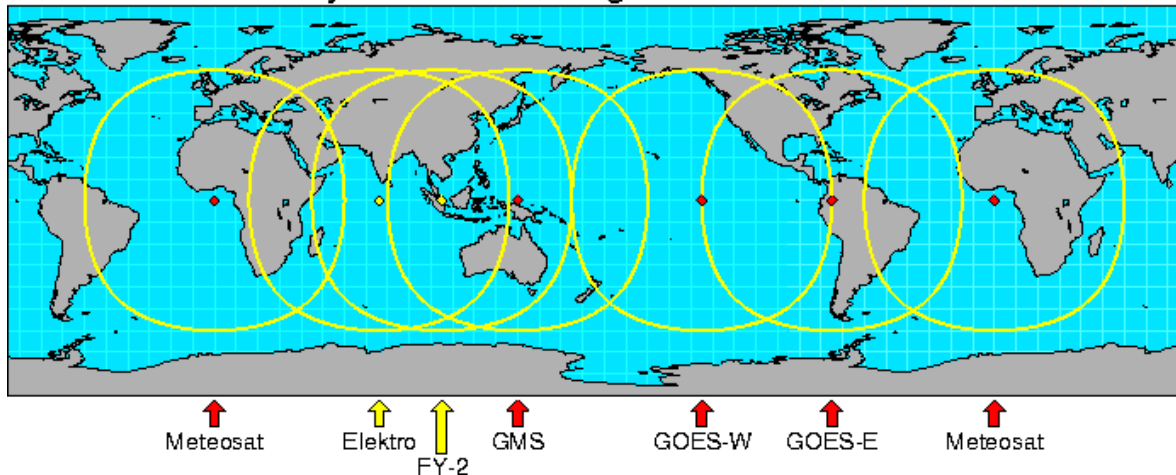


Figura 2.6: Cobertura global de los satélites geoestacionarios

Fuente: <http://www.hss-1.us/fcst-cent/casestudies/weather-background/wx-sat.htm>

Desde un punto fijo en la Tierra, un satélite de órbita polar siempre cruzará el Ecuador aproximadamente a la misma hora local con respecto al Sol. Cada órbita tiene un periodo de aproximadamente 102 minutos. Las franjas tienen por lo general alrededor de 2600 kilómetros de ancho y, completando 14 órbitas por día, un satélite puede proporcionar una cobertura completa del globo dos veces cada 24 horas (Conway, 1997). La Figura 2.7 muestra la cobertura de los satélites meteorológicos en órbita polar.

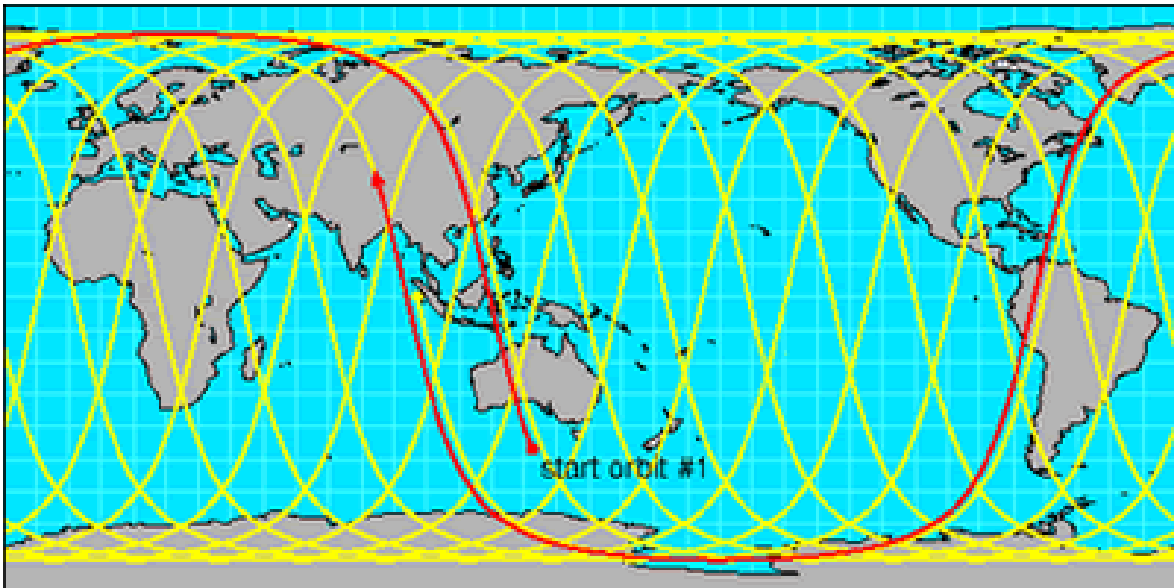


Figura 2.7: Esquema de todas las órbitas sobre un periodo de 24 horas

Fuente: <http://www.hss-1.us/fcst-cent/casestudies/weather-background/wx-sat.htm>

Algunas de las ventajas de los satélites de órbita polar son que proporcionan mayor resolución de las imágenes, es decir, se pueden obtener imágenes detalladas en las regiones polares. Algunas de las desventajas de los satélites de órbita polar corresponden a que no se pueden obtener animaciones de elementos en movimiento (movimiento de las nubes) y pueden tener algunas áreas perdidas cerca de las regiones ecuatoriales.

2.5. TÉCNICAS DE ESTIMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

La mayor parte de los productos de precipitación estimada por satélite utilizan técnicas específicas para satélites en órbita polar y geoestacionaria. La precisión es el resultado de las ventajas combinadas de ambas técnicas. Éstas utilizan diferentes frecuencias en el espectro electromagnético y son la base de los algoritmos que se utilizan para derivar los productos de precipitación. Existen varios algoritmos diferentes para cada técnica. Cada producto satelital usa un conjunto de algoritmos para convertir las referidas frecuencias en series de precipitación. A continuación se presenta las técnicas utilizadas en la estimación de los productos satelitales en la presente investigación, que han sido recopiladas de [Hessels \(2015\)](#).

2.5.1. TÉCNICAS PARA SATÉLITES GEOESTACIONARIOS

La ventaja de este tipo de satélite es la cobertura espacial y temporal del conjunto de datos. La desventaja es la precisión de la técnica debido a la gran distancia entre el satélite y la superficie de la Tierra, esto tiene un efecto sobre las frecuencias que se pueden utilizar (solamente el espectro visible - VIS, infrarrojo cercano - NIR o el infrarrojo - TIR). Por lo tanto, sólo las

frecuencias más bajas se pueden detectar debido a que la distancia de desplazamiento de esas frecuencias es mayor. La relación entre la precipitación y estas frecuencias es menos precisa. Además, la cobertura de las regiones polares no es óptima debido a la ubicación de los satélites, los cuales están por encima del Ecuador (Kidd et al., 2009).

TÉCNICAS DE MICROONDAS PASIVAS

Son técnicas que no envían señales, por el contrario sólo las detectan en una frecuencia determinada. Estas señales se emiten desde la superficie de la Tierra o son reflejada desde la misma. La ventaja es que se necesita menos energía para obtener una medición, esto es especialmente ideal en el espacio en el que una pequeña cantidad de energía puede ser generada o almacenada.

– Técnica para el espectro visible

La forma más directa para observar las nubes es con el uso de la parte visible (VIS) del espectro electromagnético (frecuencias entre 430 y 790 THz). Esto se traduce en imágenes que muestran lo que también podría ser observado con nuestros propios ojos. Las nubes son relativamente brillantes en contraste con la superficie de la Tierra. El brillo también depende del espesor de las nubes. De las imágenes VIS, es difícil obtener la intensidad de la lluvia, pero pueden proporcionar información útil sobre el tipo de nubes. Estas imágenes sólo son útiles durante el día, cuando hay suficiente luz solar.

– Técnica para infrarrojo cercano

Los canales de infrarrojo cercano (frecuencias entre 400 y 100 THz) también son muy útiles, ya que pueden proporcionar información sobre las propiedades de las partículas de las nubes superiores. Los datos obtenidos contienen información sobre el tamaño de las partículas del tope de la nube y si las partículas son líquidos o hielo. Estos canales se limitan a ser utilizados únicamente durante el día, ya que necesitan la radiación solar (Kidd et al., 2009).

– Técnica para infrarrojo

La técnica para infrarrojos (frecuencias entre 100 y 10 THz) utiliza un sensor que detecta las frecuencias infrarrojas que se emiten por el calor del vapor dentro del tope de la nube. A partir de las cuales se puede obtener la temperatura de la parte superior de la nube. La estimación de la precipitación se basa en el principio simple de que el tope de la nube fría contiene más agua precipitable que resulta en una mayor intensidad de lluvia. Estas imágenes son muy útiles en combinación con el VIS y cerca de las imágenes IR para obtener la precipitación. Las imágenes de infrarrojos están disponibles durante el día y la noche (Kidd et al., 2009). La desventaja es que relación entre la radiación IR medido y la precipitación en superficie tiene una correlación relativamente

débil y sólo detecta los eventos de lluvia convectiva profundas (Huffman et al., 1997). La llovizna es difícil de detectar cuando solamente se mide la temperatura del tope de la nube, porque no hay un umbral de temperatura entre la distinción de la ocurrencia de lluvia.

2.5.2. TÉCNICAS PARA SATÉLITES DE ÓRBITA POLAR

La estimación de la precipitación utilizando satélites de órbita Polar puede aumentar la exactitud en gran medida. La única desventaja es la cobertura espacial de los satélites. Toda la Tierra no puede ser cubierta por los éstos, resultando en lagunas o información faltante dentro de los datos que deben ser llenados con otros conjuntos de datos o técnicas de extrapolación.

MICROONDAS PASIVAS

Los sensores pasivos de microondas también están situados en satélites en órbita baja. Mediante la detección de diferentes frecuencias, la estimación de la precipitación se puede llevar a cabo con el uso de un algoritmo de recuperación. Las técnicas de dispersión y emisión son las más importantes para recuperar la precipitación de los sensores pasivos de microondas.

– Técnica para el espectro visible

En diferentes productos, diversos algoritmos son utilizados para convertir las frecuencias medidas en precipitación estimada. Estos algoritmos se describen en diferentes artículos científicos, pero la técnica básica de dispersión sigue siendo la misma. Éstas utilizan la dispersión de partículas de hielo en la parte superior nube de lluvia. Grandes cantidades de partículas de hielo se asocian con mayores intensidades de precipitación. Con el fin de obtener la información de dispersión, deben ser medidas frecuencias de 50 GHz o superiores (Liu and Curry, 1992). Esta técnica se puede utilizar por encima de la Tierra y los Océanos. Sin embargo, se debe tener cuidado para eliminar los errores debido a las características de dispersión de cuerpos extraños. Esos errores se encuentran principalmente en los desiertos o superficies cubiertas de nieve.

– Técnica para infrarrojo cercano

Utilizan la emisión de las nubes de lluvia. Es más precisa que la de dispersión debido a que está más directamente relacionada con la precipitación, ya que la radiación térmica que se emite desde hidrometeoros líquidos se detecta directamente (Joyce et al., 2010). Mayor cantidad de emisiones están relacionadas a altas tasas de intensidad de lluvia. La radiación emitida de las nubes de lluvia es mayor que la radiación emitida por el fondo del Océano y la atmósfera libre de nubes (Liu and Curry, 1992). Por encima de la Tierra, esta técnica no es aplicable debido a la gran variación de la radiación emitida. Las frecuencias de 50 GHz o más bajas se utilizan en el algoritmo para estimar la precipitación.

MICROONDAS ACTIVAS

El satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) en órbita baja tiene también un sensor activo de microondas que puede detectar las precipitaciones, el cual envía una señal electromagnética hacia la Tierra y mide la señal reflejada desde la misma. Estas señales tienen una reflectividad más fuerte y por lo tanto son más precisas. La desventaja es el consumo de energía de los sensores, se necesita mucha más energía para enviar esas señales y medir la reflejada. En órbita baja se tiene también un sensor activo de microondas que puede detectar la precipitación.

– Radar de precipitación

Las mediciones de radar se realizan en su mayoría desde la superficie del suelo y dan una información muy precisa acerca de un evento de lluvia. Actualmente, los satélites TRMM y Global Precipitation Measurement (GPM) tienen los radares de precipitación solamente en el espacio.

El radar de precipitación tiene la capacidad de reproducir la estructura tridimensional de la tormenta. El mapa 3D es un resultado de conocer el tiempo entre el envío de la señal y la medición de la reflejada. Esto proporciona información de la intensidad y distribución de la lluvia, su tipo, y sobre la capa de hielo. La resolución es de 5 kilómetros y el radar tiene un ancho de aproximadamente 215 kilómetros. Este ancho es relativamente pequeño y hace que sea imposible escanear toda la Tierra con frecuencia. Por lo que, sólo una pequeña fracción del mundo está disponible a nivel diario. Para cubrir toda la Tierra, se requieren de otras técnicas, como los sensores pasivos de microondas, que tienen un ancho aproximado de 700 kilómetros o más. Pero esos sensores miden sólo un valor, a diferencia de las medidas de radar de precipitación a diferentes alturas (tres dimensiones).

Entonces, la precipitación medida mediante radar puede proporcionar mucha más información sobre el perfil de la precipitación dentro de la tormenta y esto hace que el radar sea más preciso y valioso para realizar la estimación de la precipitación. Las mediciones de radar se realizan en una frecuencia de 13.8 GHz. Ésta es emitida por el satélite y la señal reflejada se mide por el mismo. La reflectividad es causada por las partículas de agua dentro de las nubes, las gotas de lluvia en el aire o en la superficie de la Tierra. La señal reflejada y el tiempo entre la emisión y la medición proporciona información sobre la intensidad de la lluvia a diferentes alturas sobre el suelo. El radar de precipitación puede medir por encima de la Tierra y el mar y tiene una sensibilidad de 0.7 mm/hora.

2.6. CONSIDERACIONES FÍSICAS DE LA PRECIPITACIÓN

Con la finalidad de conocer las condiciones físicas de la formación de las nubes y la precipitación, se ha recopilado información de [Haverkamp \(2013\)](#).

2.6.1. FORMACIÓN DE NUBES

Para que ocurra el proceso de formación de la precipitación, es necesario contar con nubes con suficiente contenido de humedad ([Haverkamp, 2013](#)). La humedad del aire cuya temperatura se encuentre bajo su punto de rocío T_d causará que parte del vapor de agua existente se condense, por lo que la formación de nubes dependerá de la humedad disponible en el aire. Adicionalmente, es necesario contar con Núcleos de Condensación de Nubes (NCN). Si se tiene una baja densidad o no se tienen NCN, no se podrá dar lugar a la condensación. Para nucleaciones homogéneas (condensación en ausencia de NCN), se requiere de una saturación sobre el 200 por ciento ([Bierkens et al., 2008](#)). Debido a lo anterior, la nucleación homogénea juega un rol muy importante en la formación de nubes.

A fin de que la temperatura del punto de rocío sea alcanzada, la humedad del aire tiene que ser enfriada ([Haverkamp, 2013](#)). El enfriamiento mayormente es causado debido al ascenso de las masas de aire, que puede ser el resultado de tres procesos. El primero, está relacionado a las masas de aire que ganan energía y se calientan, por ejemplo debido a la temperatura de la superficie de la Tierra con las que están en contacto, permitiendo así que su densidad sea menor que las masas de aire que se encuentran por encima, por lo que el aire caliente comenzará a ascender. Mientras que el aire ascendente es más caliente que su entorno, éste seguirá ascendiendo (formación potencial de nubes convectivas). Otra manera de forzar que el aire se eleve es debido a, por ejemplo, la presencia de una montaña (formación potencial de nubes orográficas) o cuando el aire ligeramente más frío y más denso fuerza que el aire más cálido y menos denso se eleve sobre la primera (formación potencial de nubes estratiformes). La última forma es cuando el aire pasa por encima de una superficie relativamente rugosa y se el flujo vuelve turbulento ([Summer, 1988](#)). Esto causa turbulencia en la parte más baja de la atmósfera y, de esta manera, se puede dar lugar a un intercambio entre el aire frío y caliente. Los tres procesos son una forma de convección que se define como el movimiento físico de las moléculas en estado líquido o gas, en este caso en la dirección vertical.

Para que una nube sea estable y no se evapore directamente después de su formación, las gotas de agua deberían haber alcanzado un tamaño crítico ([Haverkamp, 2013](#)). De acuerdo con la fórmula de Thomson, se requiere una sobresaturación más grande para gotas más pequeñas con el fin de permanecer estables. El material disuelto en una gota de agua puede disminuir la presión de vapor de saturación con respecto a la presión de vapor de saturación de una gota de

agua pura. De acuerdo con la fórmula de Raoult, esta reducción es más fuerte para las gotas más pequeñas que para las grandes. Combinando la fórmula de Thomson y la ley de Raoult se obtiene un tamaño crítico a partir del cual se mantendrá la gota de agua en la nube de forma estable. Este tamaño crítico viene dado por la curva de Kohler (Figura 2.8) cuyo pico indica el tamaño crítico.

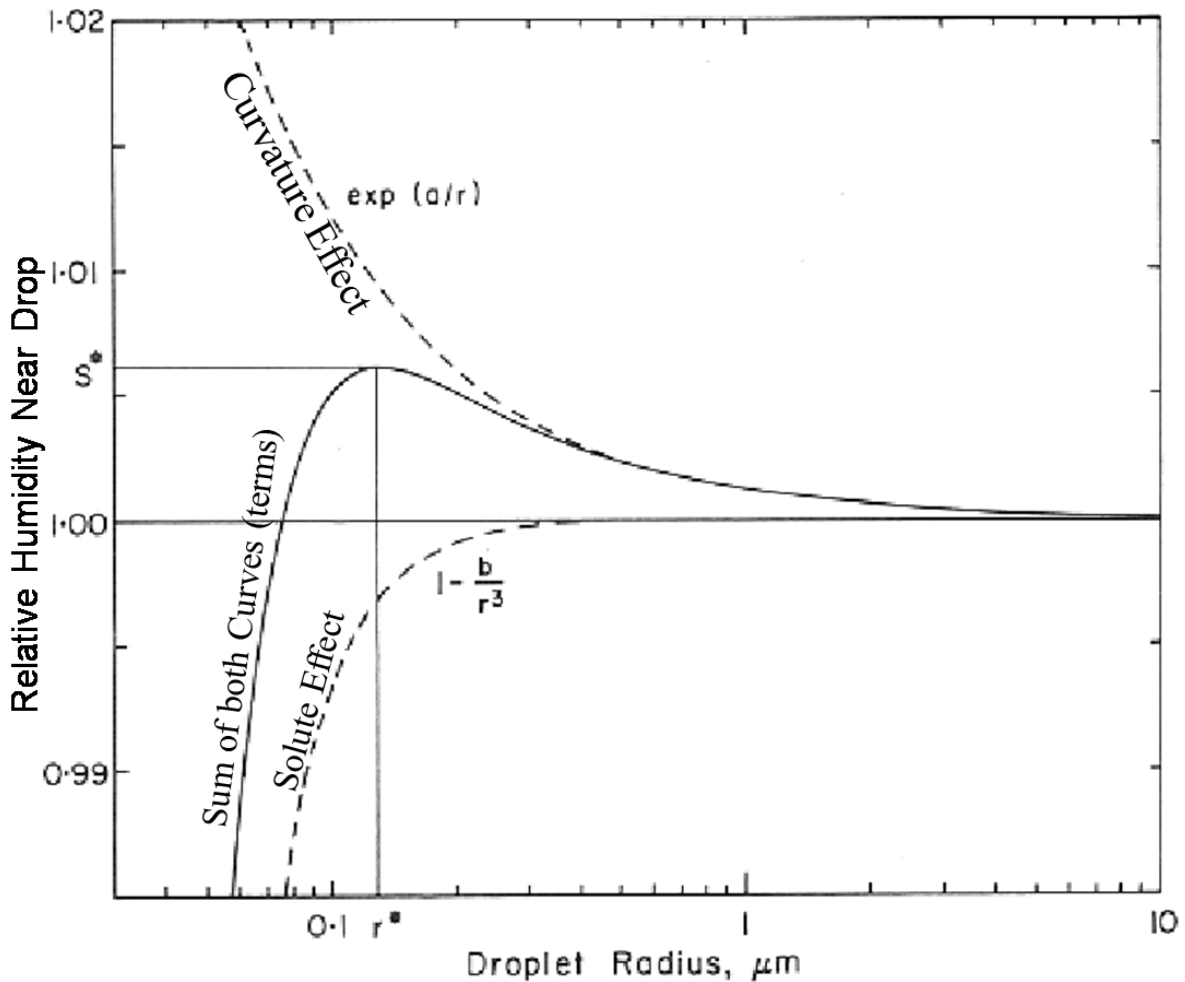


Figura 2.8: Representación de la curva de Kohler que muestra el radio de la gota de agua en el eje horizontal en micras y la humedad relativa en el eje vertical

Fuente: <http://kkd.ou.edu/>

2.6.2. NUBES CONVECTIVAS

Suponiendo que el aire no intercambia calor con su entorno, éste ascenderá adiabáticamente y continuará ascendiendo hasta que su temperatura sea igual o inferior a la de su entorno. En otras palabras, el aire seguirá ascendiendo mientras que disponga de una flotabilidad positiva. Debido a que el ascenso es adiabático, se considera el aire también como una parcela con el fin de separarlo del medio que lo rodea. La flotabilidad depende de la temperatura interna

de la parcela de aire y su temperatura circundante está dada por la Ecuación 2.41 (Summer, 1988):

$$B = \frac{(T_a - T_0)g}{T_0} \quad (2.41)$$

Donde B corresponde a la flotabilidad (ms^{-2}), T_a la temperatura interna en la parcela de aire (K), T_0 la temperatura externa (K) y g la aceleración debida a la gravedad (ms^{-2}).

Como la presión disminuye al aumentar la altura, la presión de la parcela de aire también disminuye, dando lugar a su expansión. Teniendo en cuenta que la energía no puede crearse ni destruirse, de acuerdo con su ley de conservación, ésta sólo puede convertirse en otra forma. Debido a que la parcela de aire se eleva adiabáticamente, se supone que no ocurre intercambio (que es una forma de energía) con su entorno. Por lo tanto, la energía necesaria para el trabajo realizado por la expansión del aire, deberá provenir de la energía interna de la parcela de aire. Como resultado, la energía interna disminuirá y el aire se enfriará. Este proceso se denomina expansión adiabática.

Mientras que la parcela de aire permanezca no saturada, la temperatura disminuirá siguiendo el gradiente adiabático seco, $-9.8 \text{ } ^\circ CKm^{-1}$. Cuando el aire alcance el nivel de condensación –altura a la que se encuentre la temperatura de punto de rocío y el vapor de agua en el aire comience a condensarse–, comenzarán a formarse las nubes. Por encima de este nivel, la mayor disminución de la temperatura se ve afectada por la liberación de calor latente por condensación y se sigue el gradiente adiabático saturado. La temperatura de la parcela de aire inicialmente determina la cantidad de vapor de agua que puede contener y, por lo tanto, la cantidad de condensación y de calor latente. Debido a esto, el gradiente adiabático saturado no es un valor fijo, puede variar desde $-4,0 \text{ } ^\circ CKm^{-1}$ para temperaturas superiores a magnitudes por encima del gradiente adiabático seco para las bajas temperaturas (Summer, 1988).

El movimiento vertical del aire como resultado de los tres posibles procesos mencionados anteriormente, es la forma dominante de transporte de energía en la atmósfera. Como el aire es un mal conductor, sólo en pocos milímetros puede ser calentado o enfriado directamente por la superficie de la Tierra. Por encima de esta pequeña capa, la convección domina el transporte de energía.

La altura máxima del tope de la nube que se puede alcanzar depende de la distribución vertical de la temperatura de su entorno. La parcela de aire seguirá ascendiendo mientras persista la flotabilidad positiva. Una vez que la temperatura interna de la parcela de aire se iguale a la temperatura de su entorno, la flotabilidad se convertirá en nula y se alcanzará el llamado límite de convección, que define la altura del tope de la nube. Sin embargo, la energía

cinética adquirida por el aire ascendente puede permitir que el aire suba incluso por encima de este punto, pero el vapor de agua no se podrá condensar.

Las nubes convectivas se forman en una atmósfera inestable donde el aire es perturbado de su posición original, para –por ejemplo– continuar ascendiendo en lugar de volver a su posición original. En una atmósfera estable, el aire que es forzado a ascender volverá a su posición original en lugar de continuar ascendiendo.

2.6.3. NUBES ESTRATIFORMES

A diferencia de las nubes convectivas, las estratiformes se pueden formar en un ambiente estable y están formadas por un mecanismo en donde el aire frío fuerza el caliente a moverse sobre éste. Esto sucede en los llamados frentes. Los frentes fríos (masas de aire frío que se mueven bajo masas de aire caliente) tienen una pronunciada, también llamada 'superficie frontal' y, por lo tanto, involucran fuertes precipitaciones que en los frentes cálidos (masas de aire cálido que se mueven sobre masas de aire frío). Una superficie frontal rara vez tiene una inclinación de más de dos por ciento (Summer, 1988), por lo que el aire caliente se mueve lentamente hacia arriba y la precipitación de las nubes estratiformes puede tener lugar durante largos períodos de tiempo con una baja intensidad.

Los frentes se forman cuando el aire caliente y frío convergen y el aire caliente es forzado a subir. Para ello, se supone que la atmósfera es baroclínicas (los cambios de densidad ocurren debido a los cambios de presión o temperatura). Una atmósfera estáticamente estable está en general en balance termal. Este equilibrio se ve perturbado por la convergencia de las masas de aire frío y caliente, lo que provoca el movimiento vertical del aire en la forma de circulación ageostrófica que tendrá lugar a fin de reajustar el equilibrio de térmico. El esfuerzo cortante horizontal y/o confluencia de viento geostrófico es un efecto que perturba el equilibrio térmico (Holton and Hakim, 2012).

El llamado Q-vector puede dar un indicativo la convergencia de las masas de aire frío y caliente y está representado por la Ecuación 2.42:

$$\vec{Q} = \left(- \left[- \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} \right], - \left[\frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} \right] \right) \quad (2.42)$$

Donde las componentes del viento geostrófico (ms^{-1}) están representados por v_g y u_g ; y la temperatura (K) por T . Al considerar, por ejemplo, un gradiente de temperatura meridional, el primer término del segundo componente muestra el efecto de la deformación horizontal por cizallamiento o corte. El segundo término del segundo componente muestra el efecto de la deformación de alargamiento horizontal. Cuando se muestra la magnitud y dirección de Q en un mapa del tiempo, el efecto sobre los frentes puede ser identificado. Cuando Q converge,

un frente se intensifica y el aire asciende (Figura 2.9). Si Q diverge, el frente se debilita y el aire desciende.

2.6.4. NUBES OROGRÁFICAS

Es evidente que cuando una masa de aire está fluyendo sobre la tierra a través de una capa irregular inferior sólida, la velocidad vertical del fluido en la interfaz será hacia arriba o hacia abajo, dependiendo de la dirección horizontal del flujo de fluido con relación a la pendiente de la topografía de fondo. Debido a que el fluido es un medio continuo, el movimiento vertical en la parte inferior se percibirá a través de cierta profundidad que se extiende por encima del límite inferior. Las nubes se pueden formar si el aire sobre el terreno es suficientemente húmedo. Además, puesto que existen fuerzas de resistencia al flujo, el movimiento vertical producido por el límite inferior puede generar ondas. Por lo tanto, el movimiento vertical producido por el flujo sobre terreno puede incluir regiones alternas de movimiento ascendente y descendente, que puede extenderse en cualquier dirección. Las nubes se pueden formar en las áreas del movimiento de las ondas (Houze Jr, 2014).

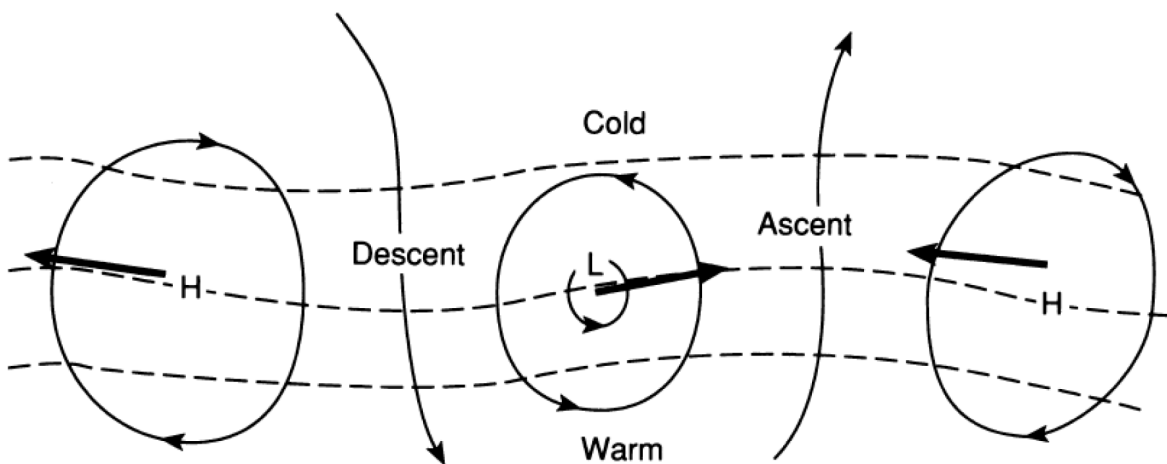


Figura 2.9: Representación de los Q -vectores, indicados por las flechas negras, para un patrón idealizado de isobares (líneas sólidas) e isotermas (líneas punteadas) para dos anticiclones y un ciclón
Fuente: [Holton and Hakim \(2012\)](#)

Según [Houze Jr \(2014\)](#), una simple condición de contorno se aplica en el flujo de las masas de aire sobre la topografía del terreno. Debido a que la superficie de la Tierra es fija, el componente de movimiento de aire normal a la superficie debe desaparecer en el suelo. El componente vertical del viento en la superficie w_0 estará representado por la Ecuación 2.43:

$$w_0 = (\mathbf{v}_H)_0 \cdot \nabla \hat{h} \quad (2.43)$$

Donde $(\mathbf{v}_H)_0$ es la componente horizontal de la velocidad del viento en la superficie y \hat{h} es la altura del terreno. De ello se deduce que donde una capa superficial de aire fluya horizontalmente hacia el terreno, la nube se formará cerca de la superficie. El aire puede ser

dirigido por la pendiente debido a una serie de razones que van desde los efectos puramente locales sobre una pequeña colina al flujo generalizado de escala sinóptica sobre un terreno de pendiente suave. Las nubes que se forman en el flujo de pendiente ascendente son a menudo en forma de niebla o estratos confinado a niveles bajos. Sin embargo, pueden ser lo suficientemente profundas para producir llovizna u otras precipitaciones ligeras (Houze Jr, 2014).

2.6.5. FORMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

Las gotas de agua en una nube se pueden fácilmente mantener suspendidas por corrientes de aire, así como evaporarse en el aire no saturado por debajo de la nube antes de llegar al suelo. Debido a esto, las gotas de lluvia deben de ser lo suficientemente grandes con el fin de superar las corrientes ascendentes y la evaporación debajo de la nube (Haverkamp, 2013).

Las nubes contienen una amplia gama de tamaños de gota que van de 5 a 30 micras de diámetro. Los más grandes y escasas son los más propensos a superar las corrientes de aire y la absorción, así como acelerar más rápidamente a altas velocidades terminales de los pequeños. Estas diferencias en las velocidades aumentan las probabilidades de colisión entre gotas de diferentes tamaños. Las colisiones se pueden dividir en tres tipos que podrían influir en el tipo de precipitación resultante: coalescencia (colisiones de líquido con el líquido, produciendo la lluvia o llovizna), agregación (sólido con sólido, produciendo nieve) y de acrecer (líquido en sólido, produciendo hielo o granizo). Observando los tipos de colisiones, se puede definir dos tipos de nubes. La primera de ellas corresponde a nubes que presentan temperaturas superiores a 0°C y sólo contienen gotas de agua. La segunda corresponde a nubes frías con temperaturas inferiores a 0°C y que consiste en hielo o gotas de agua enfriadas con temperaturas de hasta -40°C .

Aunque las colisiones son importantes para el crecimiento de las gotas de lluvia, el proceso de Bergeron-Findeisen es considerado como el más importante en la formación de la precipitación. Para explicar el referido proceso se considera una gota de agua enfriada y una partícula de hielo como se ve en la Figura 2.10. Como se aplican diferentes presiones de vapor de saturación para el agua y el hielo, el supuesto que se puede hacer es que el aire de la nube está en estado no saturado con respecto al agua y saturado con respecto al hielo. Debido a esto, la gota de agua se evaporará hasta que se encuentre en equilibrio con su entorno y el medio ambiente, y a su vez llegará a estar en estado de sobresaturación con respecto al hielo. El vapor de agua se condensará sobre la partícula de hielo hasta que el aire se sature de nuevo con respecto al hielo. La caída de agua en las nubes ahora está fuera de equilibrio con el entorno. El proceso continúa hasta que la gota de agua se evapore totalmente. Aunque el proceso es posible entre -40 y 0°C , es probable que sea más eficaz en un intervalo de temperatura de -30 a -10°C donde la cantidad más alta de las dos partículas de hielo y de agua están presentes. La

mayoría de las nubes convectivas con una extensión vertical suficientemente grande tendrán partes en este rango efectivo. En los casos en los que existen varias capas estratiformes, al igual que en los sistemas frontales, las capas superiores frías constituirán la base de partículas de hielo en las capas más bajas que a su vez van a usar el hielo para formar grandes gotas de agua. Una gota de agua se denominada gota de lluvia cuando tiene un diámetro mayor que 0.5 mm (Summer, 1988).

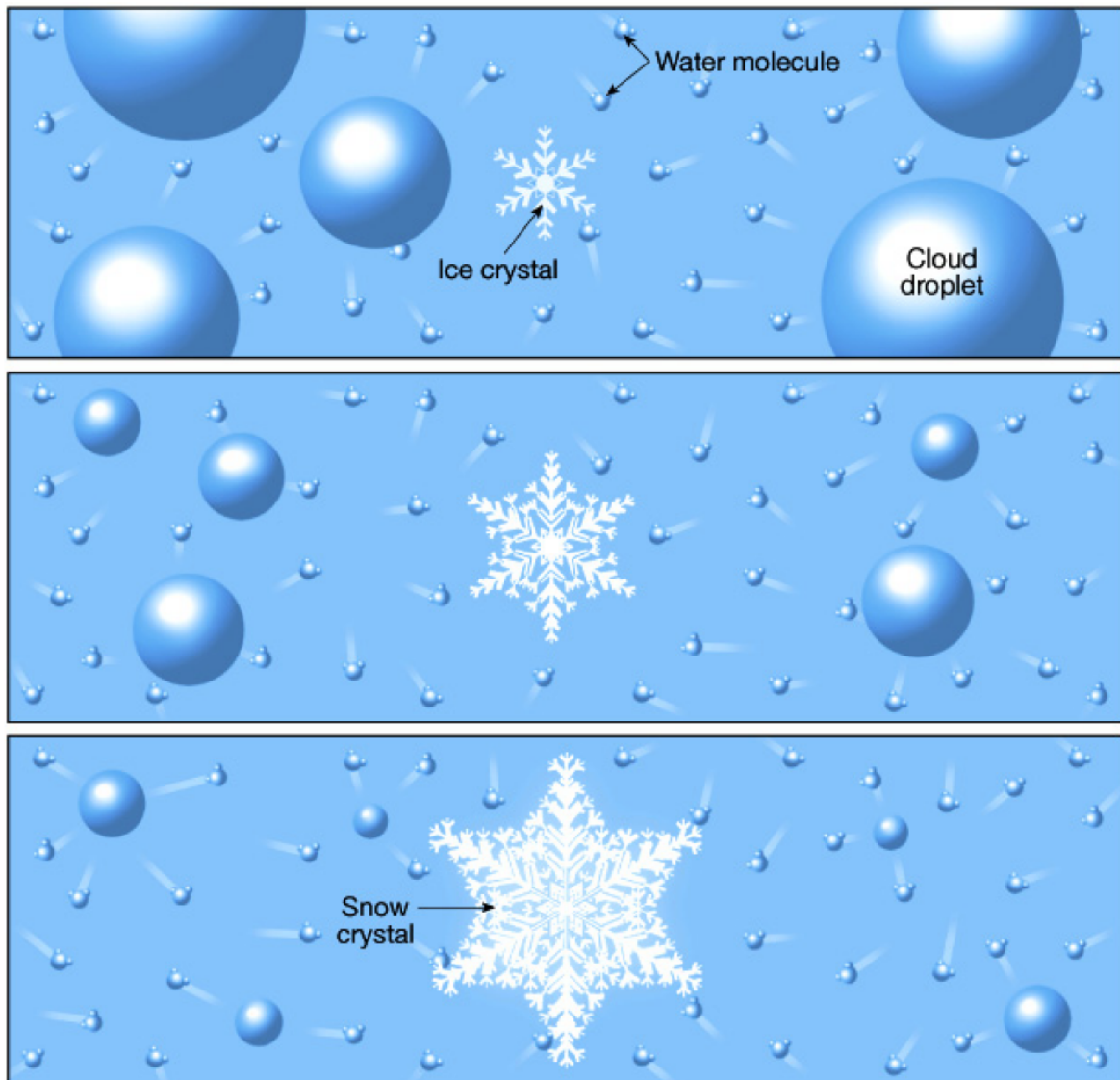


Figura 2.10: Representación del proceso Bergeron-Findeisen

Fuente: <http://www.kennislink.nl/>

2.7. MÉTRICAS ESTADÍSTICAS

Se ha empleado diversas medidas y/o pruebas para evaluar la naturaleza estadística de las variables y la relación entre ellas (precipitación observada y productos estimados por satélite, caudales simulados y observados). Debido a que estas estadísticas fueron usadas en la investigación, se hizo necesario examinarlas previamente.

– Hipótesis y significancia estadística

La prueba de hipótesis estadística es un proceso formal que utiliza la información de una muestra para decidir si se rechaza o no la hipótesis nula, H_0 . La evidencia es juzgada en el contexto de un modelo estadístico de tal manera que el riesgo de rechazar falsamente H_0 es conocida. Una segunda proposición, la hipótesis alternativa H_a , describe el rango de posibilidades que pueden ser verdad cuando H_0 es falso. La hipótesis alternativa afecta la decisión alterando la forma en que se juzga la muestra (Storch and Zwiers, 1999).

Un proceso de prueba de hipótesis puede tener solo dos resultados: H_0 se acepta o se rechaza. Lo anterior no implica la aceptación de H_a , más bien implica que se tiene evidencia bastante fuerte de que H_0 es falsa. Si se acepta H_0 , entonces se tiene evidencia que la muestra no es inconsistente con H_0 .

Para realizar una prueba estadística es necesario dos requisitos, la muestra de datos a ser examinada (un conjunto de observaciones) y una regla que determina si debe rechazar la hipótesis nula o no. En esta regla se rechaza H_0 si:

$$S(\vec{x}) > k_{\beta} \quad (2.44)$$

Donde:

- \vec{x} es la muestra de observaciones.
- S es una función predeterminada que mide la evidencia contra H_0 .
- k_{β} es un valor de umbral para S más allá del cual estamos dispuestos a correr el riesgo de rechazar la decisión.

La regla se define en tres secuencias. La primera se inicia con la consideración de que las observaciones \vec{x} son variables aleatorias, donde \vec{X} representa el conjunto de valores que \vec{x} es capaz de tomar cuando H_0 es verdad, bajo la aplicación infinita del “experimento” que produjo el conjunto de observaciones. Un modelo estadístico se construye para el experimento mediante la representación de la probabilidad de observar una prueba particular en ese conjunto con una distribución de probabilidad. Segundo, se detalla el nivel de significancia, que es la probabilidad de rechazar la hipótesis nula cuando es verdad. La elección del nivel de significancia afecta la sensibilidad de la prueba. Finalmente, la elección del nivel de significancia, la hipótesis alternativa, y el modelo estadístico son usados conjuntamente para derivar el criterio de toma de decisiones para la prueba.

Otra forma de rechazar o aceptar la hipótesis nula es haciendo uso del p-valor. El p-valor es la probabilidad específica del valor observado de la prueba estadística, junto con todos los valores posibles de la prueba estadística que son al menos desfavorables a la hipótesis nula que ocurrirá (de acuerdo a la distribución nula). Por lo tanto, la hipótesis nula se rechaza si el p-valor es menor o igual que el nivel de significancia, y se acepta si ocurre lo contrario (Wilks, 2006).

El modelo estadístico usado en las diferentes pruebas de hipótesis en esta investigación será evaluado en las siguientes secciones, y en todo caso el nivel de significancia será el de 0.05.

– Coeficiente de correlación de Pearson

El coeficiente de correlación de Pearson (Fisher, 1915; Wilks, 2006) es la medida más común de asociación entre dos variables. Específicamente, mide el grado de relación lineal y oscila entre valores de -1 a 1, donde el valor de $r = 1$ denota una perfecta correlación positiva, $r = -1$ una perfecta correlación negativa y si $r = 0$ es porque no existe alguna correlación lineal, es decir las dos variables son linealmente independientes.

Esta medida estadística está en función de otras dos medidas: covarianza y desviación estándar (Ecuación 2.45), donde la primera de éstas denota el grado de variación conjunta entre ambas variables y la última es la medida de la dispersión de los datos con su media.

$$r_{xy} = \frac{Cov(x,y)}{S_x S_y} = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{\sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (2.45)$$

Donde:

- r_{xy} es el coeficiente de correlación de Pearson entre las variables x e y .
- $Cov(x,y)$ es la covarianza de las variables x e y .
- S_x y S_y son las desviaciones estándar de x e y .
- \bar{x} y \bar{y} son los valores promedio de x e y .
- n es el número de datos.

Cabe mencionar que el coeficiente de correlación de Pearson no es ni robusto ni resistente. No es robusto porque una fuerte relación no lineal entre las dos variables no puede ser reconocida y no es resistente debido a que es extremadamente sensitivo a valores extremos o valores atípicos en la muestra de datos. Sin embargo, es frecuentemente usado en técnicas multivariadas más complejas.

– Coeficiente de correlación de Spearman

Una alternativa más robusta y resistente al coeficiente de correlación de Pearson es el coeficiente de correlación de Spearman (Spearman, 1904), el cual es simplemente el cálculo del coeficiente de correlación de Pearson usando los rangos de los datos. Conceptualmente, se puede aplicar la Ecuación 2.45, pero en vez de utilizar los datos originales se usa los rangos de los propios valores.

El coeficiente de correlación de Spearman está representado por la Ecuación 2.46.

$$r_{rank} = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n D_i^2}{n(n^2 - 1)} \quad (2.46)$$

Donde:

- r_{rank} es el coeficiente de correlación de Spearman entre las variables x e y .
- D_i es la diferencia de los rangos entre los i pares de valores de datos.
- n es el número de datos.

– Evaluación estadística

En la presente investigación se ha utilizado diferentes estadísticos para evaluar la semejanza existente entre dos series de tiempo, tales como la precipitación observada y la estimada por satélite, así como también los caudales observados y simulados. Se ha utilizado diferentes estadísticos documentados en diversos artículos de trabajos relacionados con el análisis del desempeño de modelos hidrológicos (Behrangi et al., 2011; Jiang et al., 2014; Tong et al., 2014).

Por lo tanto, se ha utilizado estadísticos de datos continuos tales como el índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSCE), el sesgo relativo (BIAS) y la raíz del error cuadrático medio (RMSE). Los mencionados índices miden conjuntamente la consistencia de las series de tiempo estimadas respecto de las observadas en términos de sus distribuciones temporales y sus correspondientes magnitudes.

La fórmula para el NSCE (Ecuación 2.47) está dada por:

$$NSCE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (D_{oi} - D_{si})^2}{\sum_{i=1}^n (D_{oi} - \bar{D}_o)^2} \quad (2.47)$$

Donde:

- D_{oi} corresponde a la serie de valores observados.
- \bar{D}_o corresponde al valor promedio de la serie de valores observados.

- D_{si} corresponde a la serie de valores simulados.
- n representa la longitud de la serie de valores observados y simulados.

La fórmula para el BIAS (Ecuación 2.48) está dada por:

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^n D_{si} - \sum_{i=1}^n D_{oi}}{\sum_{i=1}^n D_{oi}} \times 100 \quad (2.48)$$

Donde:

- D_{oi} corresponde a la serie de valores observados.
- D_{si} corresponde a la serie de valores simulados.
- n representa la longitud de la serie de valores observados y simulados.

La fórmula para el RMSE (Ecuación 2.49) está dada por:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (D_{oi} - D_{si})^2} \quad (2.49)$$

Donde:

- D_{oi} corresponde a la serie de valores observados.
- D_{si} corresponde a la serie de valores simulados.
- n representa la longitud de la serie de valores observados y simulados.

Asimismo, se ha utilizado estadísticos categóricos a través de tablas de contingencia y predefinidos umbrales. Esto permite tener en cuenta cuatro combinaciones:

- Acierto (a): número de sucesos con ocurrencia de la variable analizada y que están correctamente detectados por la simulación.
- Falsa alarma (b): número de sucesos con ocurrencia de la variable analizada y que no están correctamente detectados por la simulación.
- Pérdida (c): número de sucesos sin ocurrencia de la variable analizada, pero que están detectados por la simulación.
- Sin evento (d): número de sucesos sin ocurrencia de la variable analizada y que tampoco están detectados por la simulación.

De lo anterior se puede deducir que para los elementos de la serie de precipitación observada y estimada por satélite mayores o iguales al umbral predefinido, se cumple que $a + b + c + d = 1$.

Una gran variedad de estadísticos se han calculado a partir de los elementos de la tabla de contingencia mostrada en la Figura 2.11. Éstos se describen a continuación:

- POD: probabilidad de detección, que representa la frecuencia de ocurrencia de la variable analizada que está correctamente simulada, ver Ecuación 2.50.

$$POD = \frac{H}{H + M} \quad (2.50)$$

- FAR: ratio de falsas alarmas, que representa la fracción de casos en que existen valores simulados, pero que en realidad no se registra la variable analizada, ver Ecuación 2.51

$$FAR = \frac{F}{H + M} \quad (2.51)$$

- ETS: puntuación de habilidad de Gilbert, que representa la fracción de la variable analizada que está correctamente simulada después de eliminar las que no son correctas debido a la suerte de azar, ver Ecuaciones 2.52 y 2.53.

$$ETS = \frac{H - hits_{random}}{H + M + F - hits_{random}} \quad (2.52)$$

$$hits_{random} = \frac{(H + M)(H + F)}{H + M + F + Z} \quad (2.53)$$

- BIASa: índice de frecuencia de sesgo, que representa la relación entre la frecuencia de eventos simulados y la de los observados, ver Ecuación 2.54.

$$BIASa = \frac{H + F}{H + M} \quad (2.54)$$

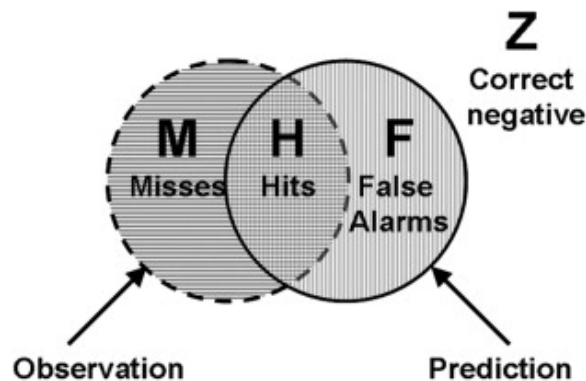


Figura 2.11: Representación visual de la tabla de contingencia
Fuente: Behrangi et al. (2011)

Se ha realizado diferentes simulaciones de acuerdo a los objetivos del estudio, es por ello que se ha utilizado el Diagrama de Taylor (Griggs and Noguera, 2002; Taylor, 2001) a fin de poder sintetizar los resultados encontrados en la validación estadística de las mismas. En el referido diagrama se puede sintetizar los resultados de tres estadísticos, tales como el coeficiente de correlación de Pearson, la raíz del error cuadrático medio

y la variabilidad de la serie (representada por la desviación estándar). En el eje de las ordenadas se coloca la desviación estándar de las series de tiempo simuladas, y en el de las abscisas el valor de la desviación estándar de la serie de valores observados. La raíz del error cuadrático medio está representada por los arcos de circunferencia con origen en la ubicación de la desviación estándar de la serie de valores observados. El coeficiente de correlación está representado por el radio de la semicircunferencia con origen en la ubicación del inicio del gráfico distribuido de forma horaria. Por lo tanto, utilizando el diagrama de Taylor se podrá concluir que la serie de valores simulados que se encuentre más próxima a la ubicación de la serie de observados, con semejante variabilidad, presentará una mejor representación en la simulación del comportamiento real del fenómeno en estudio, en nuestro caso del modelamiento hidrológico.

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. MATERIALES Y EQUIPOS

3.1.1. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

UBICACIÓN

Geográficamente, el área de estudio se encuentra ubicada entre los paralelos 11.46° - 11.98° latitud sur y los meridianos 76.05° - 76.72° longitud oeste. La altitud de la zona se encuentra, aproximadamente, entre los 800 y 5500 msnm. Según se puede observar en la Tabla 3.1 y la Figura 3.1, se ha dividido el área de estudio en cinco subcuencas según los objetivos del estudio y la disponibilidad de información hidrometeorológica, que comprenden las unidades hidrográficas Chosica (UH Chosica), Seque inferior (UH Sheque Inf.) y Tamboraque inferior (UH Tamboraque Inf.), las cuales se encuentran ubicadas en la parte media de la cuenca, así como Sheque superior (UH Sheque Sup.) y Tamboraque superior (UH Tamboraque Sup.) pertenecientes a la parte alta de la cuenca del río Rímac.

CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA

Respecto de los parámetros de forma, según se puede observar en la Tabla 3.1, las referidas unidades hidrográficas presentan áreas de drenaje A_C en el rango de 60 a 640 Km^2 . Asimismo, se observa que el perímetro P_C está comprendido entre 48 y 190 Km. Respecto de los parámetros de relieve, se tiene que la longitud del cauce principal l_c se encuentra en el rango de 11 y 60 Km, así como sus correspondientes valores de pendiente en el rango de 5 y 14 por ciento. La pendiente media de la cuenca ($Pend_C$) presenta valores comprendidos entre 43 y 55 por ciento.

Asimismo, es necesario considerar la gran componente de regulación que presenta la cuenca del Rímac, lo cual hace muy compleja su modelamiento hidrológico. La infraestructura relacionada se manifiesta a través de 15 lagunas reguladas en la UH Sheque Sup. Por otro lado, en la referida unidad se encuentran emplazadas las estructuras de trasvase que proveen agua de la cuenca del río Mantaro a través de un túnel trasandino de 10 Km y 5 lagunas reguladas en la localidad de Marcapomacocha (cuenca del río Mantaro). Por el lado de la UH Tamboraque Sup. se tiene la represa de Yuracmayo, la cual regula los recursos hídricos propios de la cuenca del Rímac. En adición, en la referida unidad hidrográfica se encuentra emplazada la estructura del sistema de drenaje más importante que presenta la cuenca del Rímac, la cual se

denomina túnel Grathon y tiene por finalidad evacuar las aguas que filtran en las galerías de varias minas de la localidad de Casapalca, provenientes de un sistema de fallas geológicas. En general, dichas estructuras de regulación probablemente generen una alteración en el régimen hidrológico de la cuenca del Rímac, es decir, podrían aumentar el caudal en época de estiaje y atenuar la magnitud de la descarga en eventos de máximas avenidas. Por tanto, a continuación se proporciona información, recopilada de EDEGEL –empresa dedicada a la generación de energía eléctrica–, de los aportes del sistema de afianzamiento hídrico de la cuenca del Rímac:

- Las 15 lagunas reguladas de la cuenca del Rímac tienen una capacidad de almacenamiento de 77.0 Hm^3 .
- La represa de Yuracmayo tiene una capacidad de almacenamiento de 48.3 Hm^3 .
- Las 5 lagunas reguladas de la cuenca del río Mantaro, que trasvasan sus aguas a la del Rímac y que se ubican en la localidad de Marcapomacocha, tienen una capacidad de almacenamiento de 157.1 Hm^3 .
- El túnel trasandino de 10 Km a través del cual se trasvasan las aguas de la cuenca del Río Mantaro tiene una capacidad de $14 \text{ m}^3/\text{s}$.
- El túnel Grathon tiene una longitud de 11 Km proporciona un caudal promedio de hasta $4.5 \text{ m}^3/\text{s}$.

Tabla 3.1: Parámetros geomorfológicos de las unidades que conforman el área de estudio

Nombre de UH	Parámetros de forma		Parámetros de relieve		
	A_C [Km ²]	P_C [Km]	l_{cauce} [Km]	P_{cauce} [%]	P_C [%]
UH Chosica	59.55	48.02	11.07	13.34	46.24
UH Sheque Inf.	536.72	160.17	58.36	6.75	46.42
UH Tamboraque Inf.	636.01	168.69	57.71	7.19	54.80
UH Sheque Sup.	541.26	138.79	30.78	6.31	39.12
UH Tamboraque Sup.	590.42	188.43	46.32	5.01	43.78

Fuente: Propia

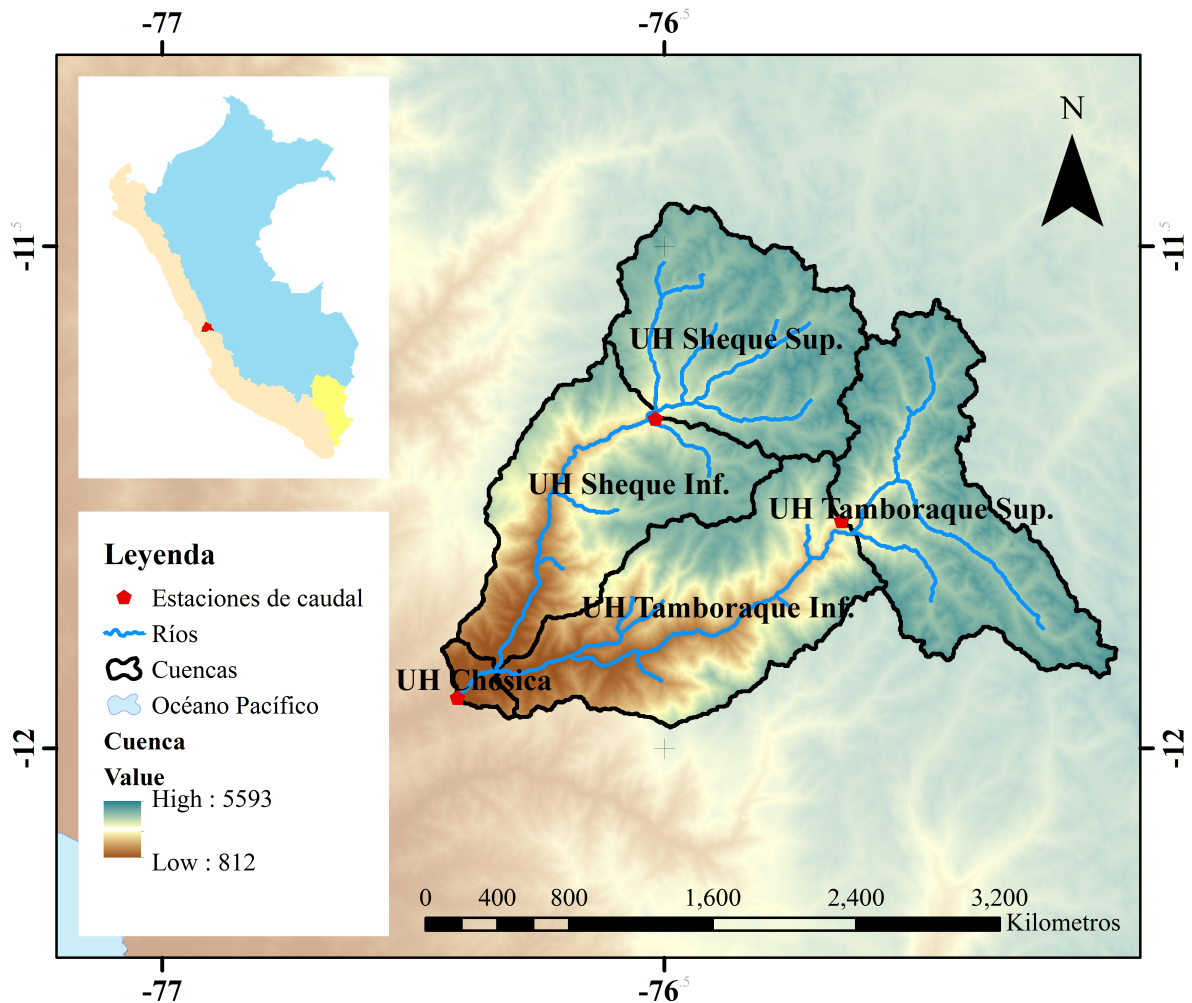


Figura 3.1: Ubicación del área de estudio

Fuente: Propia

3.1.2. INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA

PRECIPITACIÓN

La información pluviométrica fue recopilada de las estaciones meteorológicas administradas por el SENAMHI –Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú–. Se ha recopilado información de 22 estaciones pluviométricas, según se puede observar en la Tabla 3.2 y Figura 3.2. Las estaciones que comprenden la base de datos pertenecen a la cuenca del río Rímac, así como a cuencas aledañas, abarcándose con ello todo el área de estudio.

El periodo de datos corresponde a todo el registro histórico disponible, que comprende –para el periodo que comienza en enero de 1980– información de lluvias diarias de 18 estaciones de registro con al menos el 80 por ciento de datos completos, tres estaciones que presentan no menos del 50 por ciento de información de lluvias diarias, así como una estación con alrededor de 35 por ciento de datos disponibles. Las cuatro últimas estaciones descritas, se han considerado debido a que la información disponible es la más reciente, según se puede

apreciar en la Tabla 3.2. Cabe destacar que las estaciones que presentan la mayor y menor cantidad de datos son San José de Párac con una longitud aproximada de 35 años de registro y Obrajillo con 13 años de registro, respectivamente.

La información de precipitación constituye la principal variable forzante o condición de contorno, que junto con la evapotranspiración potencial, ha sido utilizada en el modelo HYMOD. La serie de lluvia observada ha sido sometida previamente al respectivo análisis exploratorio y, posteriormente, se estimaron los valores medios areales para cada una de las unidades hidrográficas en estudio.

Tabla 3.2: Información de las estaciones pluviométricas utilizadas en el presente estudio

Nombre	Cuenca	Ubiación		Serie de tiempo		Cantidad
		Longitud	Latitud	Inicio	Fin	Disponible
		[Oeste]	[Sur]	[dd/mm/yyyy]	[dd/mm/yyyy]	[-]
Antioquia	Lurín	-76.500	-12.083	1/09/1963	31/05/2015	18214
Arahuay	Chillón	-76.700	-11.617	1/09/1982	31/05/2015	11960
Autisha	Rímac	-76.611	-11.738	1/02/1980	31/05/2015	12573
Canchacalla	Rímac	-76.532	-11.845	1/09/1987	31/05/2015	9949
Carampoma	Rímac	-76.516	-11.655	1/01/1980	31/05/2015	12721
Casapalca	Rímac	-76.234	-11.648	1/09/1987	31/05/2015	9410
Chosica	Rímac	-76.717	-11.917	1/03/1989	31/05/2015	9134
Lachaqui	Chillón	-76.617	-11.550	1/09/1982	31/05/2015	11961
Marcapomacocha	Mantaro	-76.334	-11.417	1/09/1982	31/05/2015	11961
Matucana	Rímac	-76.378	-11.839	1/01/1980	31/05/2015	12503
Milloc	Rímac	-76.350	-11.572	1/01/1986	31/05/2015	10499
Ñaña	Rímac	-76.839	-11.989	1/01/1980	31/05/2015	7611
Obrajillo	Chillón	-76.622	-11.453	1/09/1982	31/05/2015	4595
Pariacancha	Chillón	-76.500	-11.383	1/09/1982	31/05/2015	11961
Río Blanco	Rímac	-76.259	-11.735	1/01/1985	31/05/2015	10748
San José de Párac	Rímac	-76.258	-11.801	1/01/1980	31/05/2015	12765
Santa Eulalia	Rímac	-76.499	-11.667	1/01/1980	31/05/2015	12286
Santiago de Tuna	Lurín	-76.517	-11.983	1/09/1963	31/05/2015	18481
Sheque	Rímac	-76.667	-11.920	1/09/1987	31/05/2015	9521
Tingo	Rímac	-76.483	-11.617	1/09/1982	31/05/2015	7213
Yantac	Mantaro	-76.400	-11.333	1/09/1982	31/05/2015	11961
Yauli	Mantaro	-76.083	-11.667	1/09/1963	31/05/2015	6725

Fuente: SENAMHI

Es preciso resaltar que la información recopilada ha sido sometida al correspondiente control de calidad para su uso en la simulación hidrológica de cuencas. El referido trabajo ha sido llevado a cabo por los especialistas del área de hidrología aplicada de la Dirección General de Hidrología y Recursos Hídricos del SENAMHI. De hecho, la información ha sido utilizada para la implementación de diversos modelos con los que dicha institución realiza sus trabajos

de pronóstico. En todo caso, en la presente investigación se ha realizado un trabajo previo de análisis exploratorio de la información con la finalidad de conocer la naturaleza estadística de los datos de lluvia, que no ha implicado realizar ningún tipo de completación o alteración de la información recopilada.

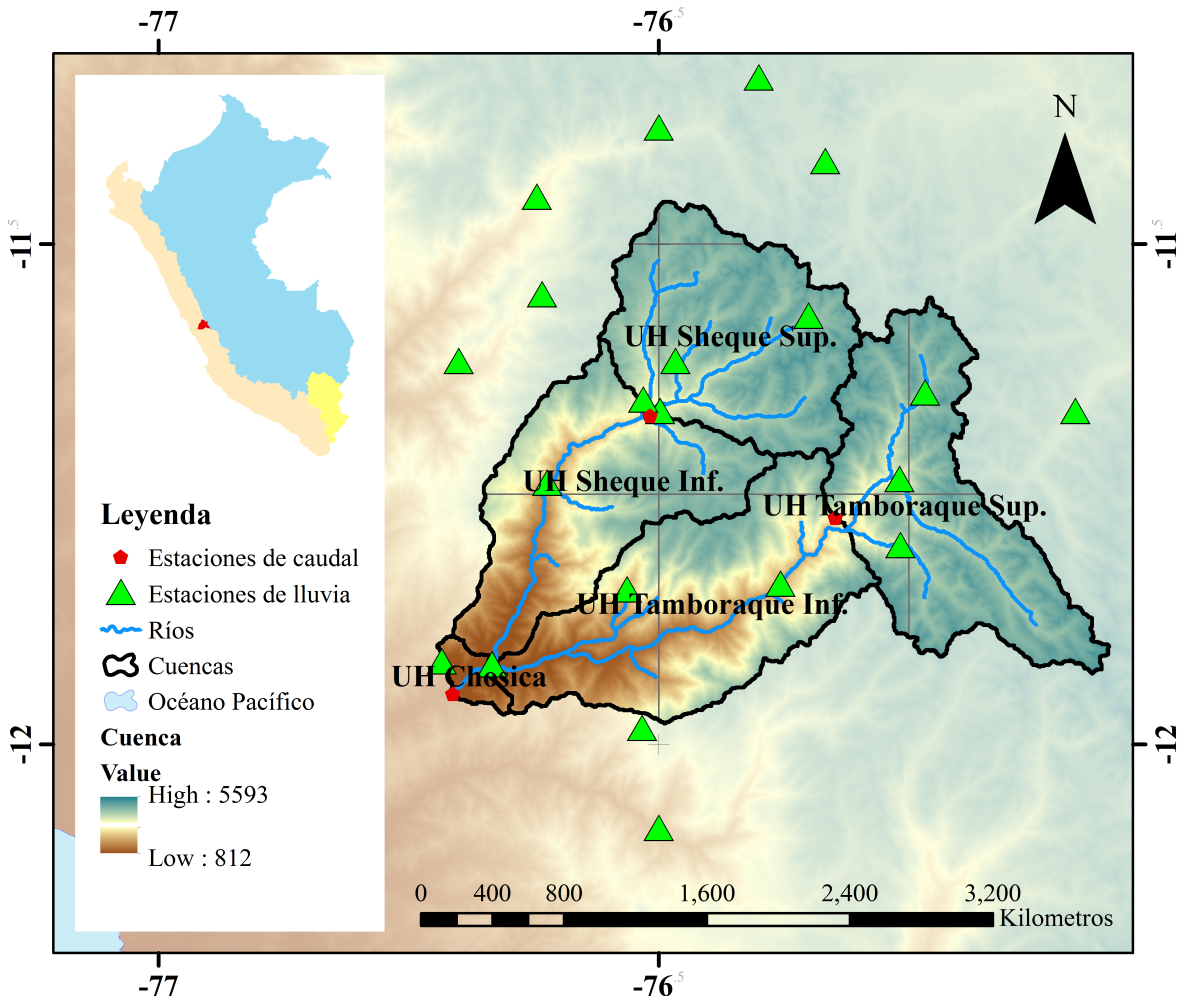


Figura 3.2: Ubicación de estaciones pluviométricas utilizadas en el presente estudio
Fuente: Propia

EVAPOTRANSPIRACIÓN

La información de evapotranspiración, proporcionada por el SENAMHI, corresponde a los valores totales mensuales promedio interanual de la estación climatológica ordinaria Matucana, según se puede observar en la Figura 3.2 y la Tabla 3.3. Dicha información ha sido utilizada como variable forzante o condición de contorno, al igual que la precipitación, en el modelo HYMOD.

La información de evapotranspiración ha sido discretizada a nivel diario mediante una división simple entre el módulo mensual y la cantidad de días del mes. Asimismo, se ha utilizado los

mismos módulos de evapotranspiración para el periodo de calibración y validación debido a la ausencia de datos observados en la cuenca del Rímac.

Tabla 3.3: Climatología de la evapotranspiración total mensual utilizada como variable forzante en la implementación del modelo HYMOD

Estación	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
	[mm/mes]											
Matucana	59.47	68.31	68.20	72.60	75.02	72.60	75.02	75.02	66.00	68.20	56.70	58.59

Fuente: SENAMHI

CAUDALES

La información de caudales corresponde a la serie de medios mensuales naturalizados de las estaciones limnimétricas Sheque y Tamboraque, tal como se muestra en la Figura 3.2 y Anexos 3 y 4. La referida información ha sido proporcionada por EDEGEL (Obando, 2013). La serie disponible corresponde al periodo 1980-2012 y el proceso de naturalización ha sido realizado por la misma empresa.

Se ha utilizado información de caudales a nivel medio mensual para realizar la calibración y validación del modelo HYMOD debido a la gran componente de regulación de la cuenca del río Rímac. No se ha podido utilizar caudales medios diarios debido a que éstos representan no solo la producción hídrica natural de la cuenca sino también las descargas reguladas y el trasvase intercuenca en conjunto. Lo anterior tuvo incidencia en la estrategia de calibración.

Si bien podría haberse implementado el modelo con todas las estructuras de regulación existentes, 16 embalses en la cuenca del Rímac, que habrían sido representadas por una ecuación de balance de masas más sus correspondientes curvas características, para ello hubiese sido necesario recopilar la serie de tiempo de descargas reguladas, así como los caudales trasvasados de la cuenca del Mantaro para el periodo de estudio, a fin de poder utilizar los caudales registrados (natural + regulado) en las estaciones denominadas Sheque, Tamboraque y Chosica en el proceso de calibración y validación. Como no se ha podido tener acceso a la serie de tiempo de las descargas reguladas ni a las del trasvase intercuenca, y como el objetivo de la presente investigación es la de evaluar la habilidad de las series de precipitación estimada por satélite en la simulación hidrológica, se decidió utilizar la serie de tiempo de caudales medios mensuales naturalizados de las estaciones Sheque y Tamboraque para realizar la calibración y validación del modelo HYMOD.

Asimismo, se ha utilizado la serie de caudales diarios registrados en la estación Chosica a fin de poder comparar la simulación con los datos observados en dicha estación. Cabe resaltar que la referida información observada corresponde a la producción hídrica natural de la

cuenca y los aportes o descargas de la componente de regulación existente. Por lo que no será extraño encontrar, al menos en el periodo de estiaje (abril - noviembre), una subestimación del caudal simulado respecto del observado producto de las descargas reguladas y el trasvase intercuenca existente a nivel diario.

PRECIPITACIÓN ESTIMADA POR SATÉLITE

La precipitación estimada por satélite, utilizada en la presente investigación, incluye tres productos en tiempo real: TRMM-3B42RT, CMORPH y PERSIANN. Todos los productos han sido generados por la combinación de múltiples fuentes de información, desde las más precisas, pero no frecuentes, observaciones de microondas (MW) y las más frecuentes, pero indirectas, observaciones infrarrojos (IR). La información de la precipitación estimada por satélite en tiempo real utilizada y sus respectivas fuentes se muestran en la Tabla 3.4. En la Figura 3.3 se muestra la representación espacial de la precipitación estimada por satélite para una fecha específica, en donde se puede observar la distribución espacial de la lluvia total acumulada en tres horas estimada mediante el producto TRMM-3B42RT.

Tabla 3.4: Información de la precipitación estimada por satélite en tiempo real TRMM-3B42RT, CMORPH y PERSIANN utilizados en el presente estudio

Datos	Resol. temporal	Resol. espacial	Registro	Fuente de información
3B42RT	3 horas	0.25°	1998-Presente	IRI Data Lybrary http://iridl.ldeo.columbia.edu/
CMORPH	3 horas	0.25°	2003-Presente	IRI Data Lybrary http://iridl.ldeo.columbia.edu/
PERSIANN	3 horas	0.25°	2000-Presente	CHRS http://chrs.web.uci.edu/

Fuente: Indicada

Según se puede observar en las Figuras 3.2 y 3.3, aproximadamente el área de un píxel corresponde al de cada una de las unidades hidrográficas consideradas en la presente investigación. Asimismo, se visualiza que diversos fragmentos de píxeles abarcan cada una de las subcuencas. De hecho, para la UH Chosica se tiene un solo píxel; para la UH Sheque Inf., cuatro píxeles que abarcan toda la referida unidad; para la UH Sheque Sup., cuatro píxeles; para la UH Tamboraque Inf., tres píxeles; y finalmente para la UH Tamboraque Sup., cuatro píxeles que abarcan toda el área.

Habida cuenta de que cada uno de los píxeles presentan información de la magnitud de lluvia que, normalmente no coincide con la de sus vecinos más cercanos, y que en la presente investigación se ha trabajado a nivel de subcuenca, ha sido necesario estimar los valores

correspondientes a cada una de las unidades hidrográficas de estudio. Lo anterior se ha llevado a cabo mediante el cálculo de la lluvia promedio ponderada a nivel diario para cada una de las unidades hidrográficas consideradas en la presente investigación, en donde se ha considerado el porcentaje de área del píxel que corresponde o se intersecta con el de la subcuenca de interés como el peso con el que se ha multiplicado la magnitud de la lluvia obtenida del píxel. Lo anterior puede ser visualizado a través de la Ecuación 3.1:

$$\bar{P}_i = \sum_{j=1}^N P_j \frac{A_j^*}{A_i} \quad (3.1)$$

Donde \bar{P}_i corresponde a la precipitación promedio ponderada para la unidad hidrográfica i en un período de tiempo específico que puede ser un día, P_j corresponde a la magnitud de la lluvia obtenida del píxel, A_j^* corresponde al área del píxel que se encuentra dentro de la unidad hidrográfica, A_i es el área total de la unidad hidrográfica y N es el número de píxeles que abarcan o intersectan con la subcuenca de interés.

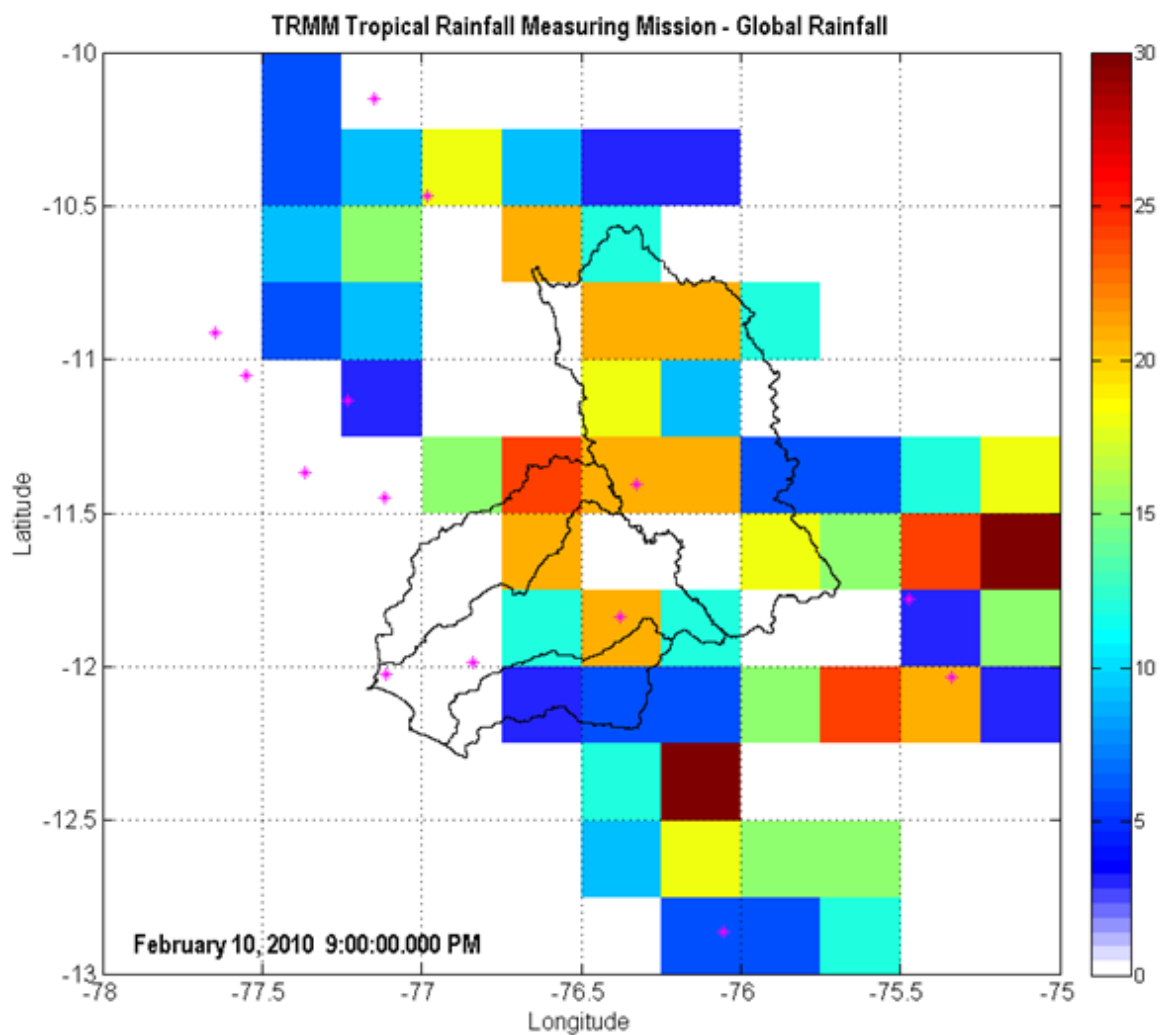


Figura 3.3: Representación espacial de la precipitación estimada por satélite (TRMM-3B42RT)

Fuente: <http://iridl.ldeo.columbia.edu/>

Debido a la cantidad de píxeles que se intersectan con las unidades hidrográficas consideradas en el presente estudio, sólo para las UH Sheque y Tamboraque se ha utilizado la Ecuación 3.1. Para la UH Chosica no ha sido necesario debido a que solo un píxel abarca toda su área.

3.1.3. EQUIPOS

En el presente trabajo de investigación se han utilizado los siguientes equipos de escritorio y programas de cómputo:

– **Equipos de escritorio**

- Computadora de escritorio

– **Programas de cómputo**

- Matlab - versión R2015a
- MikTEX - versión 2.9.5872
- TeXstudio - versión 2.10.8
- Adobe Acrobat Reader DC - versión 2015.010.20060
- Hydraccess - versión 4.5

El uso de cada uno de los programas de cómputo se describe en la Tabla 3.5.

Tabla 3.5: Información de los programas de cómputo utilizados en la presente investigación

Programa de cómputo	Uso
Matlab	Código de modelo, optimización, validación y gráficos
MikTEX	Compilador \LaTeX
TeXstudio	Editor de texto
Adobe Acrobat Reader DC	Visualizar el texto
Hydraccess	Manejo de base de datos

Fuente: Propia

3.2. METODOLOGÍA

En la presente sección se especifican las técnicas y procedimientos de análisis empleados para cumplir con los objetivos del presente estudio. El mapa conceptual de la metodología se aprecia en la Figura 3.4, en donde se mencionan cada uno de los procesos realizados en la presente investigación de acuerdo a los objetivos planteados.

Evaluar el rendimiento de la precipitación estimada por satélite en tiempo real con y sin sesgo corregido para la simulación de caudales en las principales unidades hidrográficas de la cuenca del río Rímac

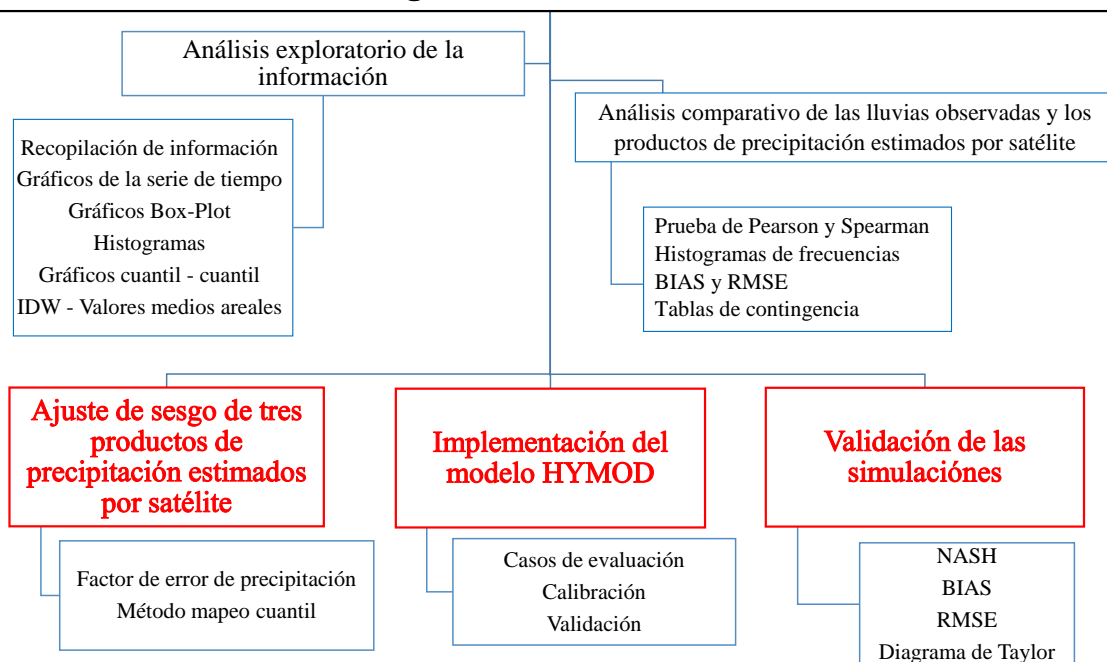


Figura 3.4: Esquema de la metodología de investigación según el objetivo general (cuadro de color negro) y los objetivos específicos (cuadros de color rojo)

Fuente: Propia

Como se puede observar en la Figura 3.4, se han planteado diversos trabajos para cumplir con los objetivos de la presente investigación. Asimismo, se ha considerado necesario realizar algunos trabajos preliminares con fines específicos. El primero de ellos corresponde al trabajo de análisis exploratorio de la información, con el cual se ha podido conocer la naturaleza estadística de la información con la que se ha trabajado, especialmente de la precipitación observada de cada una de las estaciones recopiladas. Tal como se ha mencionado líneas arriba, la información recopilada fue sometida a un riguroso control de calidad para su posterior uso en la implementación de modelos de pronóstico hidrológico (trabajo realizado por el SENAMHI), por lo que en la presente investigación no ha sido necesario realizar la completación ni alteración de la información con la que se ha trabajado. Asimismo, se ha realizado la comparación de las series de lluvia observada y estimada por satélite a nivel de subcuenca con la finalidad de establecer las diferencias entre estas dos variables, así como cuantificar el error y sesgo existente. Finalmente, se han implementado los procedimientos correspondientes a cada objetivo específico con los cuales se ha podido evaluar el rendimiento de la precipitación estimada por satélite con y sin sesgo corregido para la simulación de caudales en la cuenca del río Rímac.

3.2.1. ANÁLISIS EXPLORATORIO DE LA INFORMACIÓN

El objetivo principal en esta sección fue la de conocer la naturaleza estadística de la información con la que se ha trabajado, específicamente la precipitación y caudales observados. Es por ello que se han realizado diversos gráficos y se han calculado estadísticos descriptivos a fin de realizar un correcto análisis exploratorio de datos univariados. Éstos se mencionan a continuación:

- Gráficos de la serie de tiempo, se usaron para realizar una inspección visual de la misma y definir la cantidad de datos faltantes.
- Gráficos Box-Plot, se usaron a fin de poder definir la existencia de datos atípicos.
- Histogramas, se usaron para realizar una inspección visual de la distribución de probabilidad subyacente.
- Gráficos cuantil - cuantil, se usaron a fin de poder observar si las series de tiempo de lluvia se ajustan la distribución de probabilidad Gamma.
- IDW, el método de la inversa de la distancia al cuadrado se usó con la finalidad de estimar los valores medios por subcuenca o unidad hidrográfica.

Según [Shepard \(1968\)](#), se puede considerar que los valores interpolados de lluvia en un punto de interés están representados por la siguiente sumatoria ponderada de la precipitación de las estaciones conocidas (Ecuación 3.2):

$$R_u = \sum_{i=1}^N w_i R_i \quad (3.2)$$

Donde R_u es la precipitación estimada interpolada en la ubicación u y R_i es la precipitación conocida en la estación i . El peso aplicado a cada observación es w_i y N es el número total de observaciones. El método de la inversa de la distancia al cuadrado (IDW) ([Shepard, 1968](#)) asume que el peso w_i esta relacionado con la distancia d_{ui} de acuerdo a la Ecuación 3.3:

$$w_i = \frac{\frac{1}{d_{ui}^p}}{\sum_{i=1}^N \frac{1}{d_{ui}^p}} \quad (3.3)$$

Donde p es un exponente que controla la incidencia del peso respecto de la distancia. En este método, la disposición espacial de las muestras no afecta los pesos ([Nikolopoulos et al., 2015](#)). Un valor de $p = 2$ es a menudo usado en la interpolación de lluvia ([Goovaerts, 2000](#); [Lloyd, 2005](#)) y ese mismo valor fue adoptado en este trabajo.

3.2.2. ANÁLISIS COMPARATIVO DE LA PRECIPITACIÓN

El objetivo en esta sección fue la de conocer las diferencias entre la precipitación observada y la estimada por satélite. Para lo anterior se han utilizado diversos estadísticos descriptivos, así como categóricos a través de tablas de contingencia y predefinidos umbrales. Éstos se describen a continuación:

- Coeficiente de correlación de Pearson, se usó a fin de poder medir el grado de relación lineal entre la precipitación observada y cada uno de los productos estimados por satélite.
- Coeficiente de correlación de Spearman, se usó a fin de poder medir el grado de relación monótonica entre la precipitación observada y cada uno de los productos estimados por satélite.
- BIAS o sesgo, se usó con la finalidad de medir el porcentaje de subestimación o sobrestimación entre los valores de precipitación observada y cada uno de los productos estimados por satélite.
- RMSE, se usó con la finalidad de medir la diferencia promedio entre los valores de precipitación observada y cada uno de los productos estimados por satélite.
- Tablas de contingencia, se usaron con la finalidad de medir la relación entre la precipitación observada y cada uno de los productos estimados por satélite respecto de predefinidos umbrales.

3.2.3. AJUSTE DE SESGO DE LA PRECIPITACIÓN ESTIMADA POR SATELITE

El objetivo en esta sección fue de ajustar el sesgo de la precipitación estimada por satélite, utilizando para ello un Factor de Error de precipitación y un procedimiento de ajuste de la distribución de probabilidad acumulada denominado Mapeo Cuantil, que se describen a continuación:

FACTOR DE ERROR

En este caso, el sesgo de los tres productos de precipitación estimados por satélite fueron ajustados usando un multiplicador de error de precipitación. Según [Jiang et al. \(2014\)](#), la fórmula para el multiplicador de error esta dada por las Ecuaciones 3.4 y 3.5:

$$P_e = \vartheta_t \cdot P \quad (3.4)$$

$$\vartheta_t = N(m, \sigma_m^2) \quad (3.5)$$

Donde P_e es la precipitación estimada por satélite con sesgo ajustado, P es la precipitación estimada por satélite, ϑ_t es un multiplicador de error normal con valor medio m y varianza σ_m^2 , y t es el número total de días de la serie de tiempo. En la presente investigación los valores de m fueron calculados en función del sesgo de cada uno de los productos de precipitación estimada por satélite a nivel mensual. Los valores de σ_m^2 han sido considerados en el rango de $[1e - 5, 1e - 3]$.

MAPEO CUANTIL

El sesgo de la precipitación estimada por satélite ha sido ajustado mediante la aplicación del método denominado Mapeo Cuantil. La idea básica en este método es la de ajustar la distribución empírica de probabilidad acumulada de cada uno de los productos satelitales a la de la serie de lluvia observada (Ines and Hansen, 2006; Kim et al., 2015; Piani et al., 2010; Teutschbein and Seibert, 2012).

Para la aplicación del método, en primer lugar, se define un umbral \tilde{x}_{obs} usado para remover valores de precipitación que no son considerados significativos de los días húmedos del periodo de análisis. El referido umbral está relacionado con la operatividad del método, es decir, como es necesario interpolar valores de precipitación y sus correspondientes frecuencias acumuladas, el valor mínimo de precipitación tiene que ser mayor que cero (Ines and Hansen, 2006); por lo tanto, en nuestro caso el umbral definido fue de 0.1 mm. Luego, se determina la distribución de probabilidad empírica de la serie de lluvia observada y cada una de las estimadas por satélite. Finalmente, el valor de la precipitación estimada por satélite con igual probabilidad acumulada se reemplaza por el de la distribución empírica acumulada observada, según se puede observar en la Figura 3.5.

El umbral de cada uno de las series de precipitación estimada por satélite fue calculado a través de la Ecuación 3.6:

$$\tilde{x}_{sat} = F_{sat}^{-1}(F_{obs}(\tilde{x}_{obs})) \quad (3.6)$$

Donde $F(\cdot)$ y $F^{-1}(\cdot)$ representan la distribución empírica acumulada y su inversa, respectivamente. Para llevar a cabo la corrección de cada una de las series de precipitación estimada por satélite se aplicó la Ecuación 3.7:

$$x'_i = \begin{cases} F_{obs}^{-1}(F_{sat}(x_i)), & x_i \geq \tilde{x}_{sat} \\ 0, & x_i < \tilde{x}_{sat} \end{cases} \quad (3.7)$$

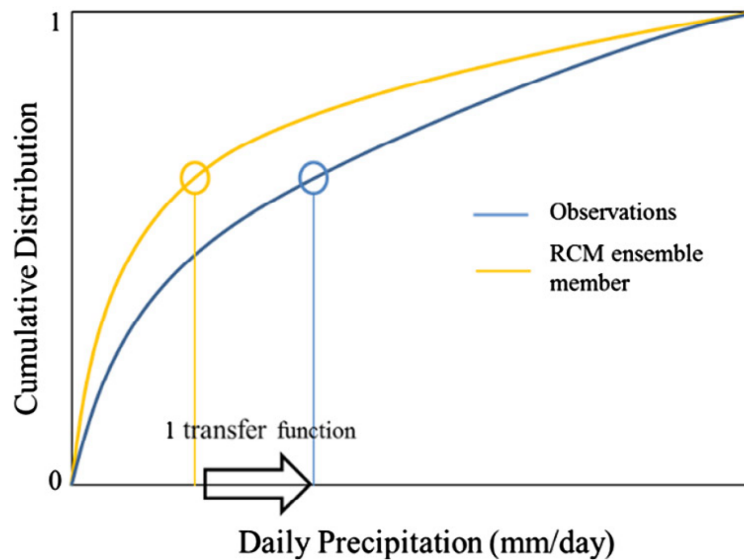


Figura 3.5: Representación esquemática del procedimiento de corrección de sesgo de la precipitación estimada por satélite mediante el método Mapeo Cuantil

Fuente: [Kim et al. \(2015\)](#)

3.2.4. IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO HYMOD

El objetivo en esta sección fue la de calibrar y validar el modelo de precipitación-escorrentía a escala de tiempo diario HYMOD en cada unidad hidrográfica con datos de caudales observados. Fue necesario considerar, que en el área de estudio, solo dos unidades hidrográficas (UH Sheque Sup. y UH Tamboraque Sup.) cuentan con caudales observados a nivel medio mensual.

Por tratarse de un caso especial, en que se ha calibrado un modelo hidrológico a escala de tiempo diario, con datos de caudales naturalizados a nivel medio mensual, es necesario describir el proceso de calibración y validación llevado a cabo para tal fin:

- En primer lugar, se desarrolló el código computacional del modelo hidrológico a escala de tiempo diario HYMOD, y se acondicionó el algoritmo de calibración y análisis de incertidumbre DREAM.
- Se recopiló los datos y se calculó las variables hidrometeorológicas medias areales respectivas para cada unidad hidrográfica considerada. Esto ha implicado organizar la información a través de pares comprendidos por la serie de precipitación y evapotranspiración.
- Se ha considerado el 80 por ciento de los datos disponibles para realizar la calibración del modelo HYMOD y, en ese periodo, se han estimado los valores más probables de los parámetros del modelo.
- Se ha considerado el 20 por ciento de los datos disponibles para realizar la validación del modelo HYMOD.

- Para la calibración se ha considerado como periodo de calentamiento el primer año de la serie de análisis a fin de poder aislar los efectos de la estimación de las condiciones iniciales sobre el periodo de simulación.
- Como se tienen datos de caudales medios mensuales naturalizados, para llevar a cabo la calibración y validación del modelo HYMOD, la estrategia adoptada fue la de promediar a nivel mensual los valores de la simulación realizada con datos de precipitación y evapotranspiración a nivel diario antes de proceder con la calibración y validación propiamente dicha. Es decir, se acondicionó el código del modelo para realizar la simulación diaria y a su vez proporcionar la media mensual de la misma para ser utilizada en la calibración y validación del modelo.

3.2.5. ESCENARIOS DE SIMULACIÓN

El objetivo en esta sección fue utilizar la precipitación estimada por satélite en la simulación hidrológica de caudales. Para ello se probó tres casos definidos en función de la utilización de la serie de precipitación observada y los productos satelitales.

– Caso 1

Los parámetros del modelo HYMOD se calibraron utilizando información de precipitación observada. El modelo calibrado fue utilizado para realizar la simulación de caudales utilizando los datos de cada una de las series de precipitación estimada por satélite.

– Caso 2

Los parámetros del modelo HYMOD fueron calibrados utilizando información de cada una de las series de precipitación estimada por satélite con sesgo corregido mediante el factor de error de precipitación. El modelo calibrado fue utilizado para realizar la simulación de caudales utilizando la misma información de precipitación.

– Caso 3

Los parámetros del modelo HYMOD fueron calibrados utilizando información de cada una de las series de precipitación estimada por satélite con sesgo corregido mediante el método de mapeo cuantil. El modelo calibrado fue utilizado para realizar la simulación de caudales utilizando la misma información de precipitación.

3.2.6. VALIDACIÓN DE LAS SIMULACIONES

Se validó el desempeño de la precipitación estimada por satélite en la simulación hidrológica de caudales. Para ello, se utilizó estadísticos descriptivos y gráficos de resumen, que se describen a continuación:

- Índice de Nash-Sutcliffe (NSCE), usado con el fin de medir la eficiencia de los caudales simulados respecto de los observados.
- Sesgo relativo (BIAS), utilizado con el fin de medir la diferencia media porcentual de las series de caudales simulados respecto de los observados.
- Raíz del error cuadrático medio (RMSE), utilizado con el fin de medir la diferencia de las series de caudales simulados respecto de los observados en términos de la unidad del caudal (m^3s^{-1}).
- Diagrama de Taylor, usado con el fin de sintetizar diversos índices estadísticos como el coeficiente de correlación de Pearson, la raíz del error cuadrático medio y la desviación estándar de todas las simulaciones realizadas y la observada en un solo gráfico.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. ANÁLISIS EXPLORATORIO DE LA INFORMACIÓN

4.1.1. INFORMACIÓN DE PRECIPITACIÓN OBSERVADA

La información de precipitación observada corresponde a datos de precipitación total acumulada en 24 horas, recopilados de 22 estaciones pluviométricas. Dicha base de datos constituye el punto de referencia del análisis comparativo de la precipitación realizado en la presente investigación. Para llevar a cabo una inspección visual de la naturaleza estadística y el régimen hidrológico predominante en el área de estudio, se elaboró gráficos de la serie de tiempo del periodo disponible; gráficos de cajas a nivel mensual, con los cuales se pudo observar la cantidad de valores atípicos –así como el régimen de ocurrencia de la precipitación fuertemente estacional existente en el área de estudio–; histogramas de frecuencias relativas y gráficos cuantil - cuantil, para observar si existe la posibilidad de ajustar los datos observados a la distribución de probabilidad teórica Gamma, tal como se presenta en el Anexo 1.

En general, se ha encontrado que la información observada, a partir de 01/01/2000, presenta una disponibilidad de al menos 95.00 por ciento en 20 de las 22 estaciones pluviométricas consideradas. Solo las estaciones Obrajillo y Ñana presentan datos disponibles de 82.00 y 68.00 por ciento, respectivamente. Por tanto, se considera que la base de datos de referencia presenta una buena longitud de disponibilidad para, en primera instancia, estimar los valores medios areales de la precipitación observada de cada una de la unidades hidrográficas de interés, y luego comparar esos resultados con los correspondientes valores de cada una de las series de precipitación estimada por satélite.

Asimismo, se puede observar en los gráficos que representan el análisis exploratorio de la información de precipitación observada (Anexo 1) que existe una fuerte componente estacional de su ocurrencia a lo largo del ciclo hidrológico. Específicamente se ha encontrado que los meses húmedos coinciden con los comprendidos entre noviembre y abril del año hidrológico, así como en los restantes un déficit de lluvias en la Cuenca del río Rímac y sus colindantes.

Se ha encontrado en 19 estaciones que la cantidad de días secos (lluvia igual a 0.00 mm) es al menos el 60.00 por ciento del tiempo disponible. Solo las estaciones Yauli, Yantac y

Marcapomacocha presentan una cantidad de días secos de por lo menos 40.00 por ciento del tiempo disponible, lo cual probablemente esté relacionado con que las referidas estaciones se encuentran en la Cuenca del Río Mantaro y su régimen de ocurrencia de precipitación que es distinto a la del Rímac. Para la mayoría de las estaciones se observa que la cantidad de datos de lluvia con magnitud menor o igual a 20.00 mm es de alrededor de 40.00 por ciento del tiempo disponible. De hecho, se ha encontrado que es muy poco frecuente la ocurrencia de precipitación con magnitud mayor a 20.00 mm.

Además, para la mayor parte de las estaciones, es posible utilizar la distribución de probabilidad Gamma a fin de ajustar los datos observados con magnitud mayor a 0.10 mm, excepto para las estaciones Santa Eulalia, Chosica y Ñana, debido a que no presentan módulos de precipitación significativos durante el año.

4.1.2. INFORMACIÓN DE PRECIPITACIÓN MEDIA AREAL

La información de precipitación total acumulada en 24 horas de las estaciones pluviométricas se utilizó para estimar el valor medio areal correspondiente de cada una de las unidades hidrográficas de interés, tal como se presenta en el Anexo 2. Se pudo obtener una serie de tiempo de precipitación total acumulada en 24 horas, disponible al 100.00 por ciento para el periodo de interés que comienza el 01/01/2000. Similar a lo encontrado al analizar los datos de precipitación de las estaciones individualmente, a nivel medio areal se ha encontrado que el régimen de ocurrencia de lluvias presenta una fuerte componente estacional, es decir, que entre los meses de noviembre y abril se registran los mayores módulos de precipitación en la cuenca del río Rímac, y en los meses restantes, valores nulos o lluvias poco frecuentes.

En la parte media de la cuenca (UH Chosica, Sheque Inf. y Tamboraque Inf.), el porcentaje de días secos (lluvia igual a 0 mm) es mayor a 40.00 por ciento; en contraste, en la parte alta de la cuenca (UH Sheque Sup. y Tamboraque Sup.) la cantidad encontrada, es de alrededor de 30.00 por ciento. Asimismo, se encontró que la magnitud de la precipitación total acumulada en 24 horas más frecuente, es menor a 20.00 mm. Dicha frecuencia corresponde a no menos de 60.00 por ciento del tiempo, para la parte media de la cuenca; y no menos de 70.00 por ciento, para la parte alta. Valores de lluvia mayores a 20.00 mm son muy poco frecuentes, según los resultados encontrados para todas las unidades hidrográficas.

Como se puede observar en los gráficos del Anexo 2, las series de tiempo de precipitación media areal total acumulada en 24 horas mayor a 0.10 mm podrían ser ajustadas a la distribución de probabilidad teórica de Gamma.

4.2. ANÁLISIS COMPARATIVO DE LA PRECIPITACIÓN

La información de precipitación media areal total acumulada en 24 horas observada y de cada uno de los productos estimados por satélite, fueron comparados para cada unidad hidrográfica definida en la presente investigación. Como se puede observar en la Figura 4.1, la relación de la precipitación observada y estimada por satélite para cada una de las unidades hidrográficas está representada por cada uno de los gráficos de dispersión de la figura mencionada; en donde las filas representan cada una de las unidades hidrográficas y las columnas cada una de las series de precipitación estimada por satélite. Como se han considerado cinco unidades hidrográficas y tres productos satelitales, en total se tienen 15 combinaciones posibles o gráficos de comparación de la precipitación observada (eje de las abscisas) y la estimada por satélite (eje de las ordenadas).

En general, cabe resaltar que para todas las combinaciones de precipitación observada y estimada por satélite no se ha encontrado relación lineal aparente, tal como se puede observar en la Figura 4.1. De hecho, se puede ver que el producto TRMM-3B42RT subestima la precipitación de referencia, mientras CMORPH y PERSIANN la sobrestiman. A fin de poder realizar una comparación más exhaustiva, se elaboró diversos gráficos y se calculó los índices estadísticos que permitieron conocer la estructura del error de cada una de las series de precipitación estimada por satélite.

Tal como se puede observar en la Tabla 4.1, se ha encontrado que no existe relación lineal entre la precipitación observada y cada uno de los productos estimados por satélite. De acuerdo al coeficiente de correlación lineal de Pearson, que varía entre [0.30, 0.40] para el producto TRMM-3B42RT, [0.37, 0.56] para CMORPH y [0.24, 0.36] para PERSIANN, con un nivel de significancia de 5.00 por ciento; se podría establecer que no existe grado de relación lineal directa suficiente para utilizar la precipitación estimada por satélite como variable predictora de la observada. Asimismo, se observa que existe una mejor relación monotónica directa entre las variables comparadas, respecto de su relación lineal. Lo anterior se justifica debido a que se ha encontrado mejores resultados al evaluar el coeficiente de correlación de Spearman, que varía entre [0.35, 0.58] para el producto TRMM-3B42RT, [0.37, 0.53] para CMORPH y [0.57, 0.68] para PERSIANN, con un nivel de significancia de 5.00 por ciento.

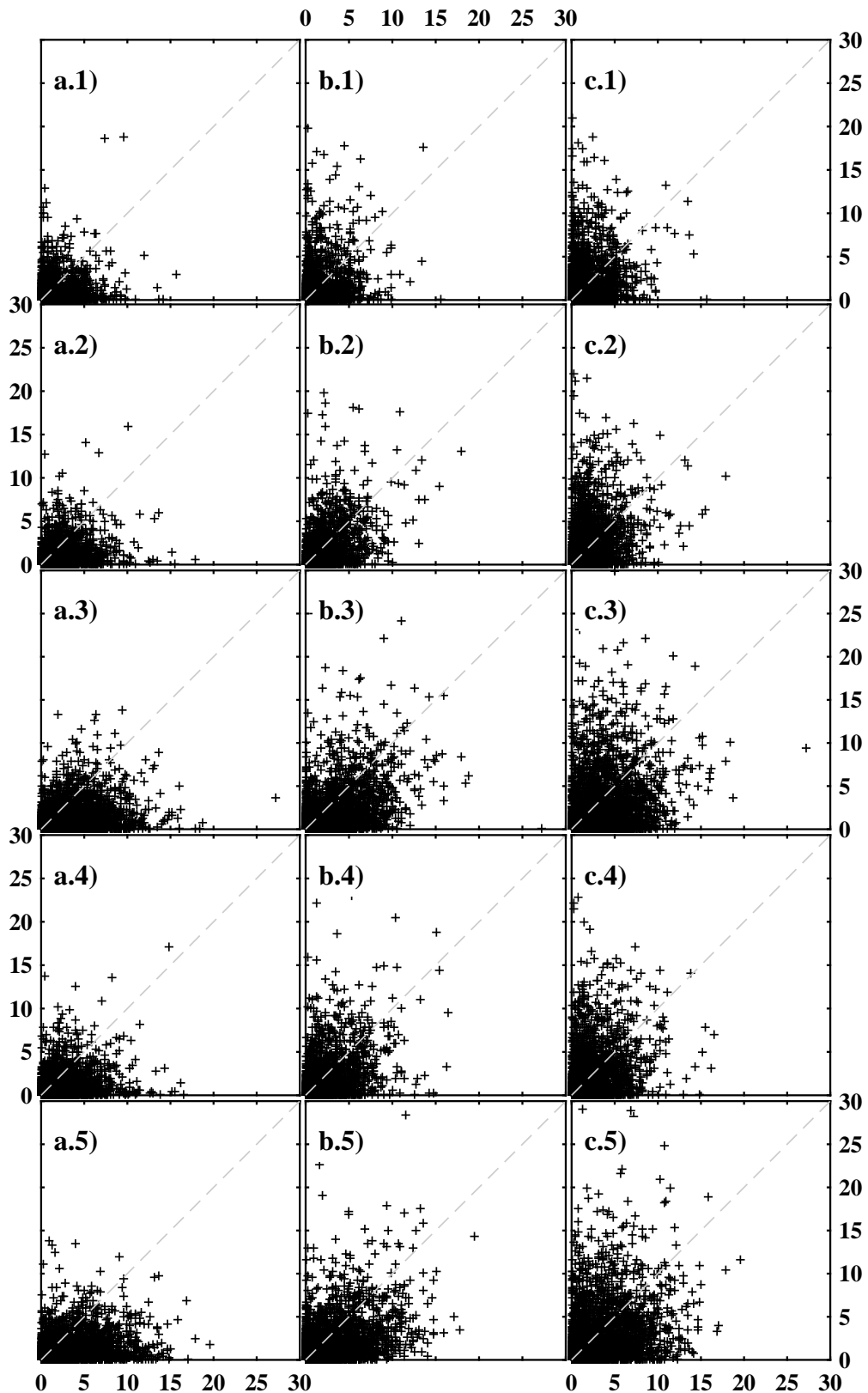


Figura 4.1: Gráfico de dispersión de la lluvia observada a nivel medio areal de cada unidad hidrográfica representada por: 1) Chosica, 2) Sheque Inf., 3) Sheque Sup., 4) Tamboraque Inf. y 5) Tamboraque Sup. y cada una de las series de precipitación estimada por satélite representadas por: a) TRMM-3B42RT, b) CMORPH y c) PERSIANN

Fuente: Propia

Tabla 4.1: Resultados estadísticos de comparación entre la precipitación observada y la estimada por satélite para cada unidad hidrográfica

Serie	Estadístico	a	b	c	d	e
TRMM-3B42RT	r (Pearson)	0.30	0.42	0.40	0.40	0.36
	r (Spearman)	0.42	0.58	0.52	0.52	0.35
	BIAS (%)	54.02	51.86	64.81	51.68	56.07
	RMSE (mm)	2.21	1.68	1.46	1.71	1.47
CMORPH	r (Pearson)	0.37	0.56	0.50	0.50	0.44
	r (Spearman)	0.47	0.53	0.50	0.50	0.37
	BIAS (%)	10.81	16.53	38.30	14.90	28.17
	RMSE (mm)	2.63	1.70	1.39	1.82	1.46
PERSIANN	r (Pearson)	0.24	0.33	0.36	0.30	0.33
	r (Spearman)	0.57	0.68	0.65	0.67	0.66
	BIAS (%)	-12.27	-7.41	23.55	-1.31	21.70
	RMSE (mm)	4.14	3.14	2.00	3.22	2.26

^a representa a la unidad hidrográfica Chosica

^b representa a la unidad hidrográfica Sheque Inferior

^c representa a la unidad hidrográfica Sheque Superior

^d representa a la unidad hidrográfica Tamboraque Inferior

^e representa a la unidad hidrográfica Tamboraque Superior

Fuente: Propia

El producto TRMM-3B42RT presenta un mayor sesgo medio, con valores en el rango de [51.86, 64.81]; mientras CMORPH, en [10.81, 38.30]; y PERSIANN, entre [-7.41, 21.70] por ciento. Como puede observarse, en promedio los productos TRMM-3B42RT y CMORPH sobrestiman la precipitación de referencia, en contraste con el producto PERSIANN que, en algunos casos, subestima la lluvia observada, específicamente en las unidades hidrográficas de Chosica, Sheque y Tamboraque Inferior (parte media de la cuenca).

Respecto del error medio, se evaluó la raíz del error cuadrático medio, cuyos valores se muestran en la Tabla 4.1, en la cual se puede observar que el error medio para el producto TRMM-3B42RT, se encuentra en el rango [1.68, 2.21]; para CMORPH, en [1.39, 2.63]; y para PERSIANN, en [2.00, 4.14] mm. Por lo tanto, se tiene que la magnitud del error es mayor en el producto PERSIANN, seguido de CMORPH y finalmente TRMM-3B42.

Para conocer la distribución de frecuencias relativas de las series de tiempo de la precipitación observada y estimada por satélite, se elaboró la Figura 4.2. Se han utilizado seis rangos en función de la magnitud de la precipitación observada, los cuales están representados mediante: valores iguales a cero (= 0); mayores a cero y menores o iguales que uno (0 – 1); mayores

a uno y menores o iguales que tres (1 – 3); mayores a tres y menores o iguales que cinco (3 – 5); mayores a cinco y menores o iguales que veinte (5 – 20); y mayores que veinte (> 20).

Las frecuencias relativas de las series de precipitación observada y estimada por satélite no coinciden en ninguno de los rangos mostrados en el referido gráfico. Lo anterior ratifica que los productos estimados por satélite presentan errores en la estimación de la precipitación. Para la serie de valores observados y el producto PERSIANN, la cantidad de datos en cada rango es proporcional, sin embargo, no coinciden en magnitud. En constaste, los productos TRMM-3B42RT y CMORPH presentan una mayor cantidad de datos en el rango (0 – 1), excepto para la unidad hidrográfica de Chosica en donde se tiene una similar cantidad de datos en todos los rangos incluida la serie de datos observados. La cantidad de días secos, rango (= 0), encontrada por los productos TRMM-3B42RT y CMORPH es menor que la observada, mientras que PERSIANN presenta una mayor cantidad. En el rango (0 – 1), los productos TRMM-3B42RT y CMORPH presentan una mayor cantidad de datos respecto de los observados y PERSIANN una menor cantidad. En los rangos (1 – 3), (3 – 5) y (5 – 20) la cantidad de datos de todos los productos evaluados es semejante o ligeramente menor que los observados. En todos los casos es muy poco frecuente la ocurrencia de magnitudes de lluvia acumulada en 24 horas mayores a veinte milímetros (> 20).

Asimismo, se puede observar que el porcentaje de contribución al total acumulado de lluvia por rangos para cada uno de los productos estimados por satélite no coinciden con el observado. Para las unidades hidrográficas que componen la parte media de la cuenca se tiene que los rangos (1 – 3), (3 – 5) y (5 – 20) representan al menos el 90.00 por ciento del total acumulado observado. Mientras que para las unidades de la parte alta de la cuenca, UH Sheque y Tamboraque Sup., solo el rango (5 – 20) representa más de 50.00 por ciento del total observado. Lo anterior da cuenta de lo esperado en cuanto a que en la parte alta de la cuenca se debería de registrar los mayores módulos de precipitación. Sin embargo, en comparación con los productos estimados por satélite, se ha encontrado que el producto TRMM-3B42RT difiere significativamente de la referencia; específicamente, en los rangos (3 – 5) y (5 – 20), en donde se ha encontrado menores porcentajes de contribución al total acumulado; mientras que en (0 – 1) y (1 – 3), mayores porcentajes. Los productos CMORPH y PERSIANN presentan un comportamiento semejante en la contribución al total acumulado que el de la referencia.

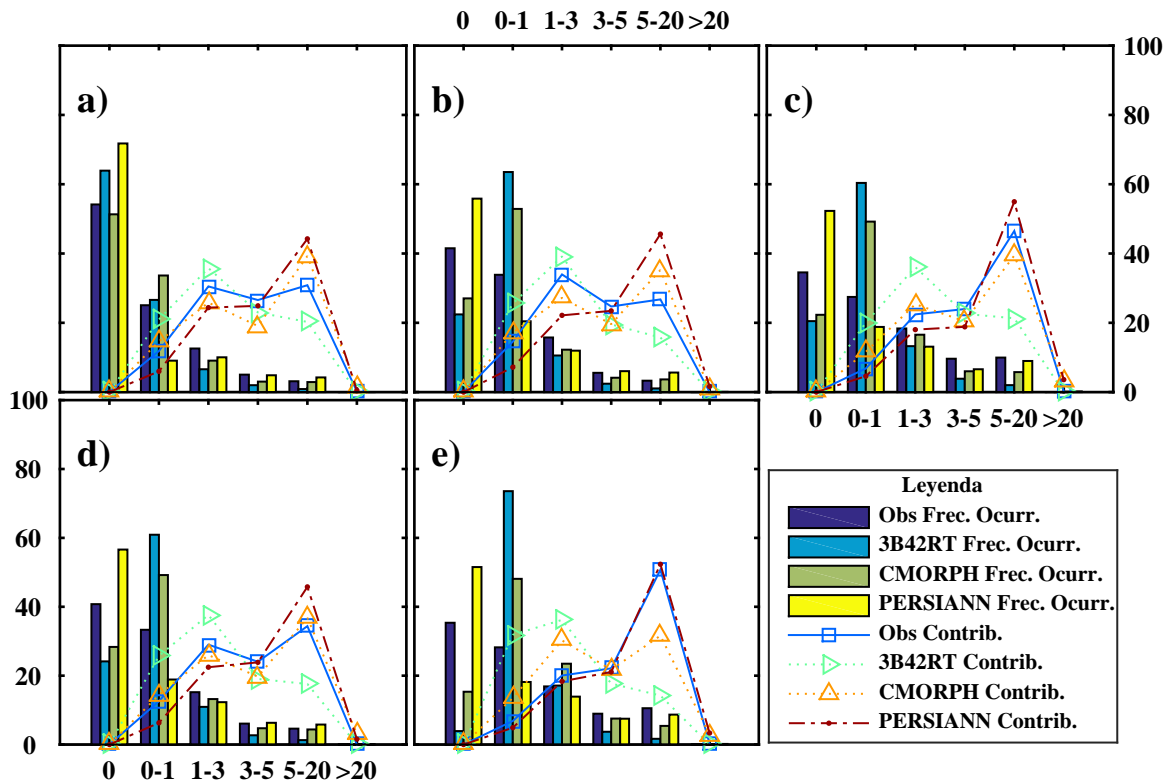


Figura 4.2: Histograma de frecuencias relativas y porcentaje de contribución de la precipitación observada y estimada por satélite para la: a) UH. Chosica, b) UH Sheque Inf., c) UH Sheque Sup., d) UH Tamboraque Inf. y e) UH Tamboraque Sup

Fuente: Propia

En la Figura 4.3 se presenta la magnitud de los errores medios por rangos, así como el sesgo relativo para cada una de las unidades hidrográficas y los productos estimados por satélite, considerados en el presente estudio. En general, se ha encontrado que el error medio aumenta con el rango de la variable de referencia. Para las unidades hidrográficas de la parte media de la cuenca, el error medio es de alrededor de 5.00 mm para todas las clases o rangos considerados, mientras que para la parte alta de la cuenca ocurre lo mismo excepto para las clases (5 – 20) y (> 20) en donde se ha encontrado errores significativos. Para la clase (= 0), el error encontrado es de alrededor de 1.00 mm, en todos los casos; en contraste de lo que ocurre con la clase (> 20), en donde el error encontrado es nulo, con excepción de la UH Sheque Sup., en donde se ha encontrado errores mayores a 20.00 mm. para los tres productos evaluados.

Respecto del sesgo por rangos o clases de la variable de referencia, se puede observar que el sesgo relativo disminuye con la misma. Todos los productos de precipitación estimados por satélite subestiman la observada en todos los rangos excepto en (0 – 1), en donde ocurre lo contrario. La magnitud del sesgo relativo encontrado en todos los casos varía entre $[-100.00, 100.00]$ por ciento, excepto para los productos CMORPH y PERSIANN de la UH Chosica, en donde se supera el 200.00 por ciento.

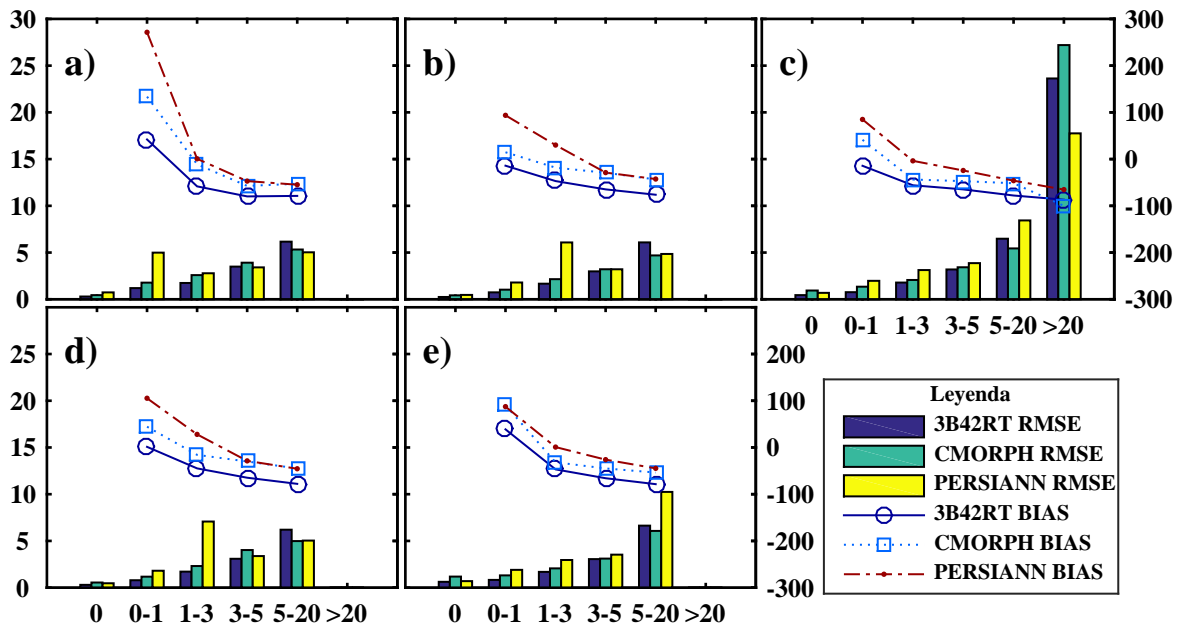


Figura 4.3: Sesgo relativo y raíz del error cuadrático medio por rangos entre la precipitación observada y estimada por satélite para la: a) UH. Chosica, b) UH Sheque Inf., c) UH Sheque Sup., d) UH Tamboraque Inf. y e) UH Tamboraque Sup

Fuente: Propia

A nivel mensual se ha encontrado que el error medio es mayor entre noviembre y abril que entre mayo y setiembre, según se puede observar en la Figura 4.4. Lo anterior se relaciona con la temporada lluviosa y seca del ciclo hidrológico que ocurre en la cuenca del río Rímac y el rendimiento de las series de lluvia estimada por satélite. Para la temporada lluviosa, se puede observar que el producto PERSIANN presenta mayores errores, seguido de CMORPH y finalmente TRMM-3B42RT. Por otro lado, para la temporada seca el producto CMORPH es el que presenta los mayores errores, mientras que los restantes similares magnitudes. Cabe resaltar como el error del producto PERSIANN, para el mes de noviembre y las unidades hidrográficas que conforman la parte media de la cuenca, presenta los mayores valores encontrados, con magnitudes por encima de 8 mm. En las unidades hidrográficas que conforman la parte media de la cuenca, se ha encontrado que para la temporada lluviosa el error se encuentra entre [1.50, 3.00], mientras que para la seca entre [0.00, 0.50] mm. Para las unidades hidrográficas de la parte alta, el error encontrado se encuentra entre [2.00, 4.00] para la temporada lluviosa, en tanto para la seca entre [0.00, 2.00] mm.

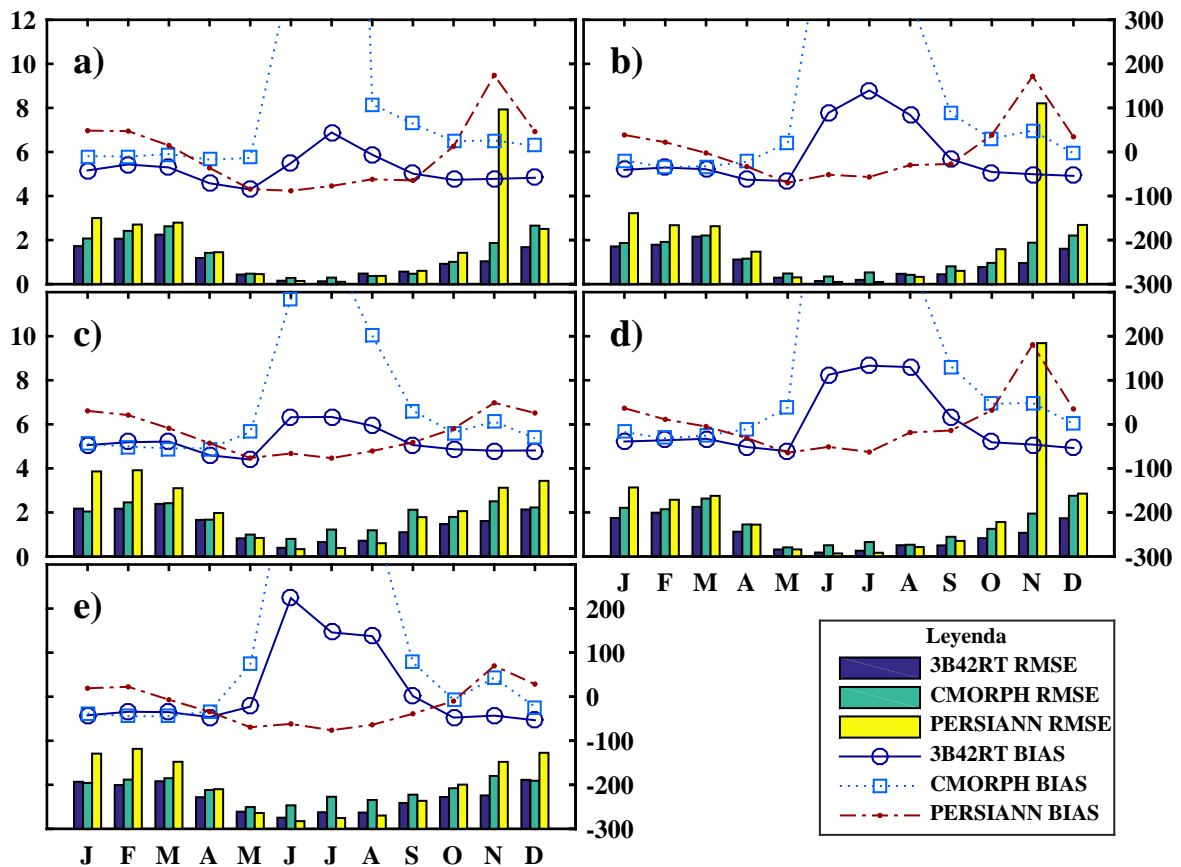


Figura 4.4: Sesgo relativo y raíz del error cuadrático medio por mes entre la precipitación observada y estimada por satélite para la: a) UH. Chosica, b) UH Sheque Inf., c) UH Sheque Sup., d) UH Tamboraque Inf. y e) UH Tamboraque Sup

Fuente: Propia

El sesgo relativo a nivel mensual para cada uno de los productos de precipitación estimada por satélite se puede visualizar en la Figura 4.4. Se observa que en promedio los productos TRMM-3B42RT y CMORPH subestiman la precipitación de referencia en la temporada lluviosa y la sobrestiman en la seca. El producto PERSIANN presenta un comportamiento contrario al anterior, sobrestimando la precipitación de referencia en la temporada lluviosa y subestimándola en la seca. Resalta el hecho de que el producto CMORPH presenta una sobrestimación de la lluvia de referencia en la temporada seca por encima de 300.00 por ciento. En todo caso es importante resaltar que todos los productos presentan diferentes magnitudes y sentidos de sesgo, lo cual ha tenido influencia en la aplicación de los métodos de corrección del sesgo implementados en el presente trabajo de investigación.

Hasta aquí se ha hecho un análisis de la información respecto de la intensidad de la precipitación y su distribución a lo largo del periodo de estudio, esto no demuestra la habilidad de los productos de simular la ocurrencia de eventos de lluvia, los cuales tienen incidencia directa en la simulación de caudales. Por ello, se ha utilizado estadísticos categóricos a través de tablas de contingencia y predefinidos umbrales, cuyos resultados se muestran en la Figura

4.5, en la que se puede observar que los umbrales definidos son: 1, 5 y 10 mm, que han sido utilizados debido a que corresponden a los valores más frecuentes encontrados en el análisis previo. La habilidad de detectar eventos de lluvia de los productos de precipitación evaluados disminuye a medida que aumenta el umbral considerado, según se puede observar en la Figura 4.5 (a.1, b.1 y c.1). Se ha encontrado que para los productos CMORPH y PERSIANN el sesgo aumenta con los umbrales, mientras que para TRMM-3B42RT disminuye, según se puede observar en la Figura 4.5 (a.4, b.4 y c.4). De acuerdo a los resultados de sesgo del producto TRMM-3B42RT, los cuales son menores que 1, se puede deducir que el porcentaje de ocurrencia de eventos no detectados es mayor que el de falsas alarmas. En el caso de los productos CMORPH y PERSIANN, específicamente para el umbral de 10 mm, se ha encontrado valores de sesgo mucho mayores que 1, lo cual sugiere que el porcentaje de falsas alarmas excede significativamente el de eventos no detectados. Cabe resaltar que un valor de sesgo de 1 no necesariamente indica igualdad entre la precipitación observada y los productos estimados por satélite.

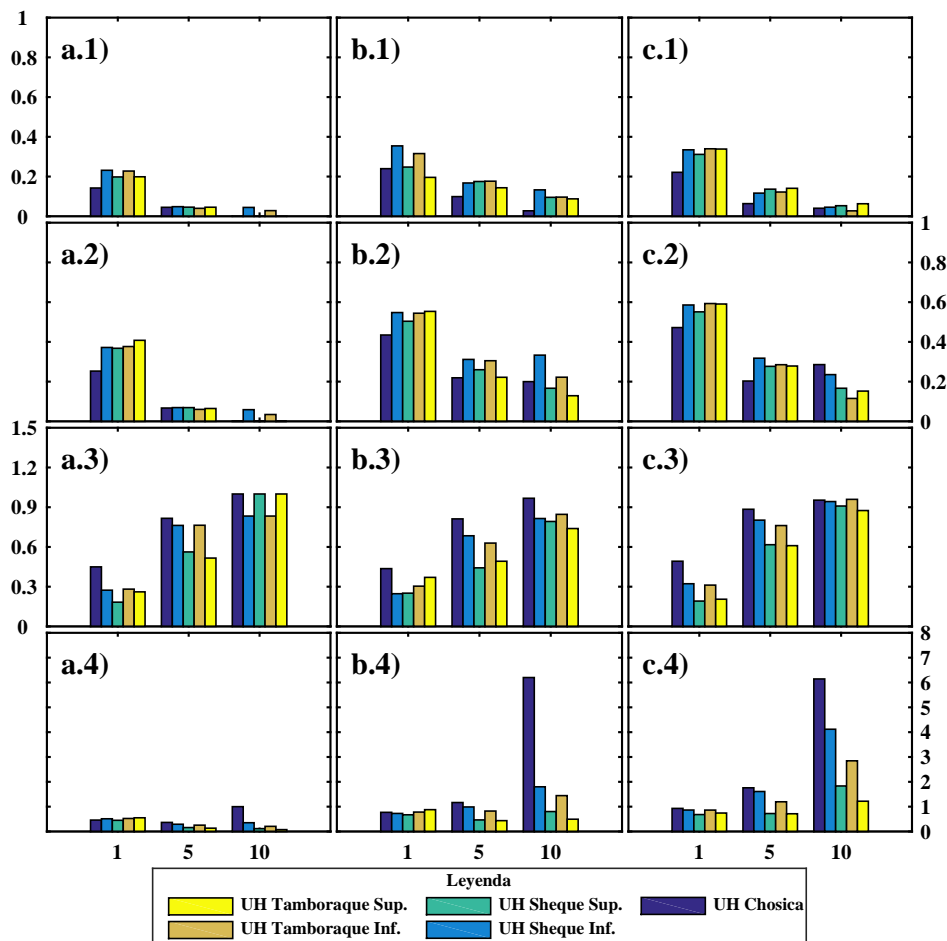


Figura 4.5: Estadísticos categóricos representados por: 1) ETS, 2) POD, 3) FAR y 4) FBS para cada uno de los productos de precipitación estimados por satélite representados mediante: a) TRMM-3B42RT, b) CMORPH y c) PERSIANN

Fuente: Propia

El porcentaje de detección de los eventos de lluvia disminuye a medida que aumenta el umbral considerado, según se puede observar en la Figura 4.5 (a.2, b.2 y c.2). Para el umbral de 1 mm, el porcentaje de detección de lluvia encontrado está comprendido en el rango de [20.00, 60.00]; mientras que para 5 mm, en [7.00, 40.00]; y finalmente para 10 mm, entre [0.00, 25.00] por ciento. Respecto del porcentaje de falsa alarma, se ha encontrado que dicha magnitud aumenta con el umbral considerado. Para las tres series de precipitación estimada por satélite se ha encontrado un semejante comportamiento en su poca habilidad para detectar eventos de lluvia de cada una de las simulaciones.

4.3. IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO HYMOD

Para evaluar la utilidad de la precipitación estimada por satélite y la observada en la simulación de caudales de las unidades hidrográficas de interés, se ha implementado el modelo hidrológico de precipitación - escorrentía a paso de tiempo diario HYMOD. La calibración fue procesada automáticamente mediante la maximización de la función de probabilidad objetivo usando el algoritmo DREAM, y los parámetros del modelo fueron seleccionados del rango numérico experimental descrito anteriormente. Se han utilizado 10 secuencias paralelas y 1000 simulaciones o muestras en el proceso de calibración, con lo cual se ha podido alcanzar la convergencia requerida en todos los casos evaluados. Se ha presentado la serie del caudal medio simulado así como los intervalos de confianza al 95.00 por ciento, tanto para el periodo de calibración como el de validación.

4.3.1. UNIDAD HIDROGRÁFICA SHEQUE SUPERIOR

Se ha implementado el modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Superior, según se puede observar en la Figura 4.6 y los Anexos 5, 7 y 9 (**Unidad Sheque Superior**). Se ha realizado la simulación de caudales a nivel diario (Panel superior: a) y mensual (Panel inferior: b), tanto para el periodo de calibración como el de validación.

La serie de referencia está constituida por la de los caudales observados en la estación Sheque. Los resultados de la simulación de caudales utilizando la serie de lluvia observada están representados por la Figura 4.6. Del gráfico en mención se sugiere que los caudales simulados usando datos de lluvia observada presentan un buen ajuste a todas las partes del hidrograma de referencia, tanto a los caudales base, medios y picos a nivel mensual. Asimismo, se visualiza que el intervalo de confianza al 95.00 por ciento coincide totalmente con el valor medio o no se pueden observar diferencias significativas, es decir que no se ha encontrado mucha dispersión entre todas las simulaciones realizadas. La serie de caudales diarios presentan magnitudes razonables y pueden ser vistos como los resultados de una forma de discretización diaria del caudal utilizando el modelo HYMOD calibrado y la serie de lluvia observada. En todo caso, lo ideal hubiese sido utilizar datos de caudales diarios para realizar

el proceso de calibración, pero como no se encuentra disponible información de caudales naturales a nivel diario en la cuenca del Rímac, debido a la alta componente de regulación, se ha tenido que estimar el caudal medio mensual para realizar la calibración respectiva del modelo usando datos naturalizados a nivel mensual.

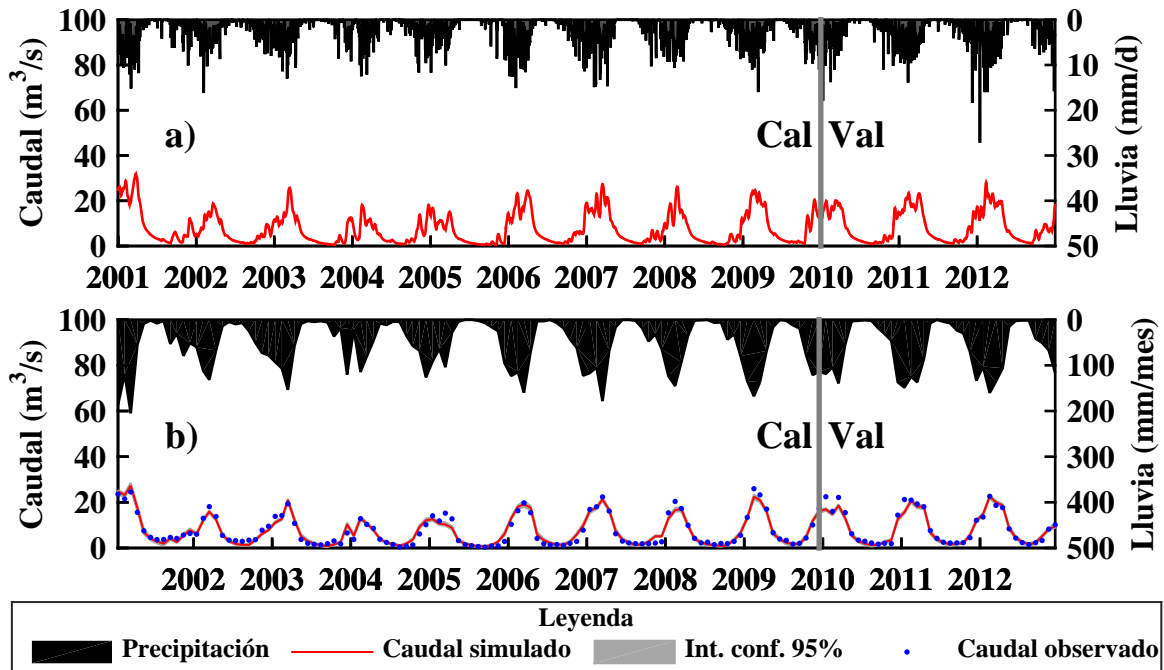


Figura 4.6: Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando la serie de lluvia observada. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual

Fuente: Propia

Se ha implementado el modelo HYMOD para cada uno de los casos de estudio propuestos en la presente investigación, según se puede observar en los Anexos 5, 7 y 9 (**Unidad Sheque Superior**). Asimismo se han calculado diversos índices estadístico de eficiencia, tales como la raíz del error cuadrático medio, el sesgo relativo y el coeficiente de Nash-Sutcliffe, según se puede ver en la Tabla 4.2.

Para la serie de caudales simulados utilizando la precipitación observada, se ha encontrado que el error medio es de alrededor $1.50 m^3s^{-1}$ para el periodo de calibración como el de validación. El sesgo relativo en el periodo de calibración fue menor que 1.00 por ciento, mientras que en el de validación ligeramente menor que -5.00 por ciento. En ambos periodos el coeficiente de Nash-Sutcliffe fue de 0.95. Lo cual confirma lo aseverado anteriormente, en cuanto a que utilizando datos observados de lluvia se ha podido reproducir muy bien todos los aspectos del hidrograma observado a nivel mensual para la unidad hidrográfica Sheque Superior.

Según los resultados encontrados en la implementación del Caso I, para el periodo de ca-

libración se tiene que los productos TRMM-3B42RT, CMORPH y PERSIANN presentan errores medios por encima de $5.50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, subestiman los caudales observados en menos de -34.00 por ciento y los índices de eficiencia de Nash-Sutcliffe sugieren que sería más representativo utilizar el valor medio de la referencia en vez realizar la simulación de caudales con los productos evaluados. Para el periodo de validación, se han obtenido errores medios por encima de $7.50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, una subestimación del caudal observado menor de -50.00 por ciento y coeficientes de eficiencia negativos.

Tabla 4.2: Estadísticos descriptivos de la simulación precipitación - escorrentía utilizando la serie de lluvia observada y estimada por satélite para la unidad hidrográfica Sheque Superior

Variable	Caso I			Caso II			Caso III			
	RMSE [m^3/s]	BIAS [%]	NSCE [-]	RMSE [m^3/s]	BIAS [%]	NSCE [-]	RMSE [m^3/s]	BIAS [%]	NSCE [-]	
CP	3B42RT	7.86	-75.86	-0.34	4.09	-32.04	0.64	2.73	1.97	0.84
	CMORPH	5.65	-34.16	0.30	4.29	-22.66	0.60	4.49	-0.18	0.56
	PERSIANN	7.82	-75.34	-0.32	7.15	-66.86	-0.11	2.73	1.88	0.84
	OBS	1.58	0.46	0.95	-	-	-	-	-	-
VP	3B42RT	9.88	-80.97	-0.68	5.63	-44.70	0.45	3.43	-17.75	0.80
	CMORPH	7.65	-54.00	-0.01	6.15	-48.73	0.35	5.52	-32.58	0.48
	PERSIANN	9.83	-80.54	-0.67	9.14	-73.72	-0.44	3.42	-17.73	0.80
	OBS	1.69	-5.53	0.95	-	-	-	-	-	-

^{CP} significa periodo de calibración.

^{VP} significa periodo de validación.

Fuente: Propia

En la implementación del Caso II, se ha encontrado que mediante el factor de error de precipitación se ha podido mejorar el rendimiento de las series de precipitación estimada por satélite para la simulación de caudales en la unidad hidrográfica Sheque Superior. De hecho los productos TRMM-3B42RT y CMORPH presentan índices estadísticos que ratifican lo anterior, sin embargo, con PERSIANN no ocurre lo mismo. A pesar de que los resultados no son mejores que los encontrados utilizando la lluvia observada, para el periodo de calibración, se ha obtenido un error medio ligeramente mayor que $4.00 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, las simulaciones subestiman la serie de caudales observados en menos de -20.00 por ciento y los índices de eficiencia para TRMM-3B42RT y CMORPH son mayores que 0.60, mientras que para PERSIANN se podría sugerir que es mejor utilizar la media de los valores observados en lugar de la simulación con dicho producto. Para el periodo de validación, se han obtenido errores medios mayores de $5.50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, las simulaciones subestiman la serie de observados en menos de -40.00 por ciento y los índices de eficiencia para TRMM-3B42RT y CMORPH son mayores que 0.35, mientras que para PERSIANN se ratifica lo sugerido anteriormente.

Los resultados encontrados en el Caso III sugieren que utilizando el método Mapeo Cuantil

se ha podido mejorar el rendimiento de las series de precipitación estimada por satélite para la simulación de caudales en la unidad hidrográfica Sheque Superior. Para el periodo de calibración los errores medios calculados son menores que $4.50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, el sesgo de las simulaciones están en el rango $[-0.20, 2.00]$ por ciento y los índices de eficiencia calculados son mayores que 0.55. En el periodo de validación se ha encontrado que los errores medios están alrededor de $4.00 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, las simulaciones subestiman la serie de caudales observados en menos de -17.00 por ciento y los índices de eficiencia son mayores de 0.48.

Además, ha sido de utilidad realizar el diagrama de Taylor a fin de poder sintetizar las simulaciones de todos los casos evaluados en un solo gráfico, tal como se muestra en la Figura 4.7. En el referido gráfico se puede observar que se han utilizado tres estadísticos para comparar las diversas simulaciones con la serie de caudales observados, que corresponden a la desviación estándar, el coeficiente de correlación lineal de Pearson y la raíz del error cuadrático medio centrado. Se ha utilizado un gráfico para el periodo de calibración y otro para el de validación.

Las simulaciones que presenten un alto grado de relación lineal, menores errores y similar variabilidad que la referencia, representado a través de la desviación estándar, se podrán considerar como las que mejor habilidad presentan para realizar la simulación de los caudales observados. Por tanto, como se han utilizado tres casos para evaluar la simulación de caudales utilizando la precipitación: en el primero de ellos la observada y de los productos estimados por satélite evaluados; el segundo con los mismos productos con sesgo corregido mediante el factor de error; y el último utilizando el método Mapeo Cuantil; se tienen en total diez simulaciones y una serie del caudal observado. De éstos, se ha encontrado que, tanto para el periodo de calibración y validación, las series que mejor rendimiento presentan en la simulación de caudales corresponden a las que utilizaron, en orden ascendente, la lluvia observada (**B**), el producto TRMM-3B42RT (**I**) y PERSIANN (**K**) con sesgo corregido mediante el método Mapeo Cuantil del Caso III. Lo anterior concuerda con los resultados presentados en la Tabla 4.2.

Finalmente, se puede observar que el uso del factor de error de precipitación y el método Mapeo Cuantil ha mejorado el rendimiento de las series de precipitación estimada por satélite, utilizados en la presente investigación, para la simulación de caudales en la unidad hidrográfica Sheque Superior.

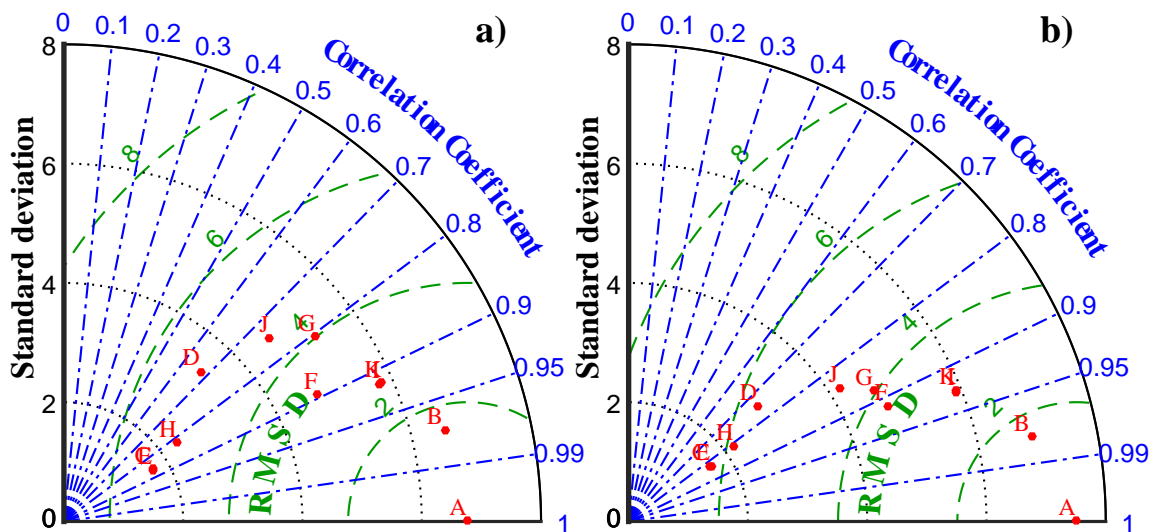


Figura 4.7: Patrones estadísticos describiendo el caudal simulado, mediante el modelo HYMOD, utilizando la lluvia observada y estimada por satélite con y sin corrección mediante los casos planteados para la unidad hidrográfica Sheque Sup. y el periodo de: a) Calibración y b) Validación

Fuente: Propia

Donde **A** representa la serie de caudales observados; **B**, **C**, **D** y **E** la de los simulados utilizando la lluvia observada, el producto TRMM-3B42RT, CMORPH y PERSIANN sin sesgo corregido según el Caso I, respectivamente; **F**, **G** y **H** la de los simulados utilizando el producto TRMM-3B42RT, CMORPH y PERSIANN con sesgo corregido mediante el Caso II, respectivamente; **I**, **J** y **K** la de los simulados utilizando el producto TRMM-3B42RT, CMORPH y PERSIANN con sesgo corregido mediante el Caso III, respectivamente.

4.3.2. UNIDAD HIDROGRÁFICA TAMBORAQUE SUPERIOR

Se ha implementado el modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Superior, según se puede observar en la Figura 4.8 y los Anexos 6, 8 y 10 (**Unidad Tamboraque Superior**). Se ha realizado la simulación de caudales a nivel diario (Panel superior: a) y mensual (Panel inferior: b), tanto para el periodo de calibración como el de validación.

La serie de referencia está constituida por la de los caudales observados en la estación Tamboraque. Los resultados de la simulación de caudales utilizando la serie de precipitación observada están representados por la Figura 4.8. Del gráfico en mención se sugiere que los caudales simulados usando datos de precipitación observada presentan un buen ajuste a la parte media del hidrograma de referencia, es decir, a los caudales que no corresponden a la época lluviosa ni seca de la cuenca. Sin embargo, se puede visualizar que se han subestimado los caudales que conforman la parte baja y alta del hidrograma, es decir, el caudal base y de avenidas. Asimismo, se visualiza que el intervalo de confianza al 95.00 por ciento coincide totalmente con el valor medio o no hay diferencias significativas, es decir que no se ha

encontrado mucha dispersión entre todas las simulaciones realizadas.

La serie de caudales diarios presentan magnitudes razonables guardando relación lógica con el proceso de lluvia - escorrentía. En todo caso, lo ideal hubiese sido utilizar datos de caudales diarios para realizar el proceso de calibración, pero como no se encuentra disponible información de caudales naturales a nivel diario en la cuenca del Rímac, debido a la alta componente de regulación, se ha tenido que estimar el caudal medio mensual para realizar la calibración respectiva del modelo usando datos naturalizados.

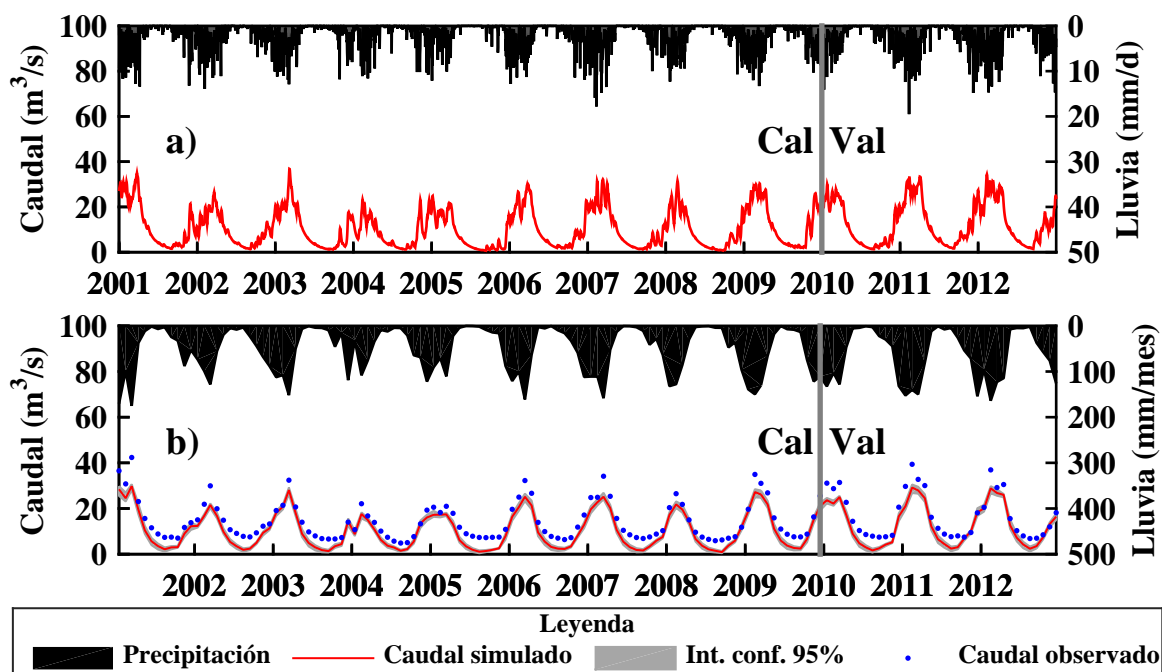


Figura 4.8: Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. utilizando la serie de lluvia observada. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual

Fuente: Propia

Cabe resaltar que las partes del hidrograma que corresponden a la época seca y de avenidas no han podido ser representadas correctamente por el modelo HYMOD calibrado, o al menos como en el caso de la unidad hidrográfica Sheque Superior. Asimismo, destaca el hecho de que en la época seca en donde la lluvia observada ha sido casi nula en todo el periodo de análisis, el caudal observado presente magnitudes no menores a $5.00 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y las simulaciones, utilizando la precipitación observada, magnitudes cercanas a $0.00 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Lo anterior constituye tres posibilidades: que el modelo HYMOD no sea capaz de simular una subcuenca de este tipo; que haya habido un problema en el proceso de naturalización de la serie de caudales observados con los que estamos trabajando; o que los referidos caudales de estiaje estén relacionados con el aporte del túnel Graton, que en promedio se estima proporciona $4.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Se podría descartar la primera posibilidad puesto que el referido modelo calibrado ha simulado correctamente todos los aspectos del hidrograma en la unidad hidrográfica Sheque Superior, en donde se tiene un comportamiento similar de las serie de precipitación observada y características geomorfológicas semejantes a la subcuenca en estudio. Respecto del proceso de naturalización de caudales, se podría considerar como confiable habida cuenta de que provienen del cálculo de balance hídrico a nivel mensual y los resultados son semejantes a los obtenidos para la estación Sheque. Sin embargo, los aportes del túnel Gratton no han sido considerados en el modelo debido a que no se cuenta con registros de su magnitud. En todo caso, no se podrá estudiar en detalle el por qué de este problema debido a que dicho trabajo no forma parte de los objetivos del presente estudio y no se cuenta con información suficiente para llevarlo a cabo.

Se han calculado diversos índices estadístico de eficiencia, tales como la raíz del error cuadrático medio, el sesgo relativo y el coeficiente de Nash-Sutcliffe, según se puede ver en la Tabla 4.3. Para la serie de caudales simulados utilizando la lluvia observada, se ha encontrado que el error medio es de alrededor $4.50 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ para el periodo de calibración como el de validación. El sesgo relativo en el periodo de calibración y validación fue menor que -20.00 por ciento. En ambos periodos el coeficiente de Nash-Sutcliffe fue mayor de 0.70. Lo cual confirma lo aseverado anteriormente en cuanto a que si bien no se ha podido obtener los mismo resultados que los encontrados en la UH Sheque Sup., éstos se pueden caracterizar como de aceptables.

Según los resultados encontrados en la implementación del Caso I, para el periodo de calibración se tiene que los productos TRMM-3B42RT, CMORPH y PERSIANN presentan errores medios por encima de $8.00 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, subestiman los caudales observados en menos de -40.00 por ciento y los índices de eficiencia de Nash-Sutcliffe sugieren que sería más representativo utilizar el valor medio de la referencia que realizar la simulación de caudales con los productos evaluados. Para el periodo de validación ocurre algo similar, se han obtenido errores medios por encima de $12.50 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, una subestimación del caudal observado menor de -55.00 por ciento y coeficientes de eficiencia negativos. Con lo cual se ratifica que los productos de precipitación evaluados no son útiles de la forma en que están disponibles.

En la implementación del Caso II, a diferencia de lo obtenido en la unidad hidrográfica Sheque Superior, se ha encontrado que mediante el factor de error de precipitación no se ha podido mejorar el rendimiento de los productos de precipitación estimados por satélite para la simulación de caudales en la unidad hidrográfica Tamboraque Superior. Tanto los errores medios, como el sesgo y los índices de eficiencia presentan magnitudes similares a las del Caso I, según se puede observar en la Tabla 4.3.

Tabla 4.3: Estadísticos descriptivos de la simulación precipitación - escorrentía utilizando la serie de lluvia observada y estimada por satélite para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup

Variable	Caso I			Caso II			Caso III			
	RMSE [m ³ /s]	BIAS [%]	NSCE [-]	RMSE [m ³ /s]	BIAS [%]	NSCE [-]	RMSE [m ³ /s]	BIAS [%]	NSCE [-]	
CP	3B42RT	12.36	-73.55	-1.17	9.30	-56.19	-0.23	6.42	-35.72	0.41
	CMORPH	8.58	-40.18	-0.17	9.06	-52.70	-0.31	6.90	-23.14	0.24
	PERSIANN	12.37	-73.50	-1.17	12.78	-74.96	-1.32	6.41	-35.65	0.42
	OBS	4.57	-28.53	0.70	-	-	-	-	-	-
VP	3B42RT	15.66	-77.67	-1.31	12.31	-62.89	-0.43	9.03	-45.00	0.23
	CMORPH	12.74	-56.88	-0.53	13.31	-67.14	-0.67	10.56	-45.09	-0.05
	PERSIANN	15.67	-77.63	-1.31	16.06	-78.16	-1.43	9.03	-44.95	0.23
	OBS	4.91	-24.38	0.77	-	-	-	-	-	-

^{CP} significa periodo de calibración.

^{VP} significa periodo de validación.

Fuente: Propia

Los resultados encontrados en el Caso III, de forma similar que con la unidad hidrográfica Sheque Superior, sugieren que utilizando el método Mapeo Cuantil se ha podido mejorar el rendimiento de las series de precipitación estimada por satélite para la simulación de caudales en la unidad hidrográfica Tamboraque Superior.

Para el periodo de calibración los errores medios calculados son menores que $7.00 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, las simulaciones subestiman la referencia en menos del -20.00 por ciento y los índices de eficiencia calculados son mayores que 0.25. En el periodo de validación se ha encontrado que los errores medios están alrededor de $10.00 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, las simulaciones subestiman la serie de caudales observados en menos de -40.00 por ciento y los índices de eficiencia son mayores de 0.20 para las simulaciones que utilizan los productos TRMM-3B42RT y PERSIANN, mientras que con CMORPH sería mejor que utilizar la media de la serie de referencia.

Además, similar a lo hecho con los resultados correspondientes a la unidad hidrográfica Sheque Superior, ha sido de utilidad realizar el diagrama de Taylor a fin de poder sintetizar las simulaciones de todos los casos evaluados en un solo gráfico, tal como se muestra en la Figura 4.9. En el referido gráfico se puede observar que se han utilizado tres estadísticos para comparar las diversas simulaciones con la serie de caudales observados, los cuales corresponden a la desviación estándar, el coeficiente de correlación lineal de Pearson y la raíz del error cuadrático medio centrado. Se ha utilizado un gráfico para el periodo de calibración y otro para el de validación.

Las simulaciones que presenten un alto grado de relación lineal, menores errores y similar

variabilidad que la referencia, representado a través de la desviación estándar, se podrán considerar como las que mejor habilidad presentan para realizar la simulación de los caudales observados. Por tanto, como se han utilizado tres casos para evaluar la simulación de caudales utilizando la precipitación: en el primero de ellos la observada y de los productos estimados por satélite evaluados; el segundo con los mismos productos con sesgo corregido mediante el factor de error; y el último utilizando el método Mapeo Cuantil; con lo cual se tiene en total diez simulaciones y una serie del caudal observado. De éstos, se ha encontrado que, tanto para el periodo de calibración y validación, las series que mejor rendimiento presentan en la simulación de caudales corresponden a las que utilizaron, en orden ascendente, la lluvia observada (**B**), el producto TRMM-3B42RT (**I**) y PERSIANN (**K**) con sesgo corregido mediante el método Mapeo Cuantil del Caso III. Lo anterior concuerda con los resultados presentados en la Tabla 4.3.

Finalmente, se puede observar que, para el caso de la unidad hidrográfica Tamboraque Superior, solo el uso del método Mapeo Cuantil ha mejorado el rendimiento de las series de precipitación estimada por satélite en la simulación de caudales.

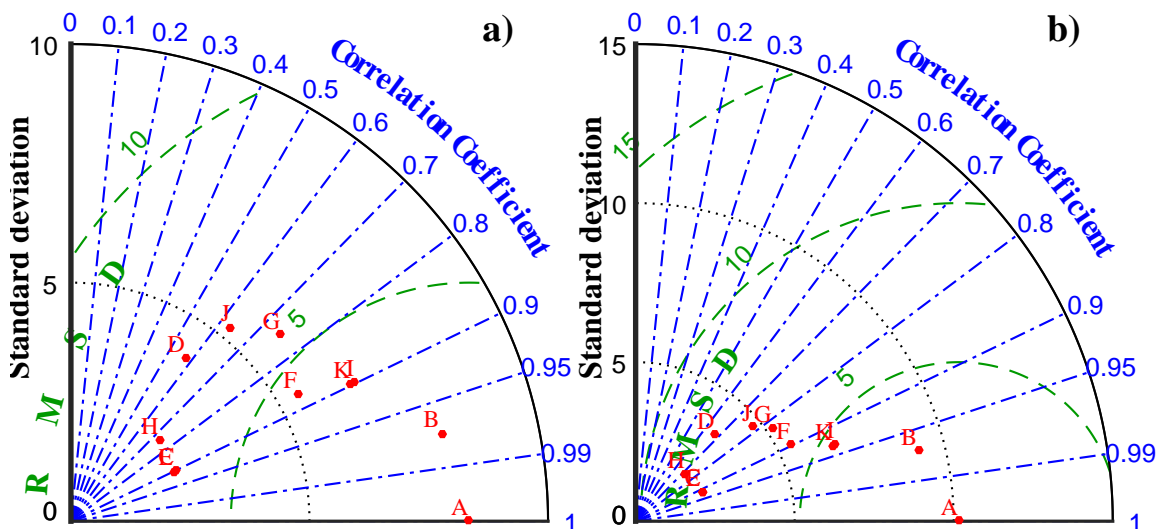


Figura 4.9: Patrones estadísticos describiendo el caudal simulado, mediante el modelo HYMOD, utilizando la lluvia observada y estimada por satélite con y sin corrección mediante los casos planteados para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. y el periodo de: a) Calibración y b) Validación

Fuente: Propia

Donde **A** representa la serie de caudales observados; **B**, **C**, **D** y **E** la de los simulados utilizando la lluvia observada, el producto TRMM-3B42RT, CMORPH y PERSIANN sin sesgo corregido según el Caso I, respectivamente; **F**, **G** y **H** la de los simulados utilizando el producto TRMM-3B42RT, CMORPH y PERSIANN con sesgo corregido mediante el Caso II, respectivamente; **I**, **J** y **K** la de los simulados utilizando el producto TRMM-3B42RT, CMORPH y PERSIANN con sesgo corregido mediante el Caso III, respectivamente.

4.3.3. UNIDAD HIDROGRÁFICA RÍMAC

Con la finalidad de evaluar la habilidad de la precipitación estimada por satélite en la simulación de caudales a nivel diario, se ha implementado el modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Rímac con punto de salida en la estación Chosica, que comprende la producción hídrica de todas las subcuencas definidas en la presente investigación: UH Chosica; UH Sheque Inferior y Superior; y UH Tamboraque Inferior y Superior, para los tres casos evaluados. Se ha realizado lo anterior debido a que se cuenta con la serie de caudales diarios registrados en la estación Chosica. Cabe resaltar que dicha información corresponde a la producción hídrica natural y regulada de la parte media y alta de la cuenca del Rímac, así como el trasvase intercuenca.

El modelo HYMOD implementado para la UH Sheque y Tamboraque Superior fue calibrado debido a que se contaba con información de caudales naturalizados a nivel mensual en las estaciones Sheque y Tamboraque, respectivamente. Por tanto, se ha podido determinar los valores más probables de los parámetros del modelo hidrológico para cada uno de los casos evaluados, según se puede observar en los Anexos 11, 12. Los referidos parámetros que corresponden a la representación matemática de algunos aspectos físicos relacionados con la producción hídrica de las unidades hidrográficas en estudio –tales como la cobertura vegetal, el tipo de suelo, la pendiente, los parámetros hidrogeológicos del acuífero, etc.– podrían ser utilizados en subcuencas con semejantes características geomorfológicas que las que se han simulado en la presente investigación. De ser posible, lo anterior constituiría una ventaja comparativa para simular caudales con razonables resultados en cuencas no aforadas. De hecho, a fin de poder probar si lo anteriormente señalado es factible y debido a que se cuenta con las series de precipitación observada y estimada por satélite para todas las unidades hidrográficas en estudio, se han utilizado los parámetros del modelo HYMOD correspondientes a la UH Sheque Sup. en Sheque Inf. y Chosica; asimismo, se ha hecho uso de los parámetros de la UH Tamboraque Sup. en Tamboraque Inf. Con lo cual se ha podido simular las cinco unidades hidrográficas en estudio.

En relación a la acumulación del flujo por subcuencas, habida cuenta de que se trata de un sistema interconectado, se ha utilizado la suma simple a nivel diario de la misma. Lo anterior se podría justificar debido a que el modelo HYMOD calibrado simula la respuesta hídrica media diaria de la cuenca en función de la principal variable forzante o condición de contorno como lo es la precipitación total acumulada en 24 horas. Asimismo, porque si se tiene en cuenta que el tiempo de concentración para la unidad hidrográfica Rímac con punto de salida en la estación Chosica es no mayor de seis horas –según diferentes formulaciones empíricas tales como Kirpich, Passini, Giandotti y otras encontradas en la literatura– es de esperar que para un pulso de lluvia total acumulado en menos de 24 horas y uniformemente

distribuido en cada subcuenca de interés, el caudal generado por el proceso de precipitación - escorrentía medio diario pueda registrarse en las mismas 24 horas en que ocurre el evento. En todo caso, es importante resaltar que nada podrá reemplazar la utilización de las ecuaciones del movimiento del agua, las cuales podrían ser representadas a través de las ecuaciones de Saint Venant.

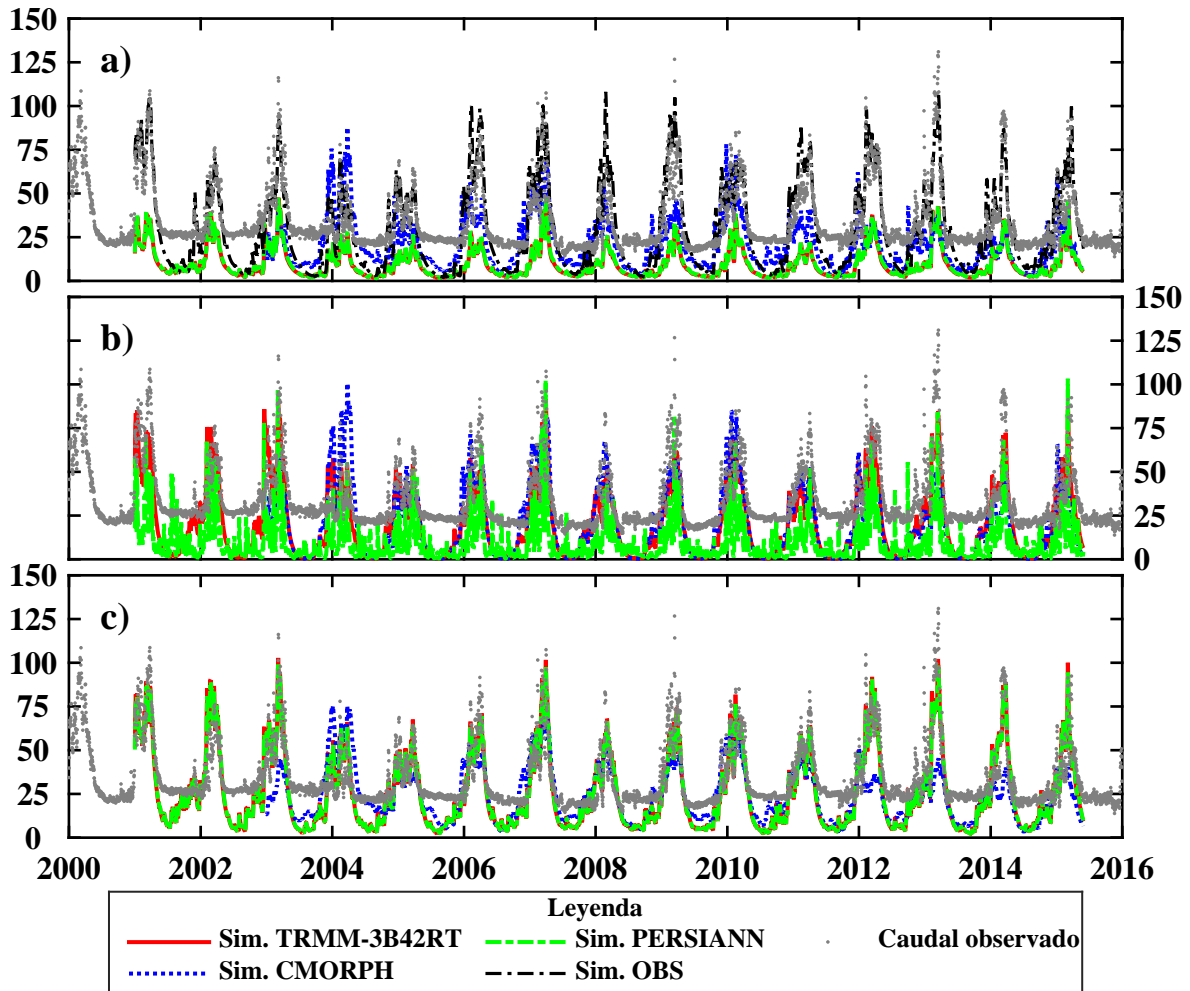


Figura 4.10: Simulación diaria de caudales (m^3/s) para la unidad hidrográfica Rímac con punto de salida en la estación Chosica para el: a) Caso I, b) Caso II y c) Caso III

Fuente: Propia

Por lo tanto, como se puede observar en la Figura 4.10, se ha realizado la simulación de caudales diarios de la unidad hidrográfica Rímac para cada uno de los casos evaluados. En el referido gráfico se puede ver que se ha utilizado la precipitación estimada por satélite con y sin sesgo corregido según los casos definidos en la metodología.

Uno de los aspectos más notorios es la confirmación de los efectos de la gran componente de regulación de la cuenca del río Rímac, el cual es evidente para la temporada o época seca del ciclo hidrológico, comprendido entre los meses de mayo a noviembre de cada año, en donde se puede visualizar que a pesar de que los módulos de precipitación son casi nulos el caudal

no disminuye de $20.00 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Otro aspecto a considerar es la confirmación de que las series de precipitación estimada por satélite no son de utilidad en la forma en que están disponibles, pues subestiman considerablemente la observada y, por consiguiente, los caudales a nivel diario.

Utilizando la serie de precipitación observada se ha podido reproducir la parte del hidrograma que no corresponde a los caudales de la época seca, es decir, que se ha podido simular la parte media y los picos del mismo. Con el Factor de error de Precipitación, se puede evidenciar que no se han obtenido resultados satisfactorios en la simulación de caudales, pues para la época seca se han simulado valores muy dispersos que difieren considerablemente de la serie de observados; asimismo, se tiene una importante subestimación en todas las partes del hidrograma observado. A través del método Mapeo Cuantil, se ha encontrado mejores resultados comparables sólo con los obtenidos utilizando la serie de precipitación observada, específicamente mediante el uso de los productos TRMM-3B42RT y PERISANN.

A fin de poder medir la eficiencia de las simulaciones, se han calculado métricas estadísticas que corresponden a la raíz del error cuadrático medio, el sesgo relativo y el coeficiente de Nash-Sutcliffe, según se pueden observar en la Tabla 4.4.

Respecto del Caso I, los resultados demuestran que las series de precipitación estimada por satélite no son útiles en su forma en que están disponibles para la simulación de caudales en la cuenca del río Rímac. Los índices de eficiencia obtenidos en el Caso II muestran que no ha sido de utilidad la aplicación del Factor de Error de Precipitación para la simulación de caudales a nivel diario. Utilizando el método Mapeo Cuantil del Caso III y los productos TRMM-3B42RT y PERSIANN se han podido obtener resultados comparables que haciendo uso de la serie de la precipitación observada. De hecho, el error medio obtenido es de alrededor de $13.00 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, se ha subestimado la serie de caudales diarios observados en menos de -14.00 por ciento y los índices de eficiencia encontrados sugieren que utilizando la precipitación observada, el producto TRMM-3B42RT o PERSIANN se podrá obtener caudales diarios simulados con semejante rendimiento.

Tabla 4.4: Estadísticos descriptivos de la simulación precipitación - escorrentía para la unidad hidrográfica Rímac con punto de salida en la estación Chosica y todos los casos evaluados

Variable	Caso I			Caso II			Caso III		
	RMSE [m^3/s]	BIAS [%]	NSCE [-]	RMSE [m^3/s]	BIAS [%]	NSCE [-]	RMSE [m^3/s]	BIAS [%]	NSCE [-]
3B42RT	27.12	-71.34	-1.29	17.98	-40.30	-0.01	13.99	-23.90	0.39
CMORPH	19.80	-38.69	-0.25	20.60	-39.72	-0.35	17.57	-27.26	0.02
PERSIANN	27.07	-71.10	-1.28	27.35	-70.21	-1.33	13.87	-23.90	0.40
OBS	13.68	-14.13	0.42	-	-	-	-	-	-

Fuente: Propia

V. CONCLUSIONES

Las conclusiones fueron abordadas en función de los objetivos de la investigación:

- **Objetivo específico 1: Ajustar el sesgo de la precipitación estimada por satélite usando los métodos Factor de Error de Precipitación y Mapeo Cuantil.**

Se ha comparado a nivel medio areal la precipitación total acumulada en 24 horas estimada por satélite denominada TRMM-3B42RT, CMORPH y PERSIANN con la observada de cinco unidades hidrográficas denominadas: Sheque Superior e Inferior; Tamboraque Superior e Inferior y Chosica.

Para todas las unidades hidrográficas en estudio, se ha encontrado que no existe relación lineal suficiente como para utilizar la precipitación estimada por satélite como variable predictora de la lluvia observada. Sumado a lo anterior, se han encontrado errores medios significativos que sugieren que es necesario corregir el sesgo de todas las series de precipitación estimada por satélite.

A nivel mensual se ha encontrado que el error medio es mayor entre noviembre y abril que entre mayo y setiembre, lo anterior constituye la temporada lluviosa y seca de la cuenca del río Rímac, respectivamente. Asimismo, se observa que en promedio los productos TRMM-3B42RT y CMORPH subestiman las precipitación de referencia en la temporada lluviosa y la sobrestiman en la seca. El producto PERSIANN presenta un comportamiento contrario al anterior, sobrestimando la precipitación de referencia en la temporada lluviosa y subestimándola en la seca.

Por lo tanto, como se ha encontrado que el error y sesgo son distintos en magnitud a nivel mensual, se han implementado los métodos de corrección de sesgo para las series de precipitación estimada por satélite denominados Factor de Error de Precipitación y Mapeo Cuantil, a nivel mensual y global, respectivamente.

- **Objetivo específico 2: Implementar el modelo hidrológico HYMOD y el algoritmo Adaptativo Metrópolis de Evolución Diferencial DREAM para tres casos que involucran el uso de la precipitación estimada por satélite con y sin sesgo corregido.**

Se ha implementado satisfactoriamente el modelo hidrológico de precipitación-escorrentía a paso de tiempo diario HYMOD y el Algoritmo Adaptativo Metrópolis de Evolución

Diferencial DREAM para las unidades hidrográficas Sheque Superior, Tamboraque Superior y Rímac, con la finalidad de evaluar la habilidad de la precipitación estimada por satélite en la simulación de caudales.

Los casos evaluados corresponden a la implementación del modelo HYMOD utilizando: (1) la precipitación observada y la estimada por satélite; (2) la precipitación estimada por satélite con sesgo corregido mediante el Factor de Error de Precipitación a nivel mensual; y (3) la precipitación estimada por satélite con sesgo corregido mediante el método Mapeo Cuantil a nivel global. Se ha utilizado la climatología de la evapotranspiración estimada con datos de la estación Matucana.

En todos los casos, la serie de caudales observados naturalizados a nivel mensual constituye la variable de referencia con la que se ha comparado cada simulación. Se ha utilizado dicha serie de referencia debido a que la cuenca del río Rímac presenta una alta componente de regulación y los caudales diarios naturales no están disponibles.

Se ha probado que es factible utilizar los parámetros calibrados del modelo en cuencas con semejantes características geomorfológicas. Se han utilizado los parámetros del modelo HYMOD correspondientes a la UH Sheque Sup. en Sheque Inf. y Chosica; asimismo, se ha hecho uso de los parámetros de la UH Tamboraque Sup. en Tamboraque Inf. Con lo cual se ha podido simular las cinco unidades hidrográficas en estudio a nivel diario y se han comparado dichos resultados con la serie de caudales diarios registrados en la estación Chosica, que representan la producción hídrica natural de la cuenca y los efectos de la regulación existentes.

- **Objetivo específico 3: Validar las simulaciones realizadas con datos de caudales registrados en las estaciones de aforo y evaluar la efectividad del ajuste del sesgo y la habilidad de la precipitación estimada por satélite para la simulación de caudales.**

Se ha encontrado que los productos satelitales evaluados no son de utilidad para la simulación de caudales tal como están disponibles.

Se han obtenido mejores resultados utilizando el método Mapeo Cuantil aplicado a los productos TRMM-3B42RT y CMORPH; asimismo, el Factor de Error de Precipitación ha mejorado la habilidad de los productos TRMM-3B42RT y PERSIANN para la simulación de caudales.

Se ha encontrado que los productos TRMM-3B42RT y PERSIANN, con sesgo corregido mediante el método Mapeo Cuantil, producen resultados comparables a los

obtenidos utilizando la serie de precipitación observada en la simulación de caudales diarios para la cuenca del río Rímac.

Finalmente, se ha logrado cumplir con los objetivos de la presente investigación, resaltándose que los productos estimados por satélite no son útiles en su forma en que están disponibles y necesitarían ser sometidos a un proceso de corrección de sesgo, tal vez mediante los métodos utilizados en la presente investigación, a fin de poder mejorar su habilidad para la simulación de caudales en la cuenca del río Rímac.

VI. RECOMENDACIONES

Se recomienda usar los métodos de corrección de sesgo utilizados en la presente investigación; asimismo, probar otros, tales como el Filtro de Kalman o la descomposición de señales por Ondeletas, los cuales podrían mejorar la habilidad de la precipitación estimada por satélite en la simulación de caudales.

Debido a su disponibilidad y resolución espacio-temporal, se recomienda evaluar el rendimiento de la precipitación estimada por satélite mediante el algoritmo denominado Hidroestimador, el cual utiliza información de imágenes infrarrojas del satélite GOES.

Si se cuenta con suficiente información hidrometeorológica para alguna cuenca de interés, sería muy interesante implementar un modelo de precipitación-escorrentía distribuido, que podría ser una extensión del modelo HYMOD aplicado a nivel de grillas y la implementación de algún método numérico para resolver las ecuaciones de Saint Venant 2D o su simplificación representada a través de la ecuación de onda cinemática o difusiva, que funcionarían en forma acoplada en el pronóstico de caudales.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Behrangi, A., Khakbaz, B., Jaw, T. C., AghaKouchak, A., Hsu, K., and Sorooshian, S. (2011). Hydrologic evaluation of satellite precipitation products over a mid-size basin. *Journal of Hydrology*, 397(3-4):225–237.
- Bierkens, M. F., Dolman, A. J., Troch, P. A., et al. (2008). *Climate and the hydrological cycle*, volume 8. International Association of Hydrological Sciences.
- Bitew, M. M. and Gebremichael, M. (2011a). Assessment of satellite rainfall products for streamflow simulation in medium watersheds of the Ethiopian highlands. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(4):1147–1155.
- Bitew, M. M. and Gebremichael, M. (2011b). Evaluation of satellite rainfall products through hydrologic simulation in a fully distributed hydrologic model. *Water Resources Research*, 47(June):1–11.
- Collischonn, B., Collischonn, W., and Tucci, C. E. M. (2008). Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates. *Journal of Hydrology*, 360(1-4):207–216.
- Conway, E. D. (1997). *An introduction to satellite image interpretation*. JHU Press.
- Dooge, J. (1973). *Linear theory of hydrologic systems*. Number 1468. Agricultural Research Service, US Department of Agriculture.
- Duan, Q. Y., Sorooshian, S., and Gupta, V. (1992). Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 28(4):1015–1031.
- Fisher, R. A. (1915). Frequency distribution of the values of the correlation coefficients in samples from an indefinitely large population. *Biometrika*, 10(4):507–521.
- Gelman, A. and Rubin, D. B. (1992). Inference from Iterative Simulation Using Multiple Sequences. *Statistical Science*, 7(4):457–472.
- Goovaerts, P. (2000). Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology*, 228(1-2):113–129.
- Gourley, J. J., Hong, Y., Flamig, Z. L., Wang, J., Vergara, H., and Anagnostou, E. N. (2011). Hydrologic Evaluation of Rainfall Estimates from Radar, Satellite, Gauge, and Combinations on Ft. Cobb Basin, Oklahoma. *Journal of Hydrometeorology*, 12(5):973–988.
- Griggs, D. J. and Noguer, M. (2002). Climate change 2001: the scientific basis. contribution of working group i to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *Weather*, 57(8):267–269.
- Haverkamp, T. (2013). Measuring rainfall using cell phone links: classification of wet and dry periods using satellites. Master's thesis, Utrecht University.

- Hessels, T. M. (2015). Comparison and validation of several open access remotely sensed rainfall products for the Nile basin. Master's thesis, TU Delft, Delft University of Technology.
- Holton, J. R. and Hakim, G. J. (2012). *An introduction to dynamic meteorology*, volume 88. Academic press.
- Hong, Y., Hsu, K. L., Moradkhani, H., and Sorooshian, S. (2006). Uncertainty quantification of satellite precipitation estimation and Monte Carlo assessment of the error propagation into hydrologic response. *Water Resources Research*, 42(8).
- Houze Jr, R. A. (2014). *Cloud dynamics*, volume 53. Academic press, INC.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Arkin, P., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., Janowiak, J., McNab, A., Rudolf, B., and Schneider, U. (1997). The global precipitation climatology project (gpcp) combined precipitation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(1):5–20.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Morrissey, M. M., Bolvin, D. T., Curtis, S., Joyce, R., McGavock, B., and Susskind, J. (2001). Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multisatellite Observations. *Journal of Hydrometeorology*, 2(1):36–50.
- Ines, A. V. M. and Hansen, J. W. (2006). Bias correction of daily GCM rainfall for crop simulation studies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 138(1-4):44–53.
- Jiang, S., Ren, L., Hong, Y., Yang, X., Ma, M., Zhang, Y., and Yuan, F. (2014). Improvement of Multi-Satellite Real-Time Precipitation Products for Ensemble Streamflow Simulation in a Middle Latitude Basin in South China. *Water Resources Management*, 28(8):2259–2278.
- Jiang, S., Ren, L., Hong, Y., Yong, B., Yang, X., Yuan, F., and Ma, M. (2012). Comprehensive evaluation of multi-satellite precipitation products with a dense rain gauge network and optimally merging their simulated hydrological flows using the Bayesian model averaging method. *Journal of Hydrology*, 452-453:213–225.
- Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. a., and Xie, P. (2004). CMORPH: A Method that Produces Global Precipitation Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution. *Journal of Hydrometeorology*, 5(3):487–503.
- Joyce, R. J., Xie, P., Yarosh, Y., Janowiak, J. E., and Arkin, P. A. (2010). CMORPH: A “morphing” approach for high resolution precipitation product generation. In *Satellite Rainfall Applications for Surface Hydrology*, pages 23–37. Springer.
- Kavetski, D., Kuczera, G., and Franks, S. W. (2006a). Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modeling: 1. Theory. *Water Resources Research*, 42(3).
- Kavetski, D., Kuczera, G., and Franks, S. W. (2006b). Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modeling: 2. Application. *Water Resources Research*, 42(3).
- Kidd, C., Levizzani, V., Turk, J., and Ferraro, R. (2009). Satellite precipitation measurements for water resource monitoring 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 45(3):567–579.
- Kidder, S. Q. and Haar, T. H. V. (1995). *Satellite meteorology: an introduction*. Gulf Professional Publishing.
- Kim, K. B., Kwon, H. H., and Han, D. (2015). Bias correction methods for regional climate model simulations considering the distributional parametric uncertainty underlying the observations. *Journal of Hydrology*, 530:568–579.

- Kirstetter, P. E., Delrieu, G., Boudevillain, B., and Obled, C. (2010). Toward an error model for radar quantitative precipitation estimation in the Cévennes-Vivarais region, France. *Journal of Hydrology*, 394(1-2):28–41.
- Kuczera, G. and Parent, E. (1998). Monte Carlo assessment of parameter uncertainty in conceptual catchment models: The Metropolis algorithm. *Journal of Hydrology*, 211(1-4):69–85.
- Liu, G. and Curry, J. A. (1992). Retrieval of precipitation from satellite microwave measurement using both emission and scattering. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 97(D9):9959–9974.
- Lloyd, C. D. (2005). Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain. *Journal of Hydrology*, 308(1-4):128–150.
- Maggioni, V., Vergara, H. J., Anagnostou, E. N., Gourley, J. J., Hong, Y., and Stampoulis, D. (2013). Investigating the Applicability of Error Correction Ensembles of Satellite Rainfall Products in River Flow Simulations. *Journal of Hydrometeorology*, 14(4):1194–1211.
- Moore, R. J. (1985). The probability-distributed principle and runoff production at point and basin scales. *Hydrological Sciences Journal*, 30(2):273–297.
- Moore, R. J. (2007). The PDM rainfall-runoff model. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 11(1):483–499.
- Nikolopoulos, E., Borga, M., Creutin, J., and Marra, F. (2015). Estimation of debris flow triggering rainfall: Influence of rain gauge density and interpolation methods. *Geomorphology*, 243:40–50.
- Obando, W. (2013). Estudio de actualización de data de caudales naturalizados para generación de energía hidroeléctrica por EDEGEL en el Rímac periodo 1965-2012. Technical report, Empresa de generacion electrica de Lima.
- O'Connor, K. M. (1982). Derivation of discretely coincident forms of continuous linear time-invariant models using the transfer function approach. *Journal of Hydrology*, 59:1–48.
- Piani, C., Haerter, J. O., and Coppola, E. (2010). Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, 99(1-2):187–192.
- Ramos, L. (2013). *Estudio de la utilidad de la lluvia estimada de satélite en la modelación hidrológica distribuida*. Tesis doctoral, Universitat Politècnica de València, Valencia - España.
- Rao, P. K., Holmes, S. J., Anderson, R. K., Winston, J. S., and Lehr, P. E. (1990). Weather satellites: Systems, data, and environmental applications. *Boston, MA; American Meteorological Society*.
- Saw, B. L. (2005). Infrared and passive microwave satellite rainfall estimate over tropics. Master's thesis, University of Missouri-Columbia.
- Shepard, D. (1968). A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. In *Proceedings of the 1968 23rd ACM National Conference*, ACM '68, pages 517–524, New York, NY, USA. ACM.
- Smith, J. M. (1977). *Mathematical Modeling and Digital Simulation for Engineers and Scientists*. John Wiley & Sons, Inc., New York, NY, USA.

- Smith, P., Beven, K. J., and Tawn, J. A. (2008). Detection of structural inadequacy in process-based hydrological models: A particle-filtering approach. *Water resources research*, 44(1).
- Spearman, C. (1904). The proof and measurement of association between two things. *The American journal of psychology*, 15(1):72–101.
- Steiner, M., Bell, T. L., Zhang, Y., and Wood, E. F. (2003). Comparison of two methods for estimating the sampling-related uncertainty of satellite rainfall averages based on a large radar dataset. *Journal of Climate*, 16(22):3759–3778.
- Storch, H. V. and Zwiers, F. W. (1999). *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press. Cambridge Books Online.
- Summer, G. (1988). *Precipitation: process and analysis*. John Wiley and Sons, Bath.
- Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram.
- Teutschbein, C. and Seibert, J. (2012). Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. *Journal of Hydrology*, 456-457:12–29.
- Thiemig, V., Rojas, R., Zambrano-Bigiarini, M., and De Roo, A. (2013). Hydrological evaluation of satellite-based rainfall estimates over the Volta and Baro-Akobo Basin. *Journal of Hydrology*, 499:324–338.
- Tong, K., Su, F., Yang, D., and Hao, Z. (2014). Evaluation of satellite precipitation retrievals and their potential utilities in hydrologic modeling over the Tibetan Plateau. *Journal of Hydrology*, 519:423–437.
- Vrugt, J. A., Diks, C. G. H., and Clark, M. P. (2008). Ensemble Bayesian model averaging using Markov Chain Monte Carlo sampling. *Environmental Fluid Mechanics*, 8(5-6):579–595.
- Vrugt, J. A., Gupta, H. V., Bouten, W., and Sorooshian, S. (2003). A Shuffled Complex Evolution Metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model parameters. *Water Resources Research*, 39(8).
- Vrugt, J. A., Ter Braak, C., Diks, C., Robinson, B. A., Hyman, J. M., and Higdon, D. (2009). Accelerating markov chain monte carlo simulation by differential evolution with self-adaptive randomized subspace sampling. *International Journal of Nonlinear Sciences and Numerical Simulation*, 10(3):273–290.
- Wilks, D. S. (2006). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. International geophysics series. Academic Press.
- Xie, P., Janowiak, J. E., Arkin, P. a., Adler, R., Gruber, A., Ferraro, R., Huffman, G. J., and Curtis, S. (2003). GPCP pentad precipitation analyses: An experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *Journal of Climate*, 16(13):2197–2214.
- Xue, X., Hong, Y., Limaye, A. S., Gourley, J. J., Huffman, G. J., Khan, S. I., Dorji, C., and Chen, S. (2013). Statistical and hydrological evaluation of TRMM-based Multi-satellite Precipitation Analysis over the Wangchu Basin of Bhutan: Are the latest satellite precipitation products 3B42V7 ready for use in ungauged basins? *Journal of Hydrology*, 499:91–99.
- Zaras, D. S. (1998). Images in weather forecasting: A practical guide for interpreting satellite and radar imagery. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 79(35):419–419.

VIII. ANEXOS

ANEXO 1: GRÁFICOS DEL ANÁLISIS EXPLORATORIO DE DATOS DE LAS ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS

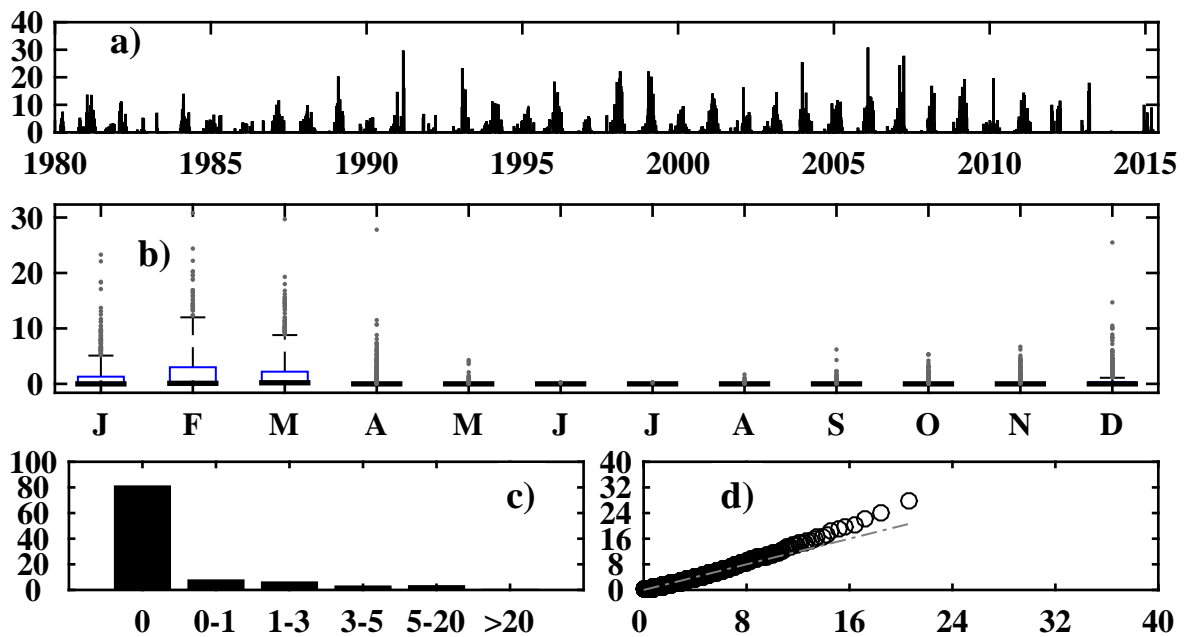


Figura 8.1: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Autisha representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

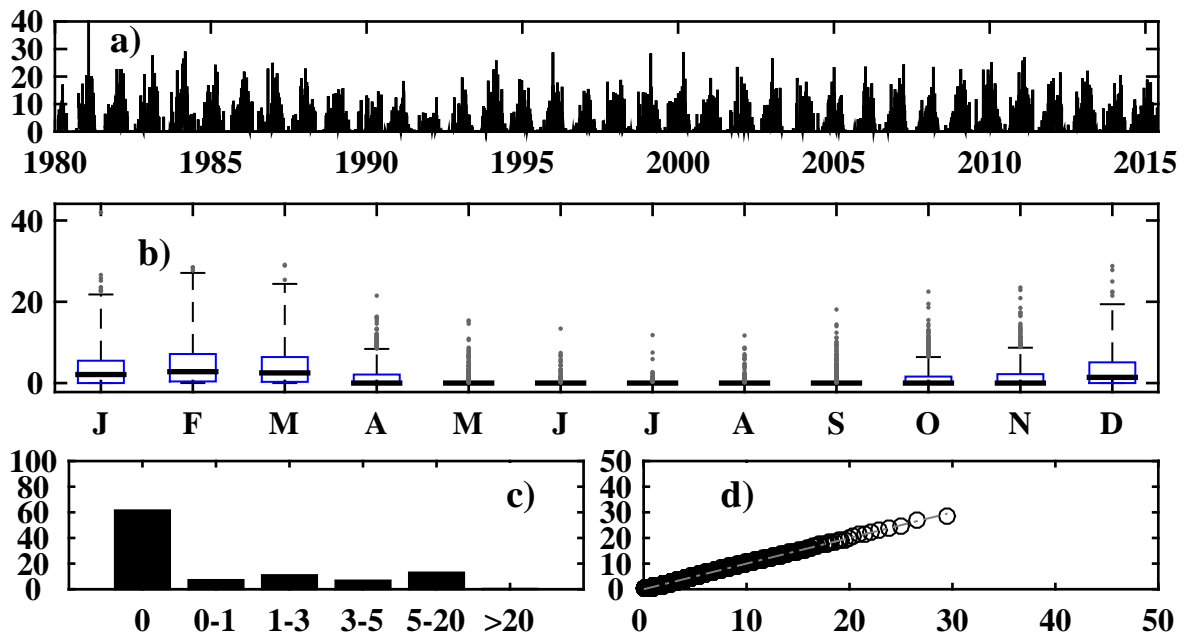


Figura 8.2: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación San José de Párac representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

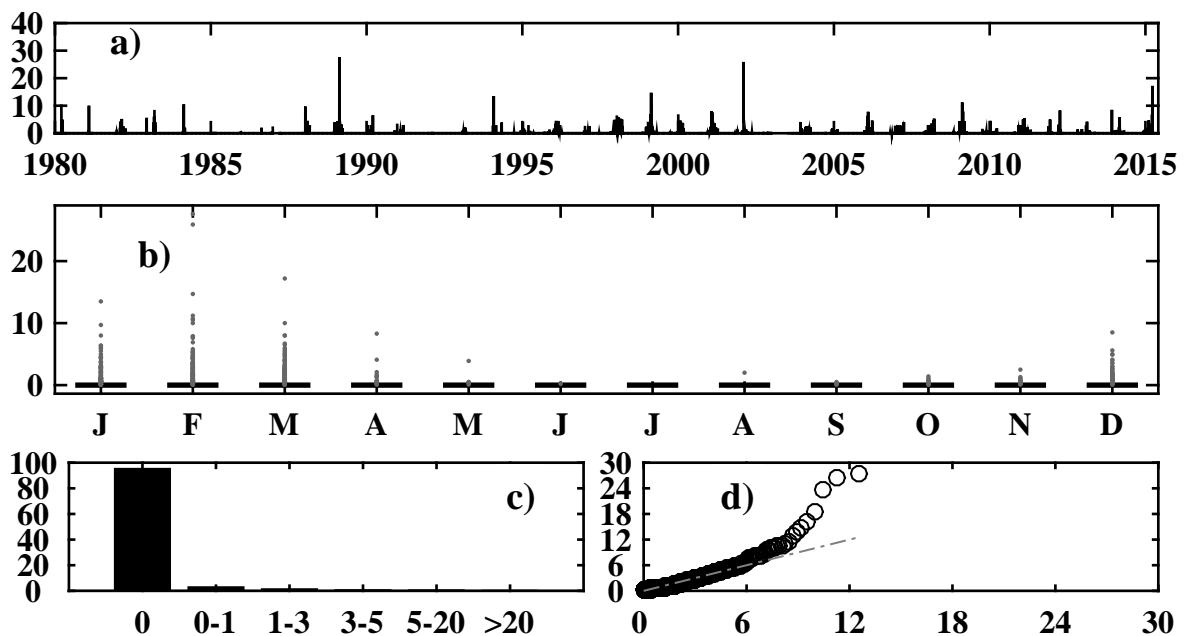


Figura 8.3: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Santa Eulalia representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

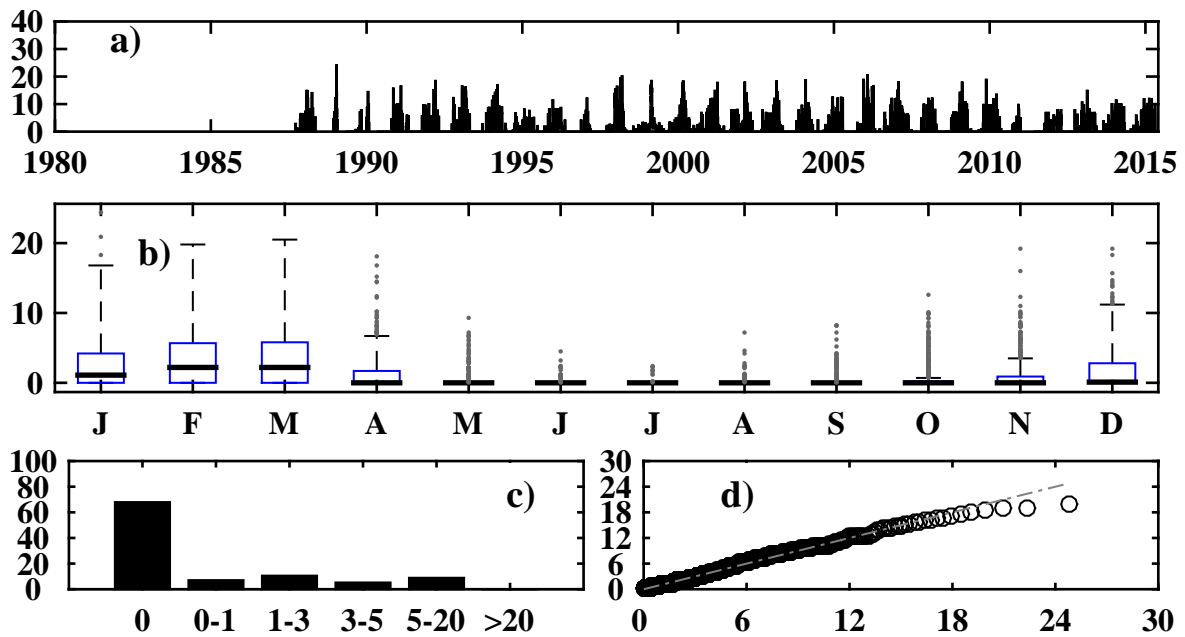


Figura 8.4: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Sheque representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

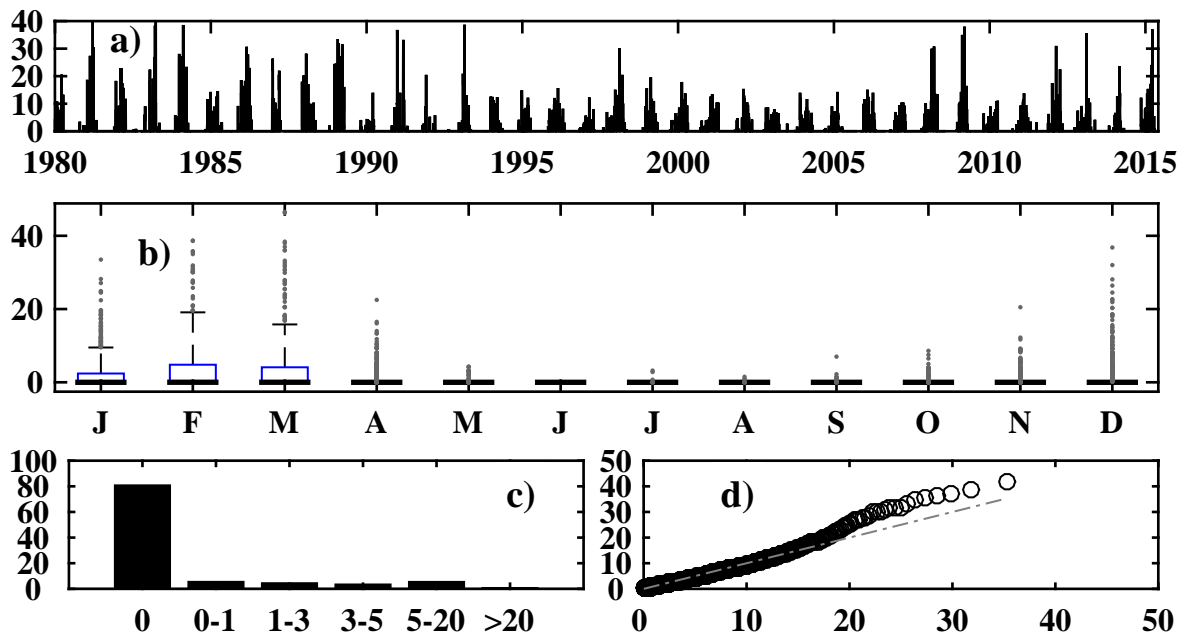


Figura 8.5: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Santiago de Tuna representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

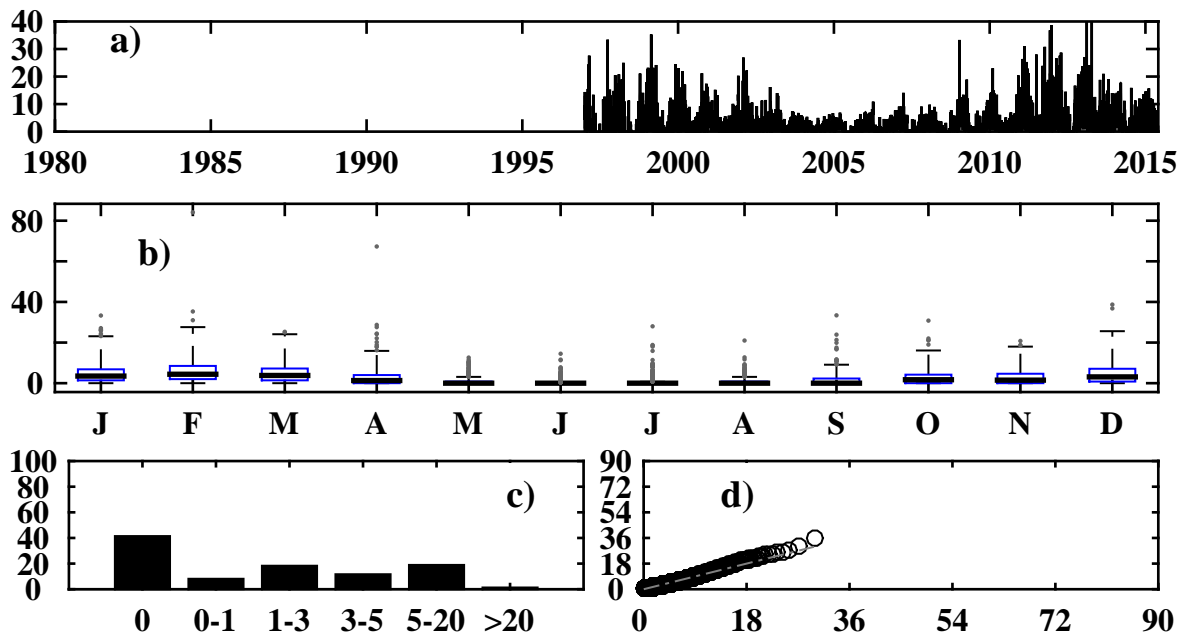


Figura 8.6: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Yauli representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

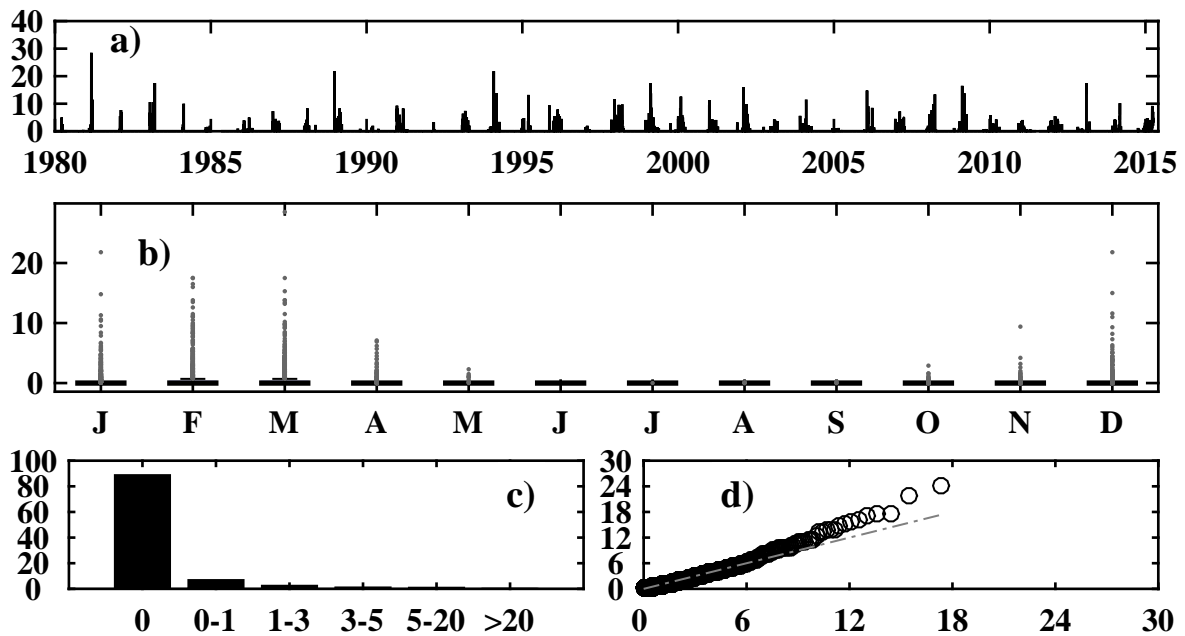


Figura 8.7: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Antioquia representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

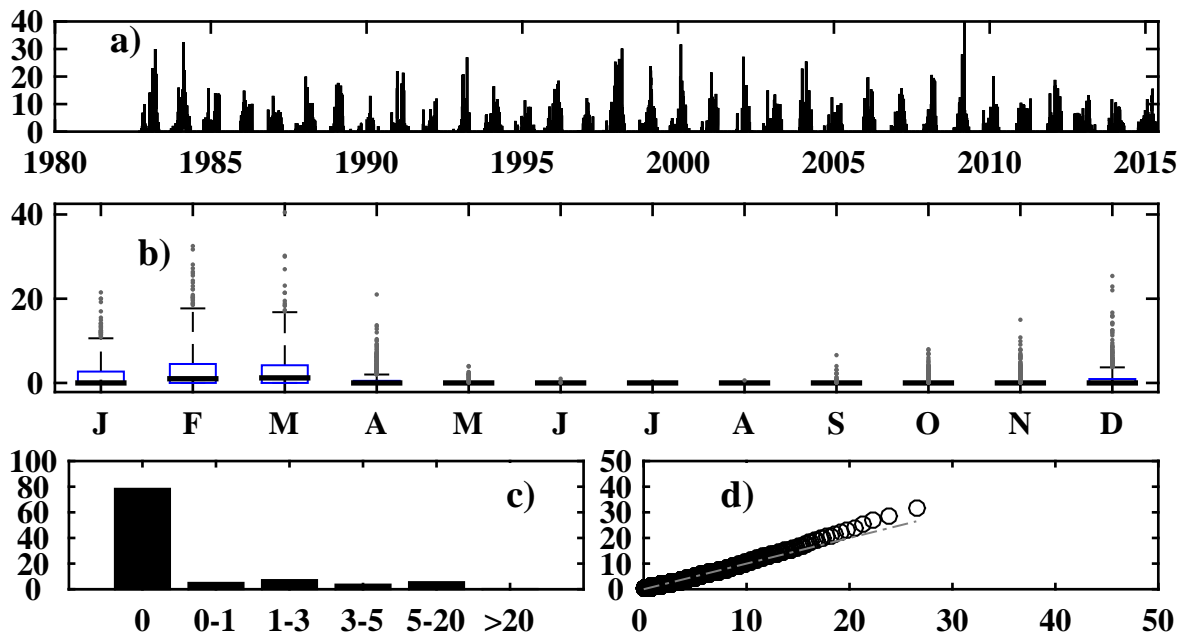


Figura 8.8: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Arahuy representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

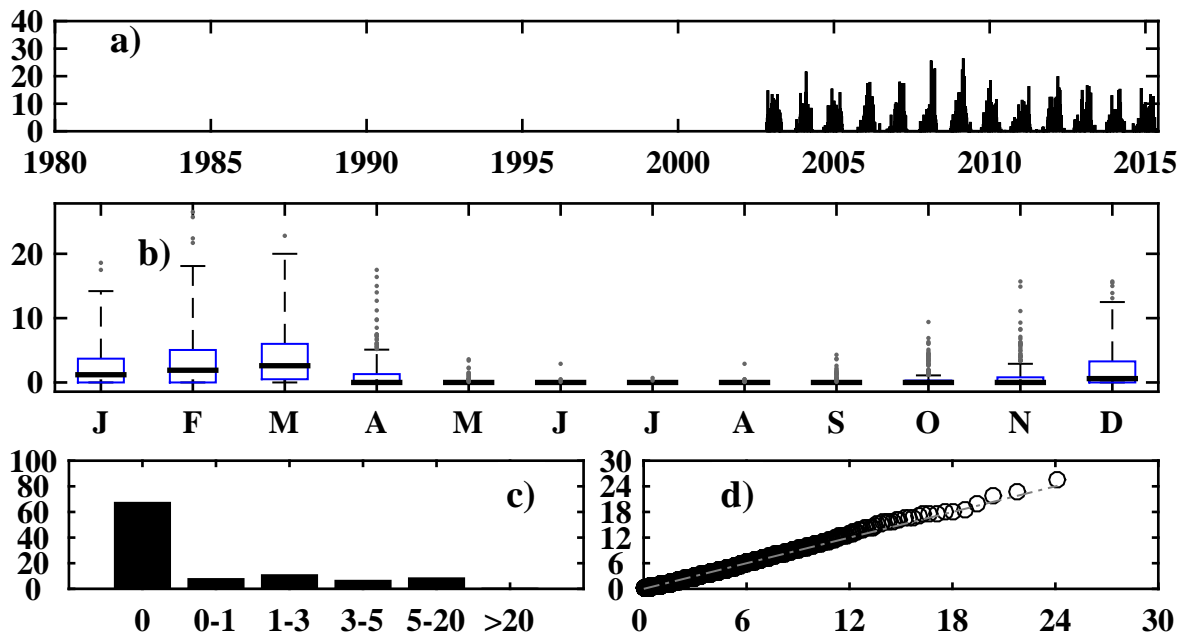


Figura 8.9: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Obrajillo representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

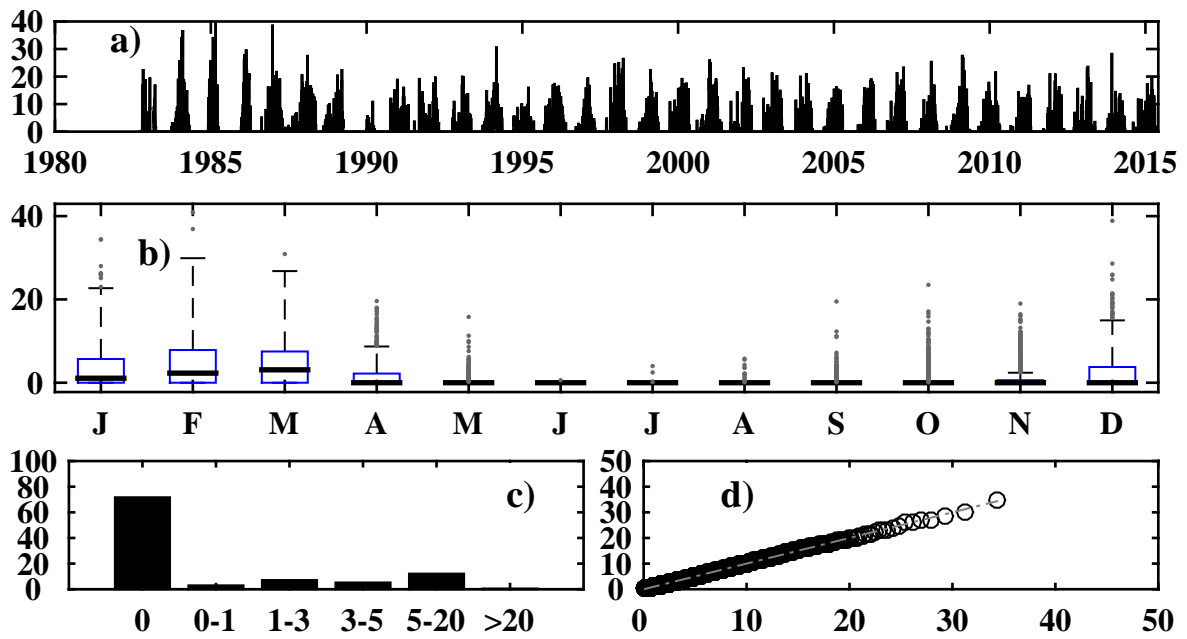


Figura 8.10: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Lachaqui representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

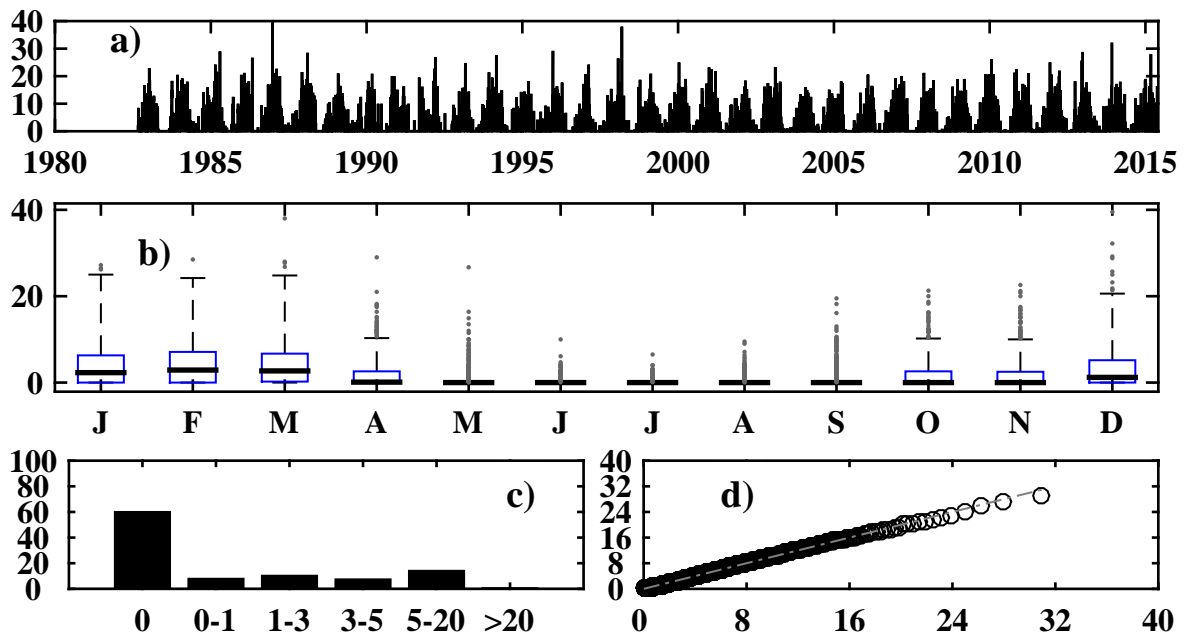


Figura 8.11: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Pariacancha representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

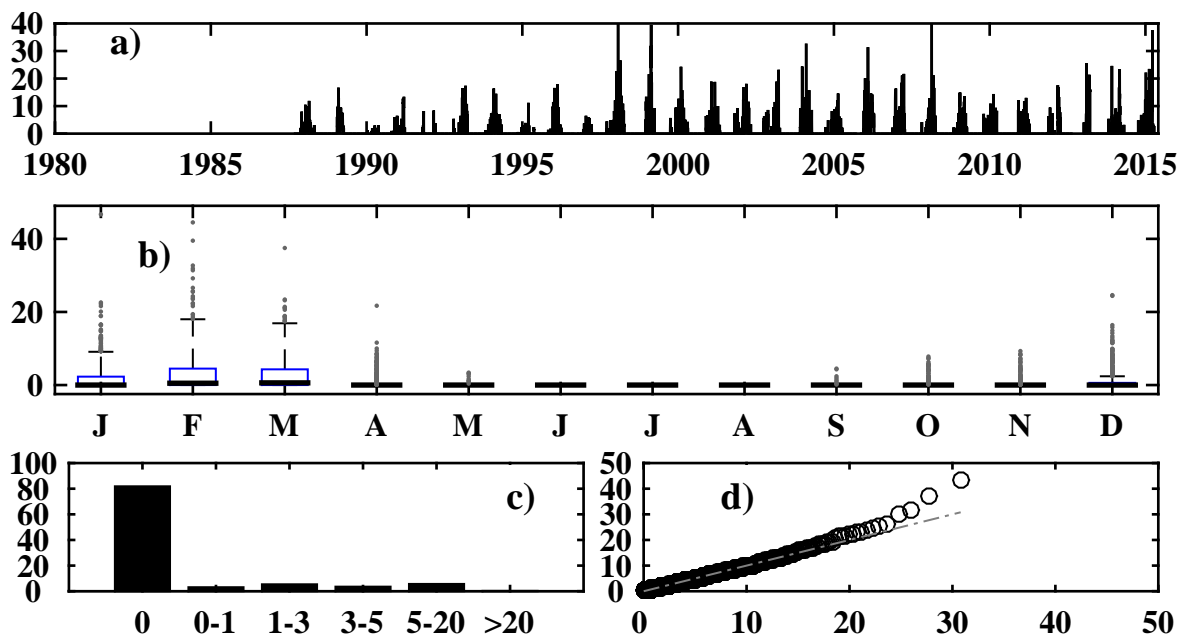


Figura 8.12: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Canchacalla representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

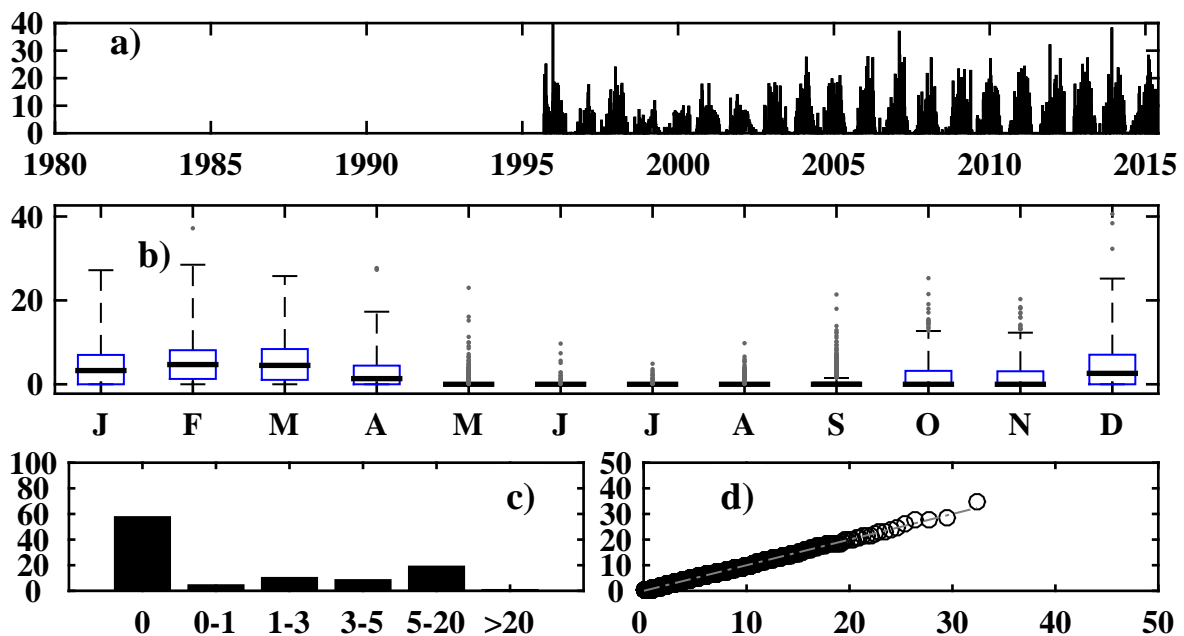


Figura 8.13: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Tingo representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

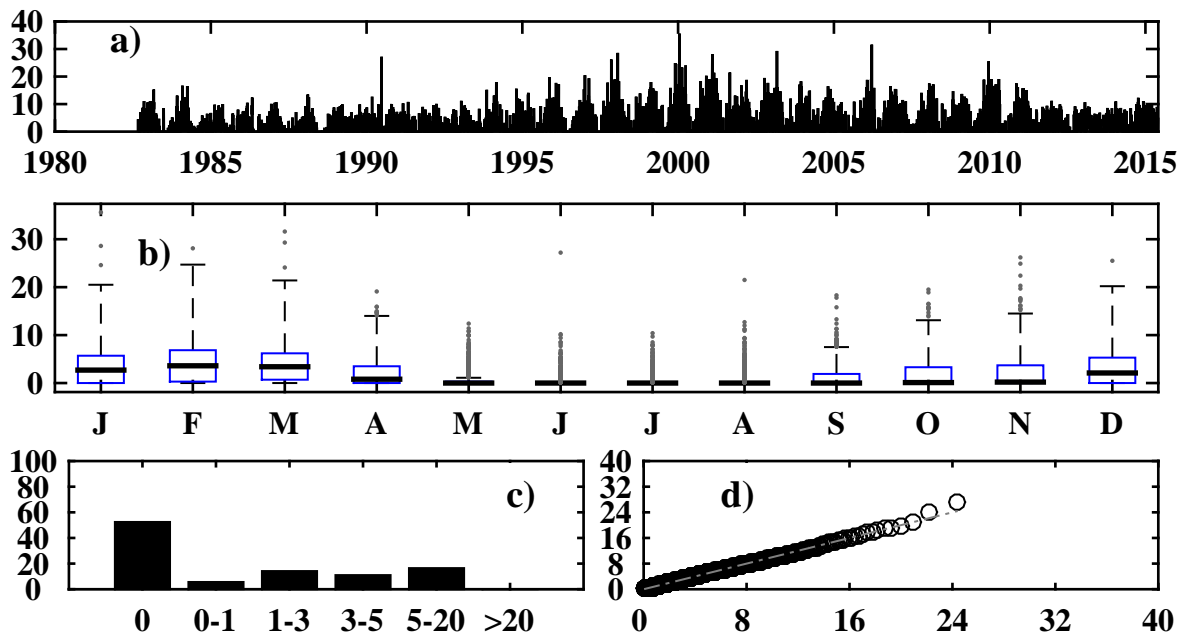


Figura 8.14: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Yantac representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

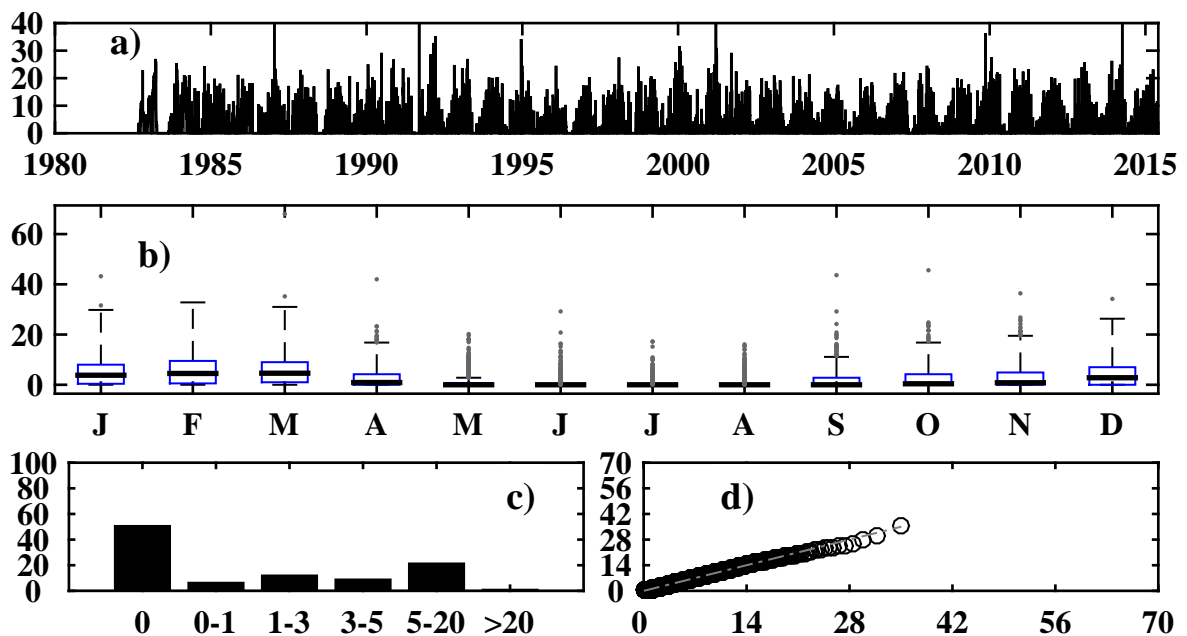


Figura 8.15: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Marcapomacocha representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

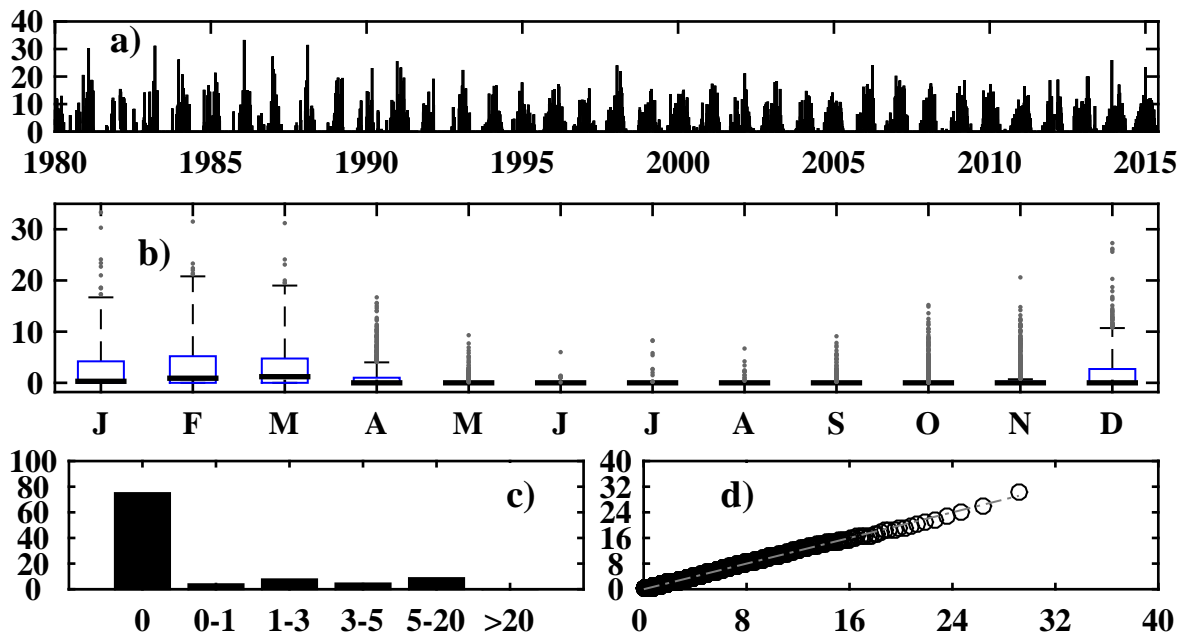


Figura 8.16: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Carampoma representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

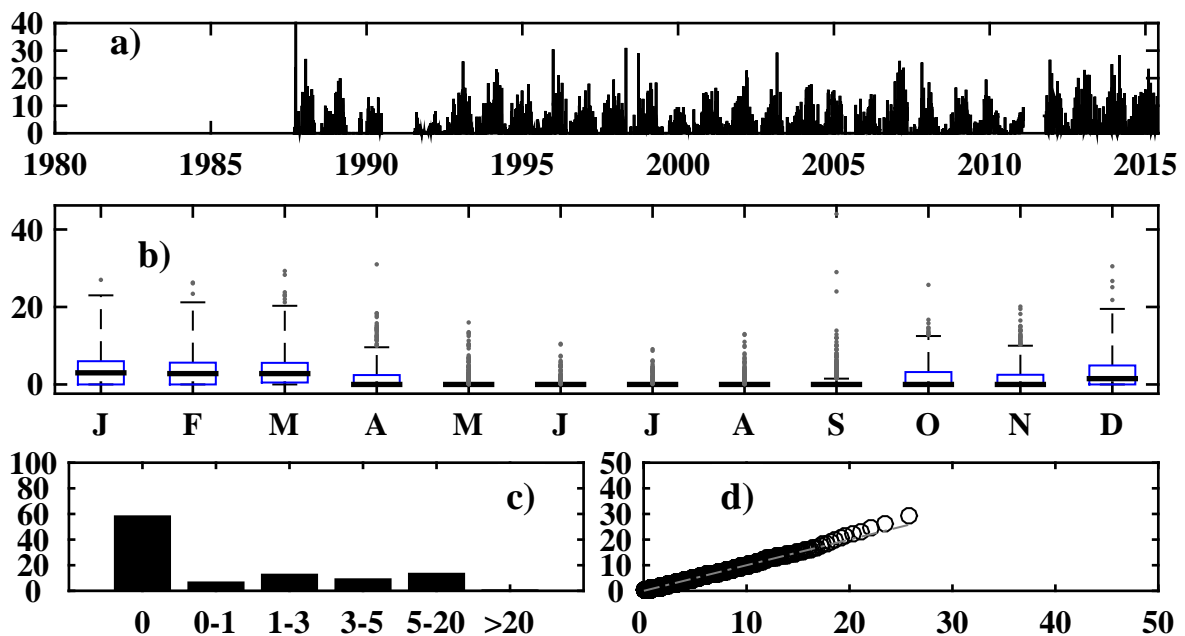


Figura 8.17: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Casapalca representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

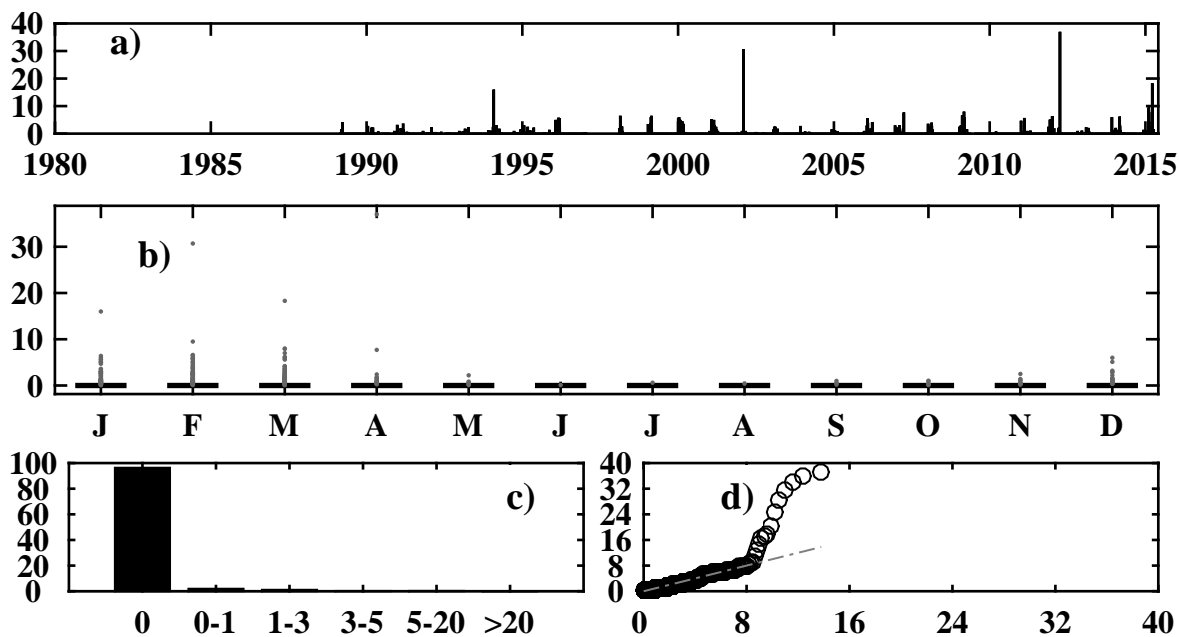


Figura 8.18: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Chosica representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

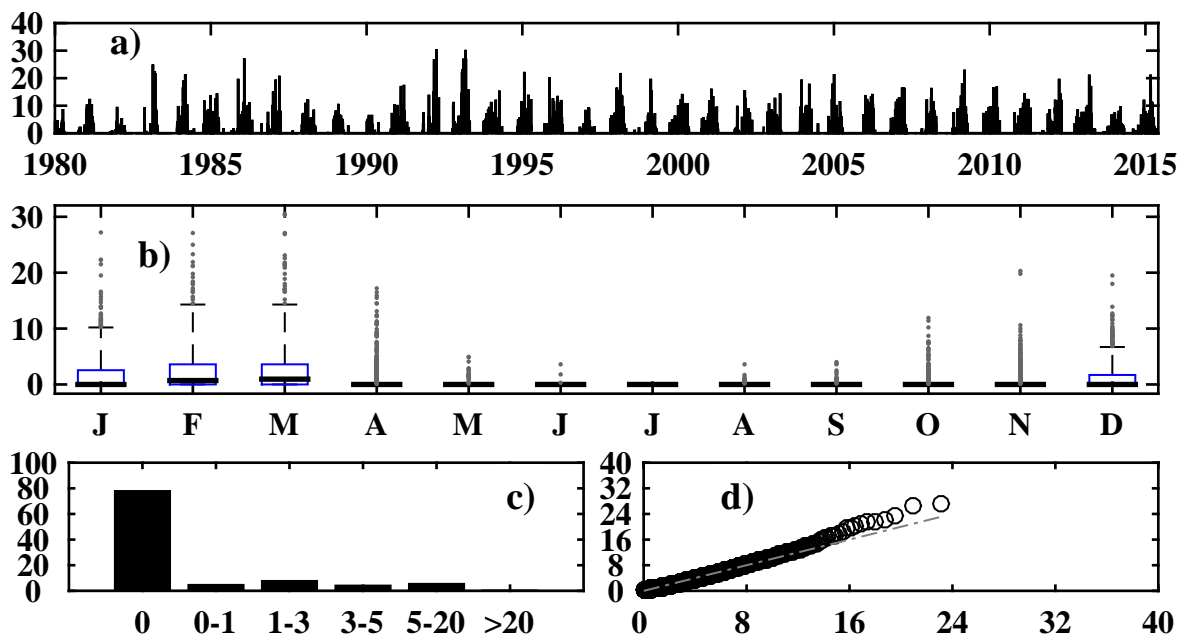


Figura 8.19: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Matucana representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

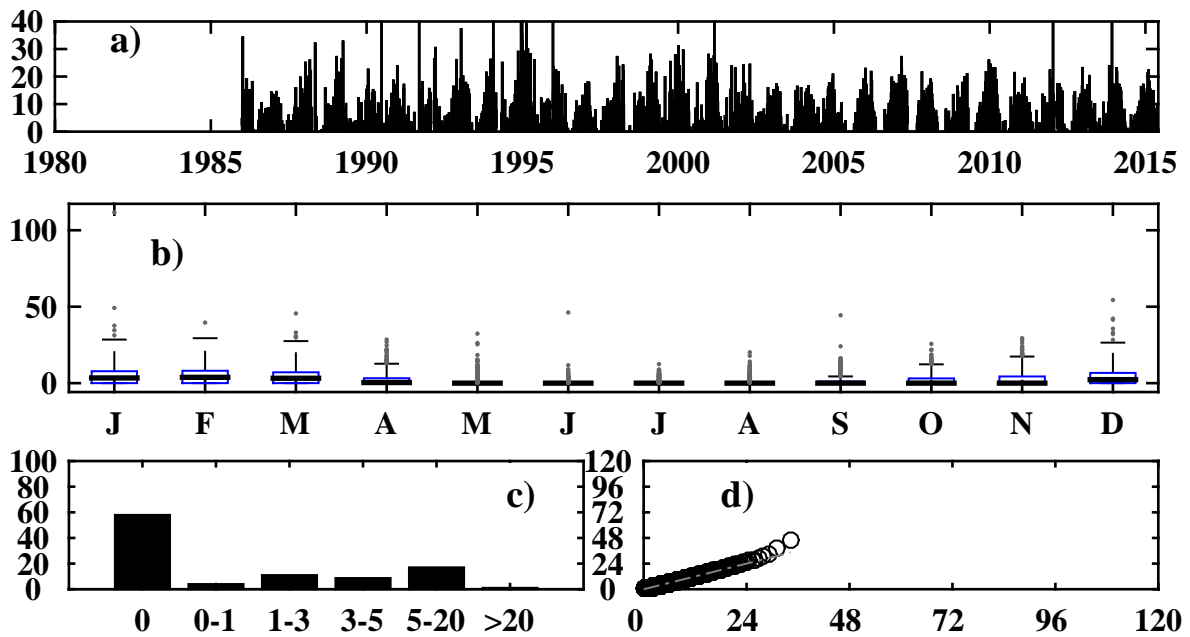


Figura 8.20: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Milloc representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

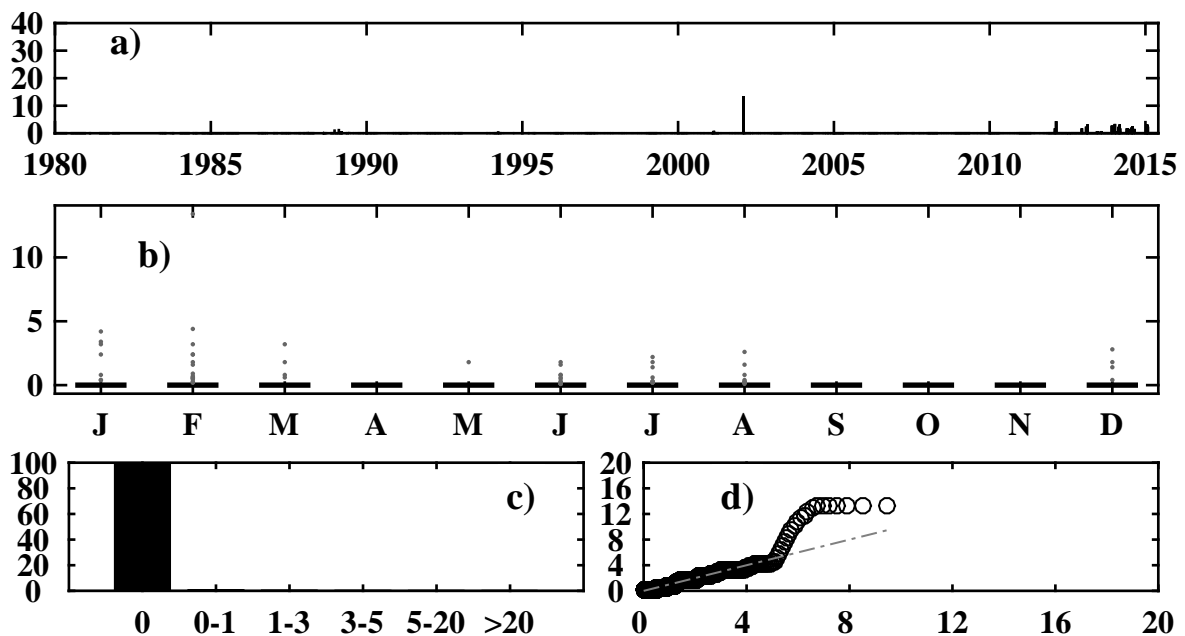


Figura 8.21: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Ñaña representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

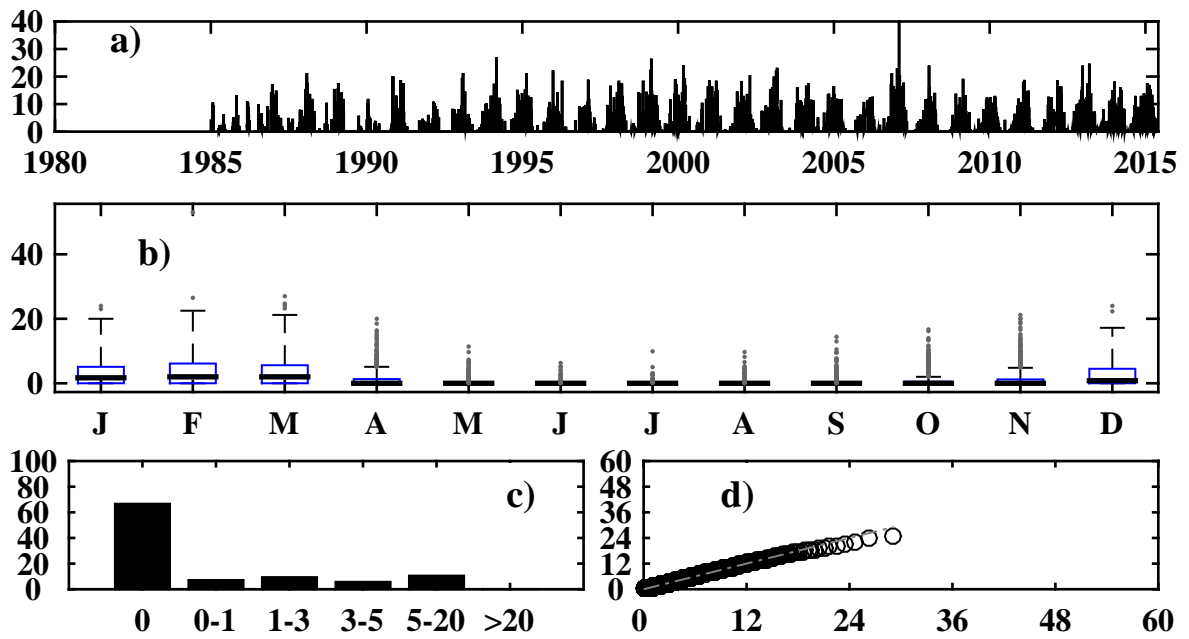


Figura 8.22: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la estación Río Blanco representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

ANEXO 2: GRÁFICOS DEL ANÁLISIS EXPLORATORIO DE LA PRECIPITACIÓN MEDIA AREAL

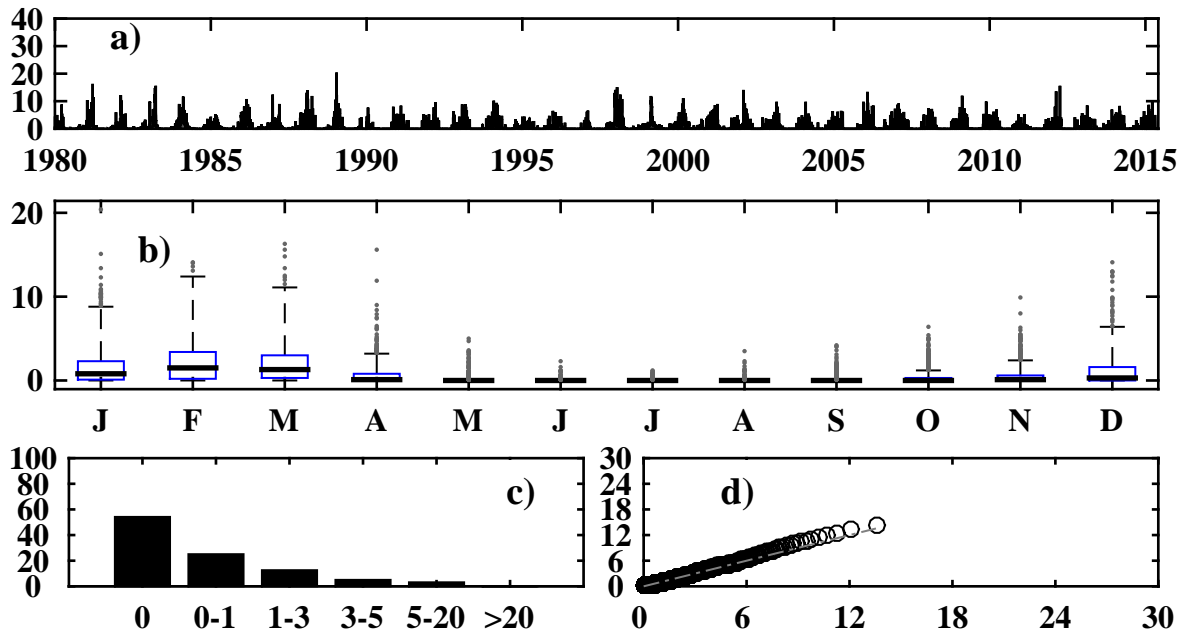


Figura 8.23: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la unidad hidrográfica Chosica representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

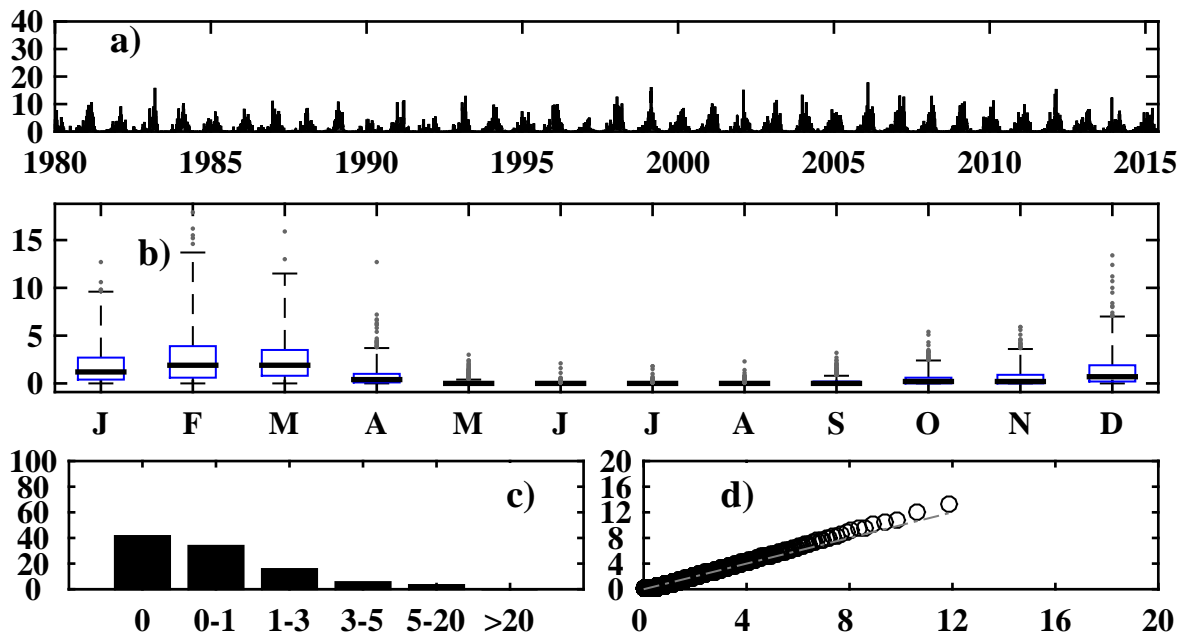


Figura 8.24: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la unidad hidrográfica Sheque Inf. representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

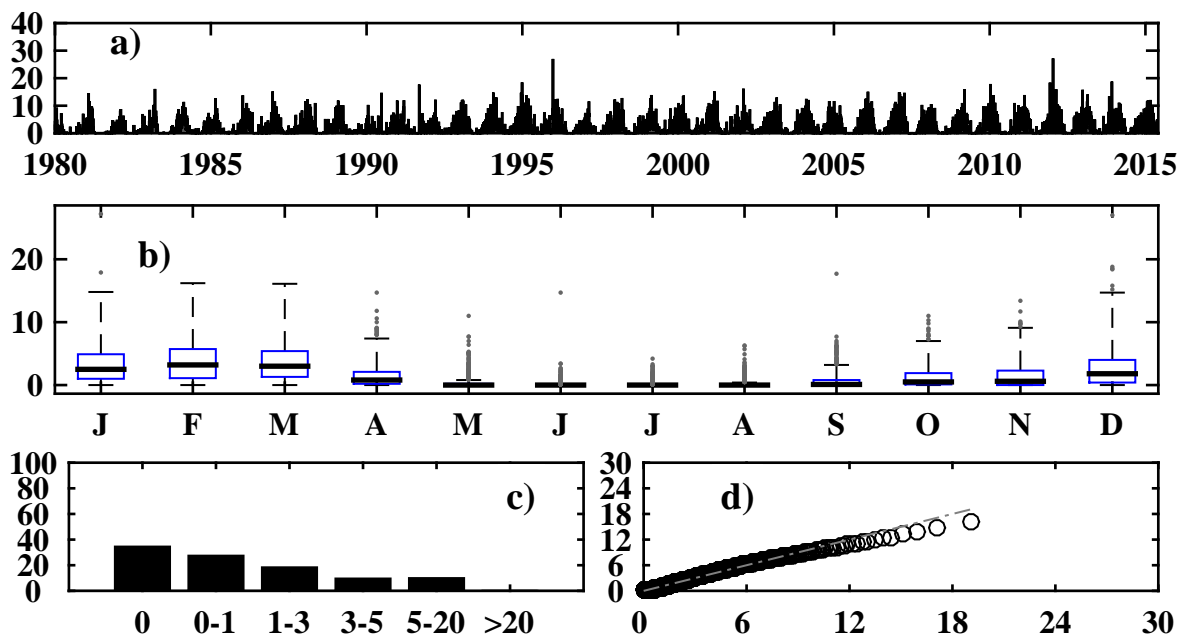


Figura 8.25: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la unidad hidrográfica Sheque Sup. representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

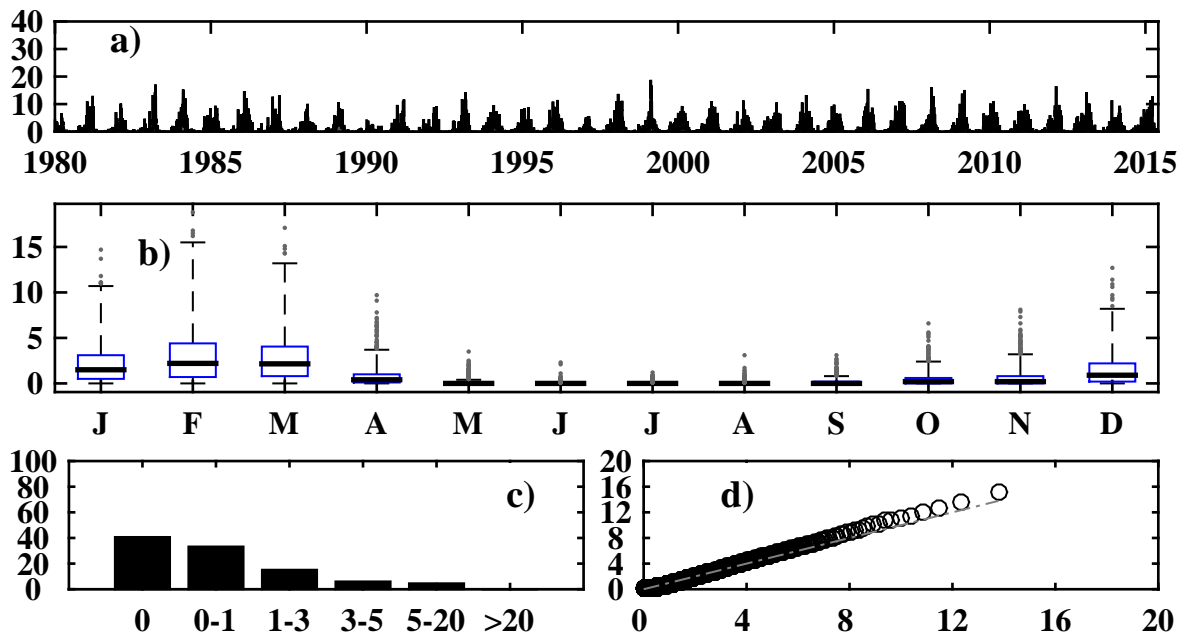


Figura 8.26: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la unidad hidrográfica Tamboraque Inf. representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

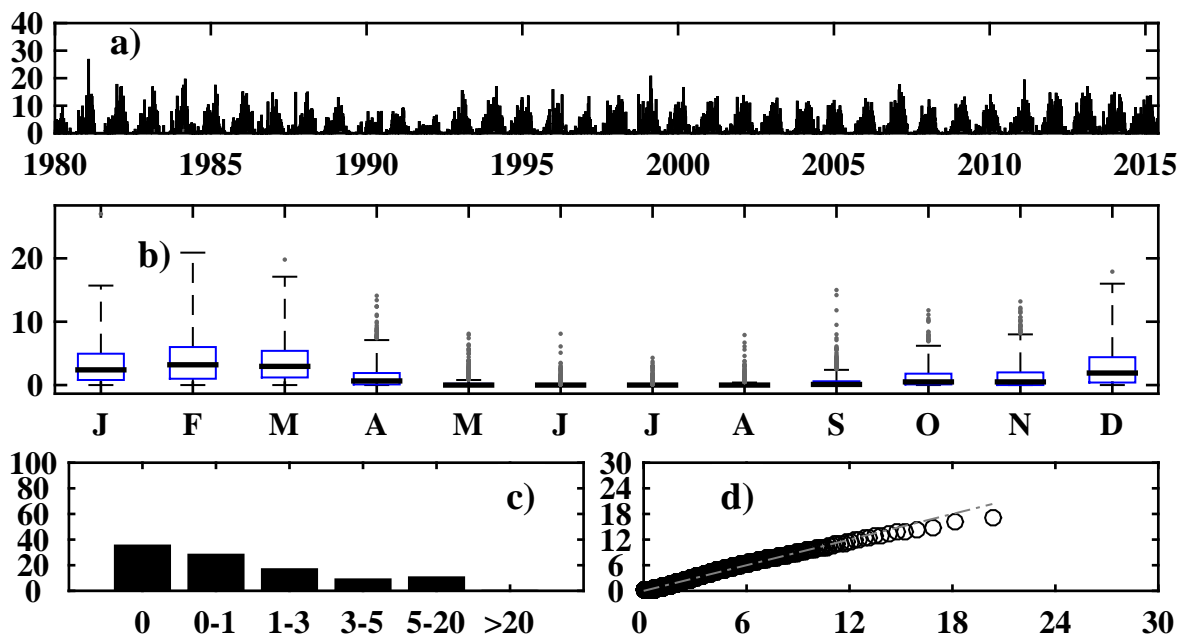


Figura 8.27: Gráficos correspondientes al análisis exploratorio de la información de lluvia observada para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. representados mediante: a) Gráfico de la serie de tiempo, b) Gráfico de cajas a nivel mensual, c) Histograma de frecuencia relativa y d) Gráfico cuantil - cuantil para la distribución Gamma y datos observados mayores a 0.1 mm

Fuente: Propia

ANEXO 3: SERIE DE CAUDALES MEDIOS MENSUALES NATURALIZADOS DE LA ESTACIÓN SHEQUE

Tabla 8.1: Caudales medios mensuales naturalizados de la estación Sheque

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
1980	9.053	7.472	11.222	8.803	3.413	2.360	2.012	0.881	3.732	1.827	4.996	7.468
1981	9.989	29.095	23.253	11.358	4.265	3.264	2.182	1.753	1.809	2.982	5.205	7.797
1982	7.709	27.684	11.335	8.426	5.043	2.777	2.939	4.064	1.670	3.793	6.303	6.154
1983	7.137	5.545	13.010	12.872	3.851	3.683	2.052	2.028	2.300	2.222	2.540	6.315
1984	7.454	36.365	27.069	14.906	7.088	4.393	2.793	2.422	3.122	4.287	4.211	12.100
1985	8.800	12.752	18.746	13.989	6.475	4.446	2.840	2.515	2.719	1.954	3.335	7.203
1986	18.102	20.875	22.905	16.970	8.775	4.964	2.104	3.054	2.992	3.136	3.248	5.655
1987	20.045	22.406	13.123	5.019	2.879	2.051	2.536	1.905	1.272	2.622	2.752	8.428
1988	12.917	22.220	10.874	14.324	5.823	3.457	2.414	1.215	1.216	2.168	2.191	2.722
1989	16.646	26.496	22.609	14.793	6.251	3.589	2.079	1.219	0.579	2.938	3.587	6.908
1990	9.061	4.916	5.185	5.174	1.210	3.485	0.913	1.196	1.945	2.538	9.803	7.783
1991	7.771	9.281	18.254	8.247	5.821	2.933	2.115	1.596	1.988	2.073	3.756	3.148
1992	5.361	2.301	8.035	5.428	2.277	1.426	1.482	1.558	0.910	2.031	1.644	1.786
1993	7.566	16.878	17.470	13.339	6.218	2.981	2.621	2.017	2.339	4.036	10.231	15.081
1994	18.434	24.329	21.081	17.675	10.348	6.101	4.845	3.514	4.393	3.821	4.938	6.673
1995	11.132	9.468	14.758	13.543	5.380	4.160	3.470	3.183	3.111	2.570	5.996	7.497
1996	16.039	22.432	20.534	13.197	6.423	4.484	3.574	3.934	3.470	3.145	4.312	4.619
1997	10.090	18.259	11.195	4.373	4.066	3.617	3.581	2.924	3.063	2.714	5.603	10.480
1998	20.917	21.058	17.541	10.820	5.106	3.204	3.096	3.149	2.358	3.532	3.797	3.348
1999	6.973	19.565	17.952	14.805	7.763	3.603	2.651	2.446	2.534	2.432	3.028	9.500
2000	19.698	21.543	24.217	10.684	6.959	3.641	3.471	2.991	2.890	5.290	4.369	9.379
2001	23.554	21.474	24.527	15.592	7.529	4.666	3.697	3.726	4.627	4.204	5.681	6.371
2002	6.030	13.016	18.105	13.785	5.530	3.472	3.242	2.914	3.455	3.682	7.798	9.518
2003	13.847	14.261	19.385	10.776	3.713	2.038	1.567	1.362	1.889	3.106	1.804	6.567
2004	3.765	12.828	10.321	8.596	3.845	2.441	1.544	0.454	0.792	1.377	6.160	10.197
2005	14.099	11.866	15.243	12.775	3.232	1.460	1.014	0.640	0.369	0.923	0.951	2.863
2006	10.343	16.311	19.782	15.476	4.194	1.818	1.373	1.513	1.190	2.022	2.876	7.813
2007	16.870	18.071	22.378	16.175	6.250	3.010	2.228	1.896	1.850	1.856	2.163	2.710
2008	15.414	20.393	17.272	9.934	4.240	2.217	2.555	1.480	1.993	1.919	2.883	5.523
2009	13.421	25.967	23.260	17.012	6.721	3.919	3.329	1.701	2.045	4.359	10.083	17.262
2010	22.435	16.041	22.139	15.502	6.236	3.452	2.974	2.210	1.666	2.044	1.910	14.400
2011	21.235	20.974	19.294	18.083	7.653	4.235	2.521	2.192	2.222	2.337	4.514	12.109
2012	13.565	22.619	18.684	17.654	8.394	4.332	2.351	1.455	2.292	3.297	8.246	10.157

Fuente: EDEGEL

ANEXO 4: SERIE DE CAUDALES MEDIOS MENSUALES NATURALIZADOS DE LA ESTACIÓN TAMBORAQUE

Tabla 8.2: Caudales medios mensuales naturalizados de la estación Tamboraque

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
1980	11.286	12.428	13.982	11.459	8.268	6.762	5.543	5.115	5.795	9.465	9.186	11.068
1981	16.072	35.262	31.474	14.705	10.488	7.969	6.587	6.061	5.574	7.596	9.710	12.131
1982	17.330	37.456	24.199	17.157	10.564	7.049	6.149	5.356	5.131	6.594	10.105	10.097
1983	11.056	10.333	14.876	17.583	10.642	7.862	6.293	6.147	6.609	7.552	7.379	15.397
1984	15.280	37.131	32.036	21.653	12.845	10.381	7.094	5.513	5.870	8.738	9.516	18.318
1985	10.880	17.678	25.841	23.075	10.999	8.171	5.316	5.476	5.626	5.677	6.350	11.471
1986	24.788	31.125	32.850	25.975	18.190	10.219	8.208	6.790	5.976	6.360	6.902	12.131
1987	27.494	28.138	19.851	11.471	8.780	7.870	6.683	6.582	6.537	7.356	9.047	11.399
1988	19.120	28.219	21.550	21.899	9.959	7.285	6.196	6.058	6.090	6.456	6.903	10.373
1989	22.915	31.944	32.237	22.175	11.406	8.252	6.505	5.854	5.862	6.870	7.155	6.960
1990	15.022	10.934	9.780	8.406	7.350	6.407	5.440	5.074	5.090	7.139	10.926	12.308
1991	12.259	14.348	29.222	13.836	10.105	7.407	6.025	5.489	5.724	5.879	6.513	7.090
1992	10.544	8.699	12.576	9.780	7.317	6.269	5.497	5.196	5.570	6.578	6.391	7.171
1993	15.372	24.215	26.572	15.380	10.812	7.472	6.155	5.578	5.651	7.065	14.966	24.638
1994	26.978	36.220	34.659	26.288	14.616	9.723	7.431	6.269	6.456	6.545	8.049	9.235
1995	14.524	13.718	19.647	15.052	8.861	6.620	5.191	4.430	4.510	4.996	7.165	8.908
1996	17.761	26.945	25.559	22.757	10.514	7.573	6.573	5.927	5.890	6.011	6.639	8.351
1997	14.516	24.879	14.829	9.717	7.906	6.913	5.066	5.733	5.911	6.119	9.738	15.140
1998	20.342	21.179	24.194	17.745	11.591	10.814	9.317	8.704	8.310	9.434	9.637	10.255
1999	11.618	31.577	24.231	20.013	15.228	11.139	8.888	7.130	7.659	8.232	8.189	14.728
2000	23.115	28.003	33.915	18.720	15.040	12.055	9.684	8.450	7.509	10.661	7.997	14.284
2001	30.792	27.347	35.843	21.847	14.096	10.721	8.273	6.886	6.904	6.677	10.227	12.279
2002	13.040	18.418	25.437	18.263	13.550	10.003	8.619	7.398	7.177	8.482	10.872	11.296
2003	16.655	18.705	27.253	18.725	12.749	9.083	7.537	6.444	6.186	6.241	6.621	11.439
2004	9.881	17.589	15.187	12.745	8.913	6.771	5.272	4.513	4.679	6.580	11.591	15.662
2005	18.224	16.302	18.366	16.236	10.888	8.480	7.543	7.071	6.912	6.841	6.971	9.086
2006	16.042	21.118	27.575	24.162	12.509	9.142	7.260	6.590	6.079	6.629	9.815	14.441
2007	21.162	22.051	29.600	23.268	14.173	9.654	7.949	6.837	6.662	7.263	8.022	9.178
2008	16.903	23.048	19.601	12.356	8.469	6.865	6.086	5.562	5.982	6.487	6.837	10.288
2009	16.944	29.714	27.492	24.091	13.876	9.907	7.978	6.971	6.811	8.353	14.305	20.996
2010	25.618	24.043	28.008	20.313	13.979	10.339	8.542	7.731	7.199	7.177	7.403	16.502
2011	25.117	32.286	28.564	26.810	15.422	11.193	8.717	7.465	7.711	7.143	8.218	15.103
2012	17.881	31.986	26.612	28.011	15.412	9.708	7.620	6.499	6.636	7.899	10.723	14.899

Fuente: EDEGEL

ANEXO 5: GRÁFICOS DE LA SIMULACIÓN DE CAUDALES PARA EL CASO I - UNIDAD HIDROGRÁFICA SHEQUE SUPERIOR

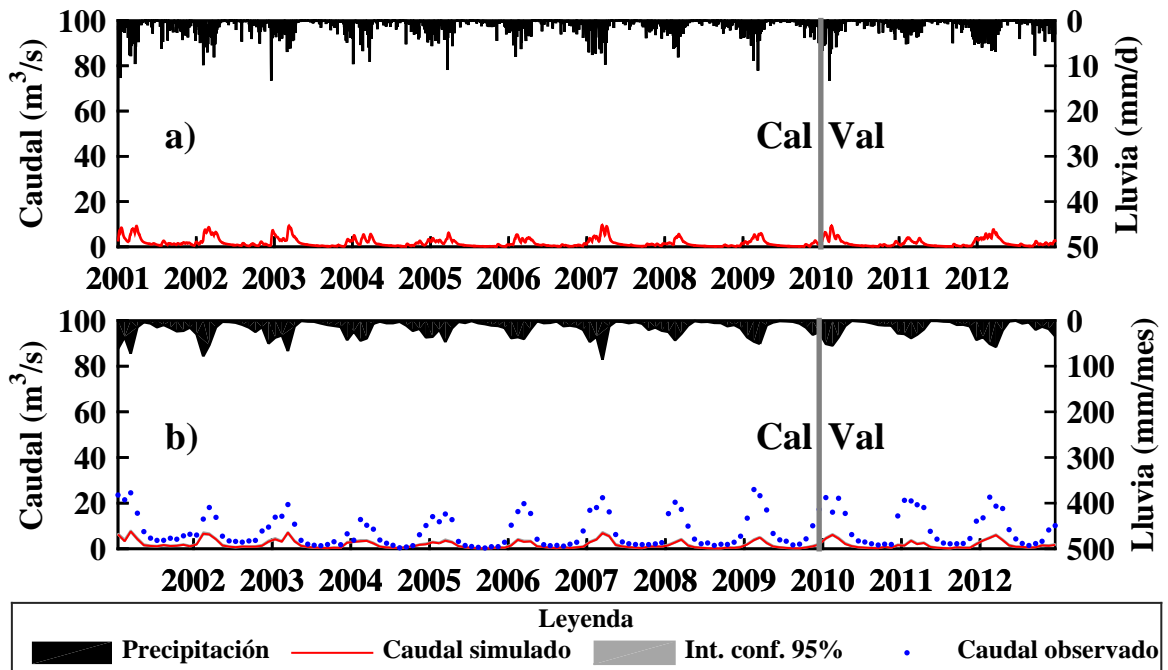


Figura 8.28: Simulación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando el producto TRMM-3B42RT. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual

Fuente: Propia

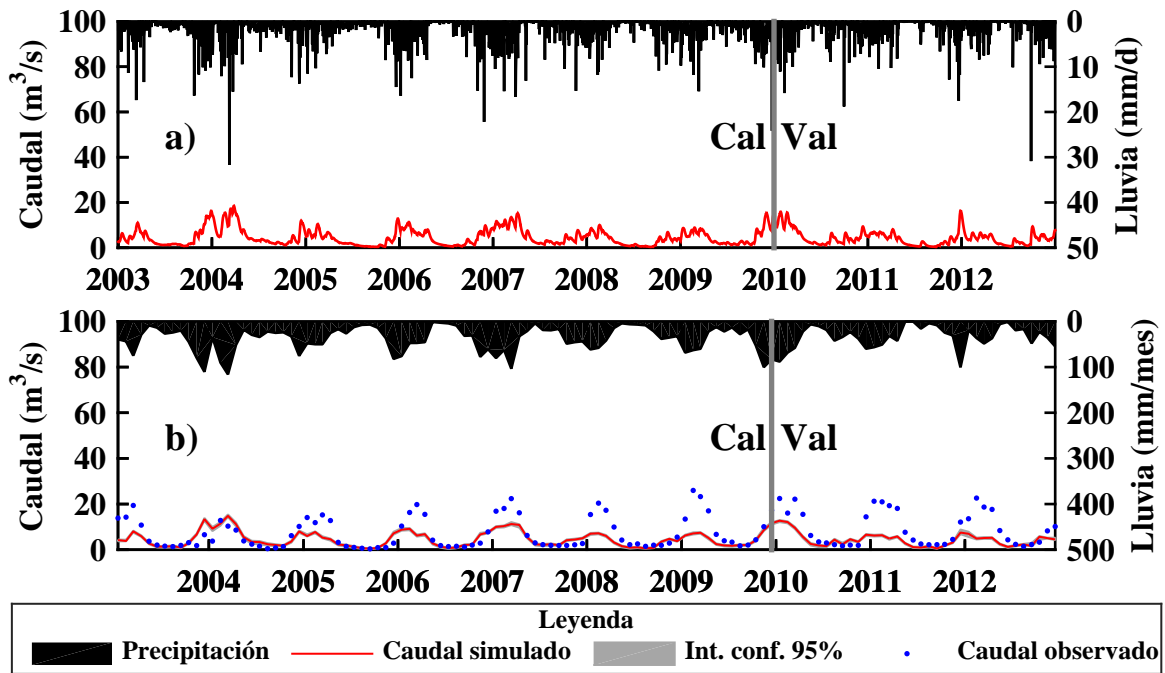


Figura 8.29: Simulación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando el producto CMORPH. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual

Fuente: Propia

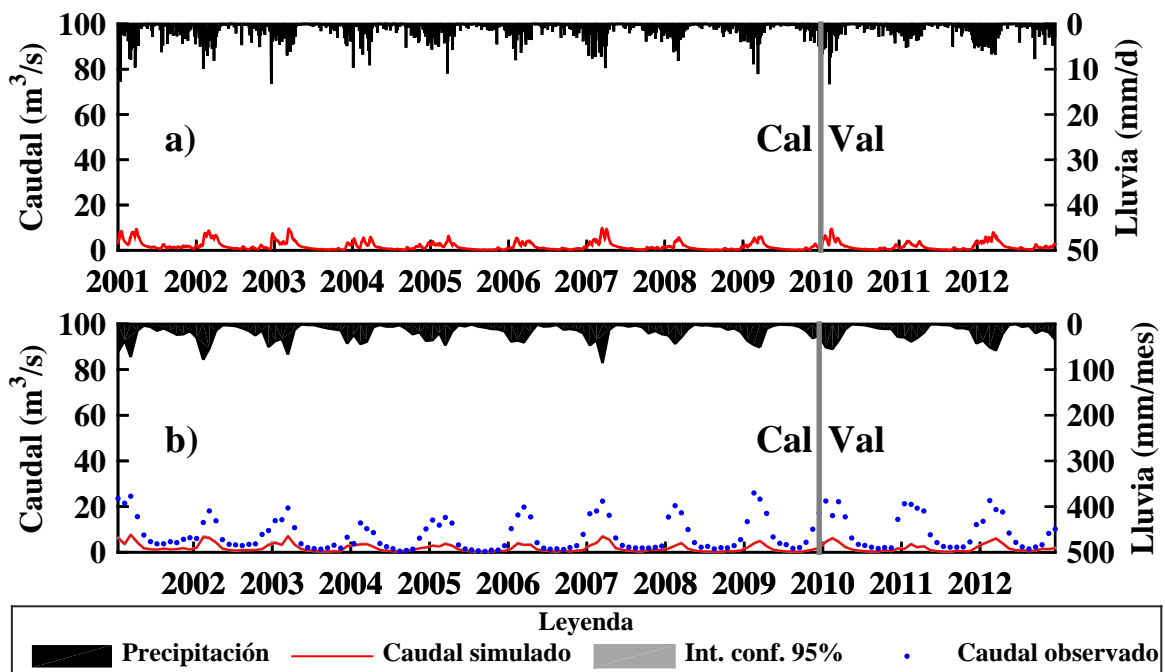


Figura 8.30: Simulación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando el producto PERSIANN. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual

Fuente: Propia

ANEXO 6: GRÁFICOS DE LA SIMULACIÓN DE CAUDALES PARA EL CASO I - UNIDAD HIDROGRÁFICA TAMBORAQUE SUPERIOR

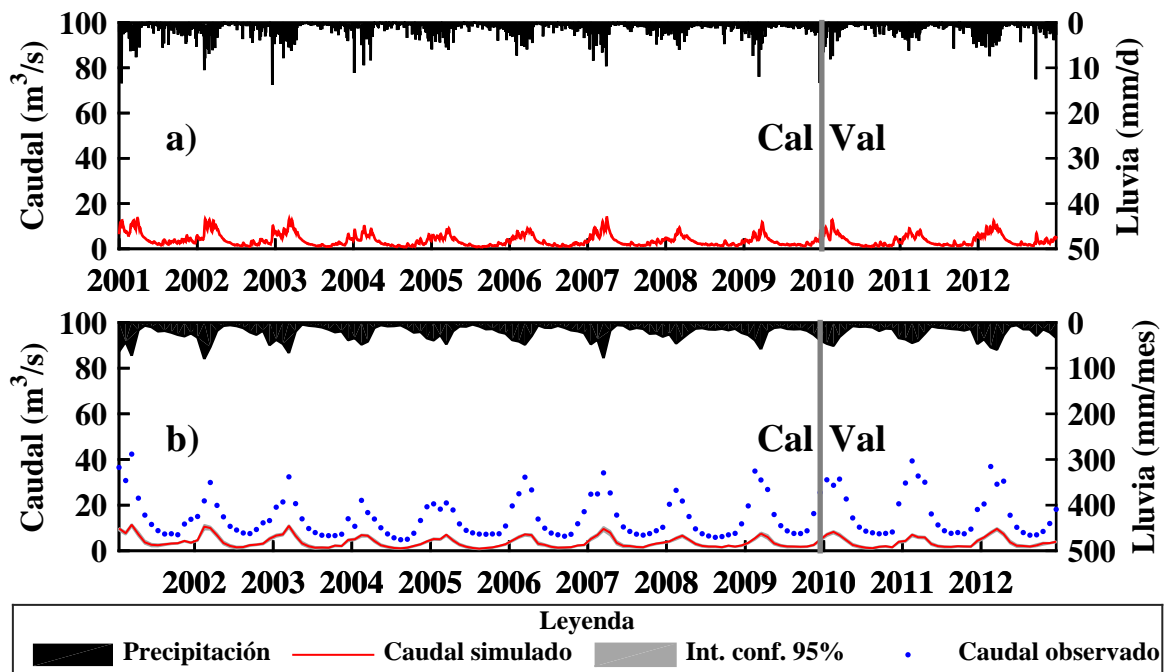


Figura 8.31: Simulación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. utilizando el producto TRMM-3B42RT. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual

Fuente: Propia

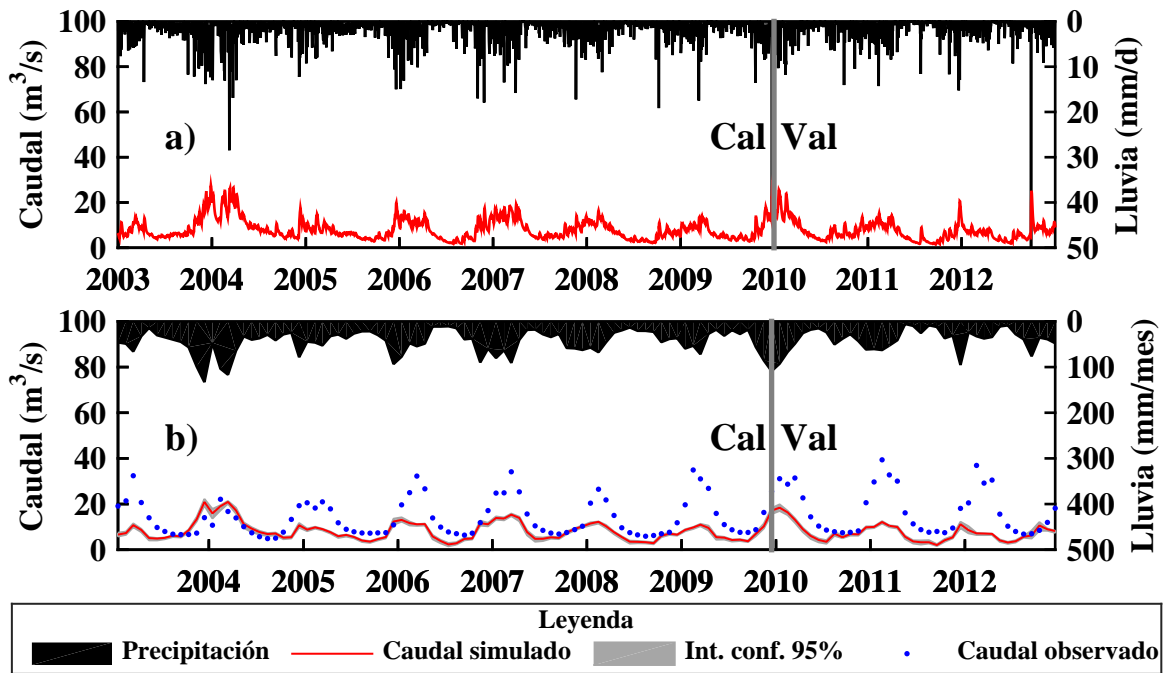


Figura 8.32: Simulación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. utilizando el producto CMORPH. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual

Fuente: Propia

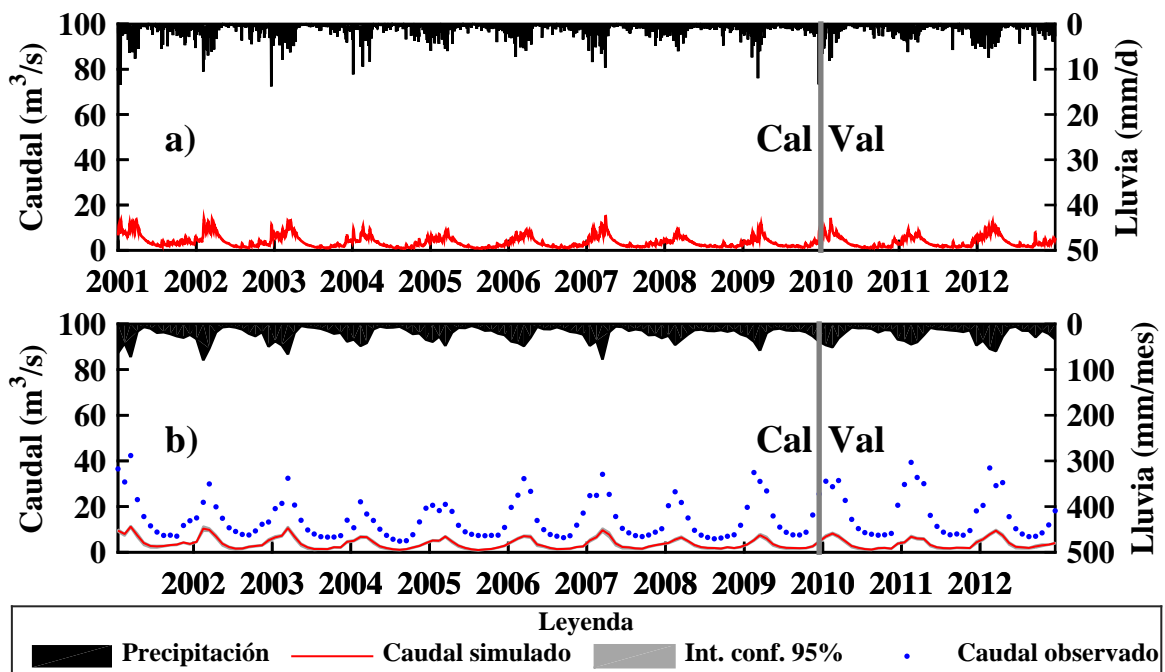


Figura 8.33: Simulación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. utilizando el producto PERSIANN. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual

Fuente: Propia

ANEXO 7: GRÁFICOS DE LA SIMULACIÓN DE CAUDALES PARA EL CASO II - UNIDAD HIDROGRÁFICA SHEQUE SUPERIOR

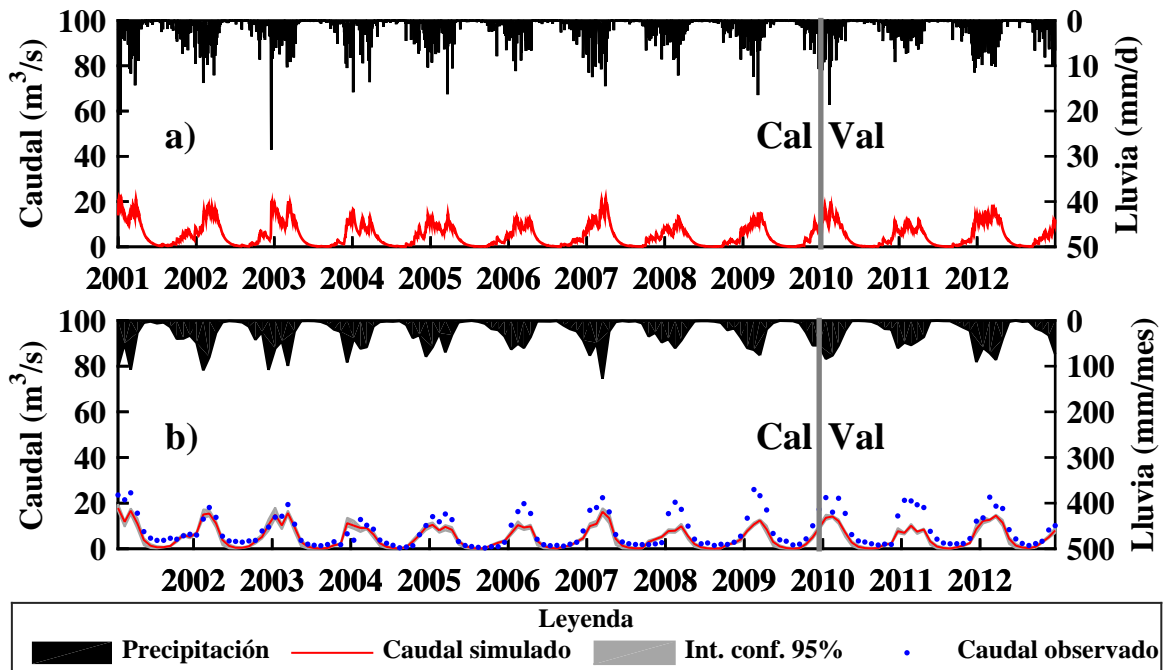


Figura 8.34: Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando el producto TRMM-3B42RT corregido según el Caso II. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual

Fuente: Propia

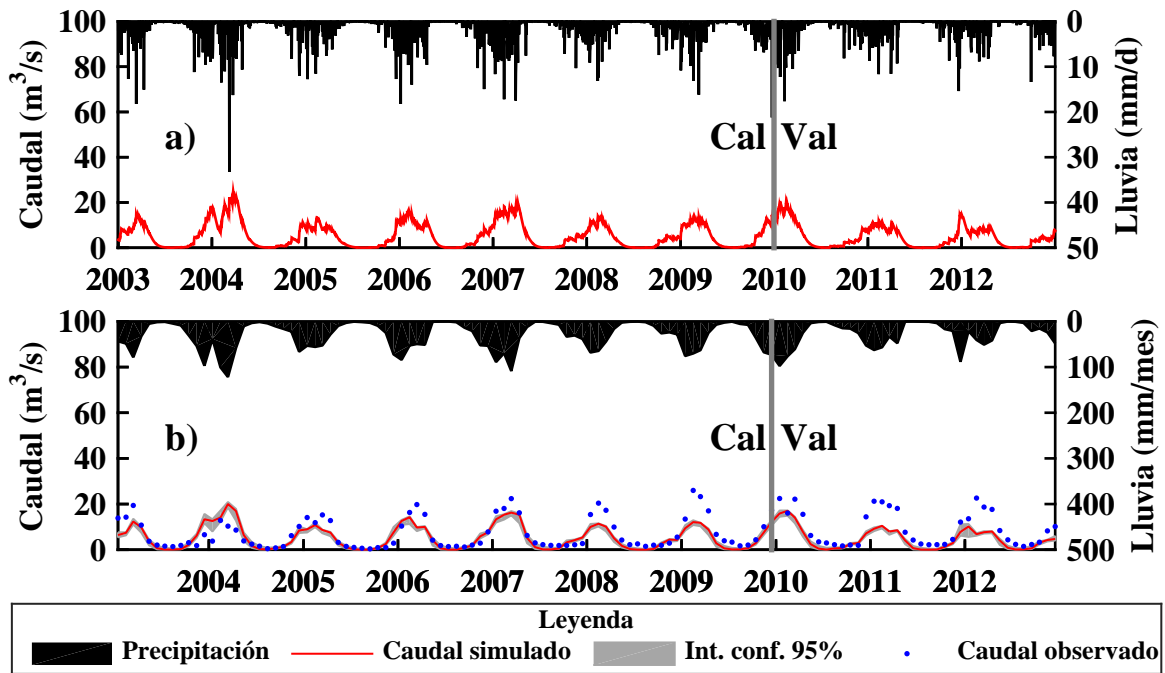


Figura 8.35: Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando el producto CMORPH corregido según el Caso II. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual

Fuente: Propia

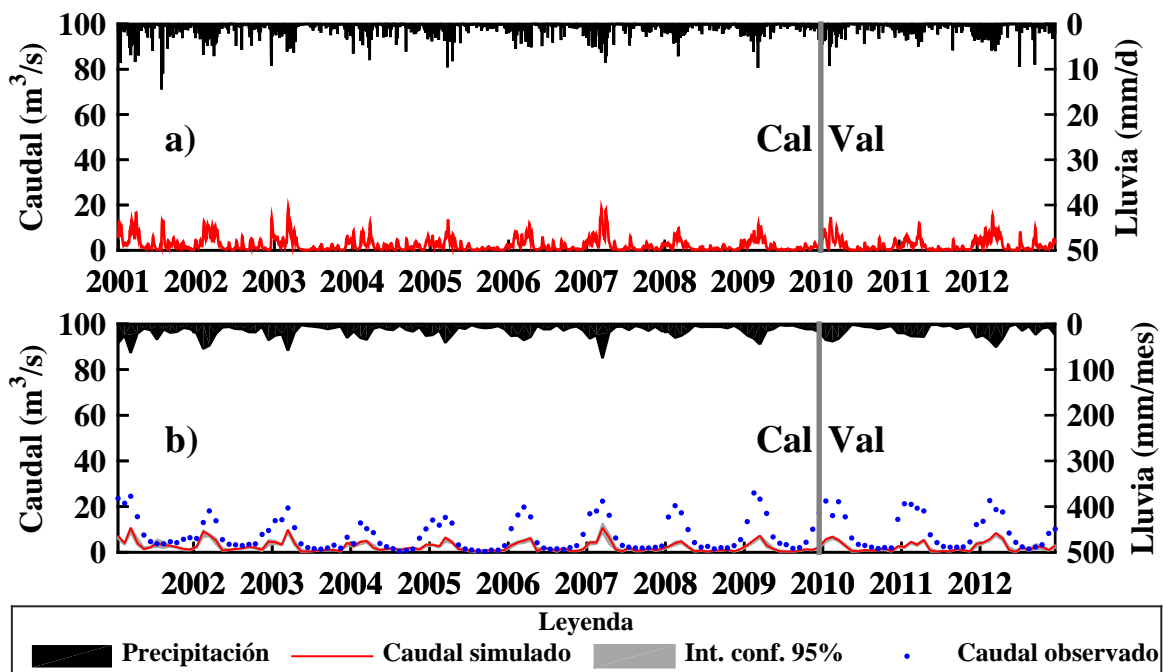


Figura 8.36: Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando el producto PERSIANN corregido según el Caso II. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual

Fuente: Propia

ANEXO 8: GRÁFICOS DE LA SIMULACIÓN DE CAUDALES PARA EL CASO II - UNIDAD HIDROGRÁFICA TAMBORAQUE SUPERIOR

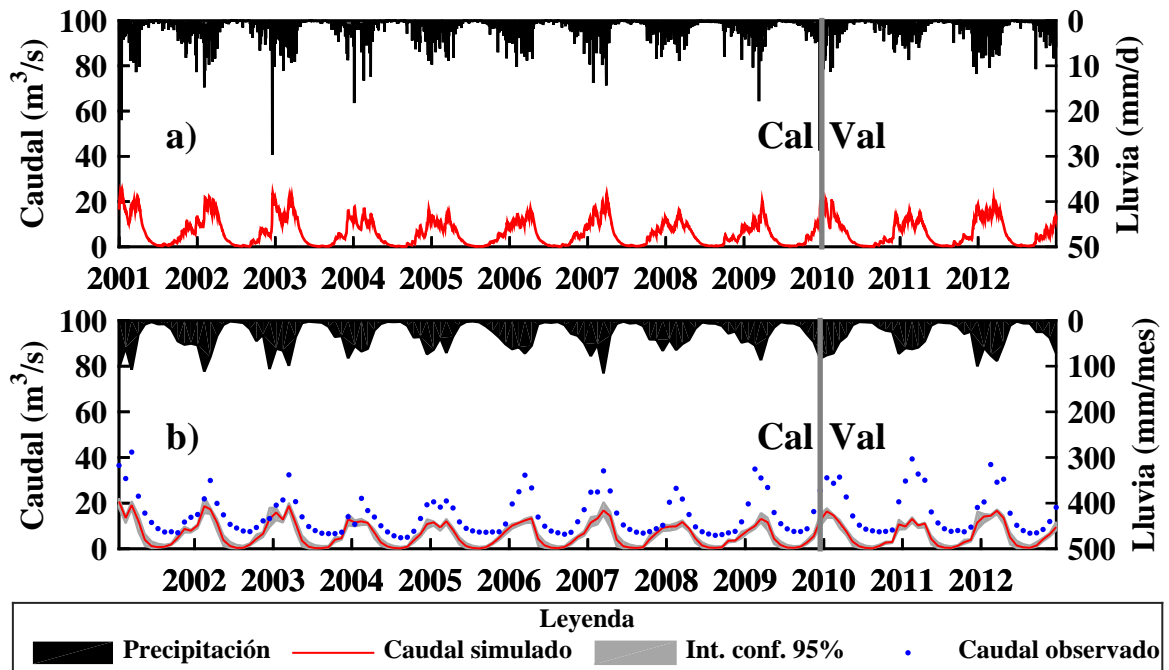


Figura 8.37: Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. utilizando el producto TRMM-3B42RT corregido según el Caso II. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual
Fuente: Propia

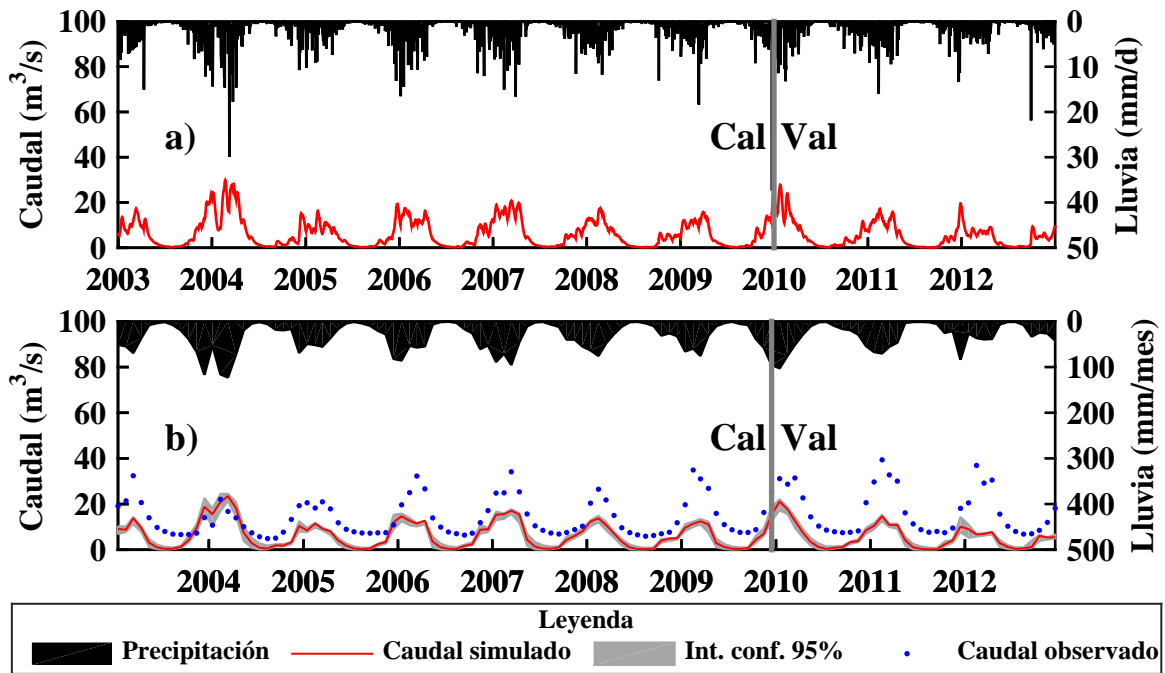


Figura 8.38: Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. utilizando el producto CMORPH corregido según el Caso II. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual

Fuente: Propia

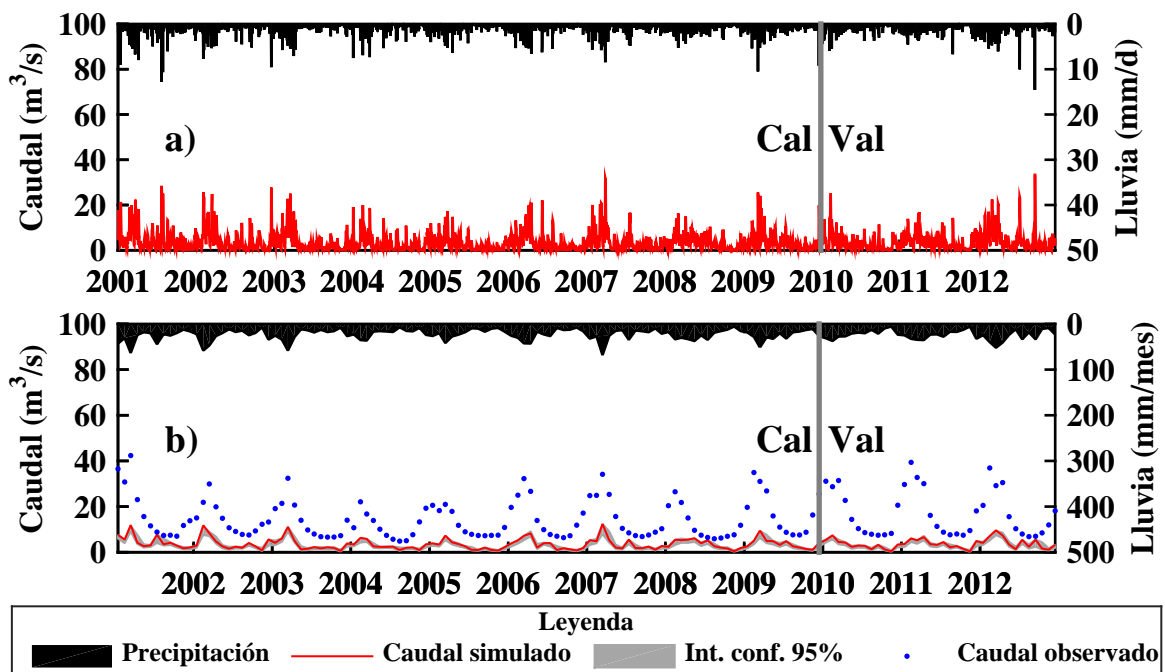


Figura 8.39: Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. utilizando el producto PERSIANN corregido según el Caso II. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual

Fuente: Propia

**ANEXO 9: GRÁFICOS DE LA SIMULACIÓN DE CAUDALES PARA EL CASO III
- UNIDAD HIDROGRÁFICA SHEQUE SUPERIOR**

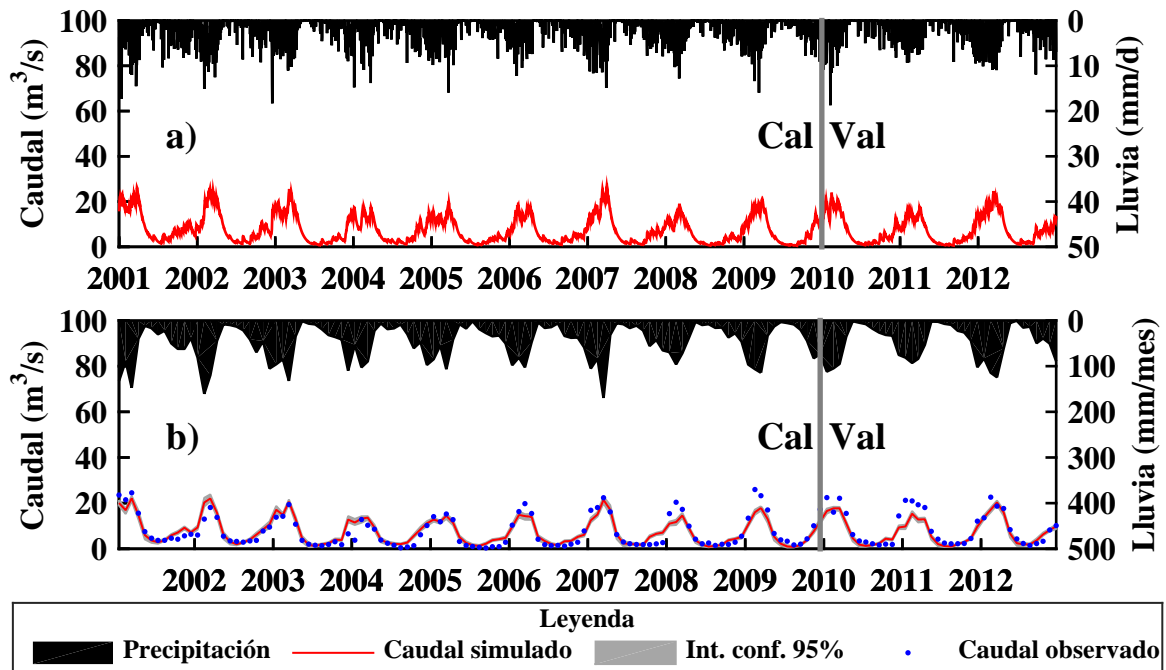


Figura 8.40: Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando el producto TRMM-3B42RT corregido según el Caso III. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual

Fuente: Propia

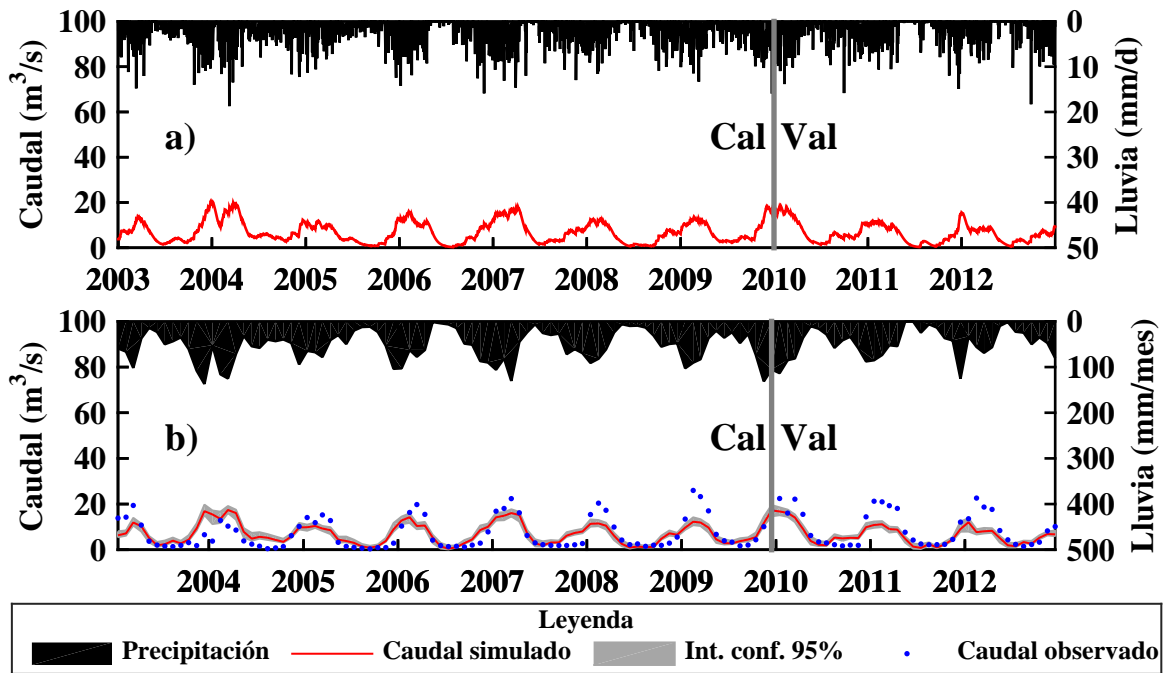


Figura 8.41: Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando el producto CMORPH corregido según el Caso III. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual

Fuente: Propia

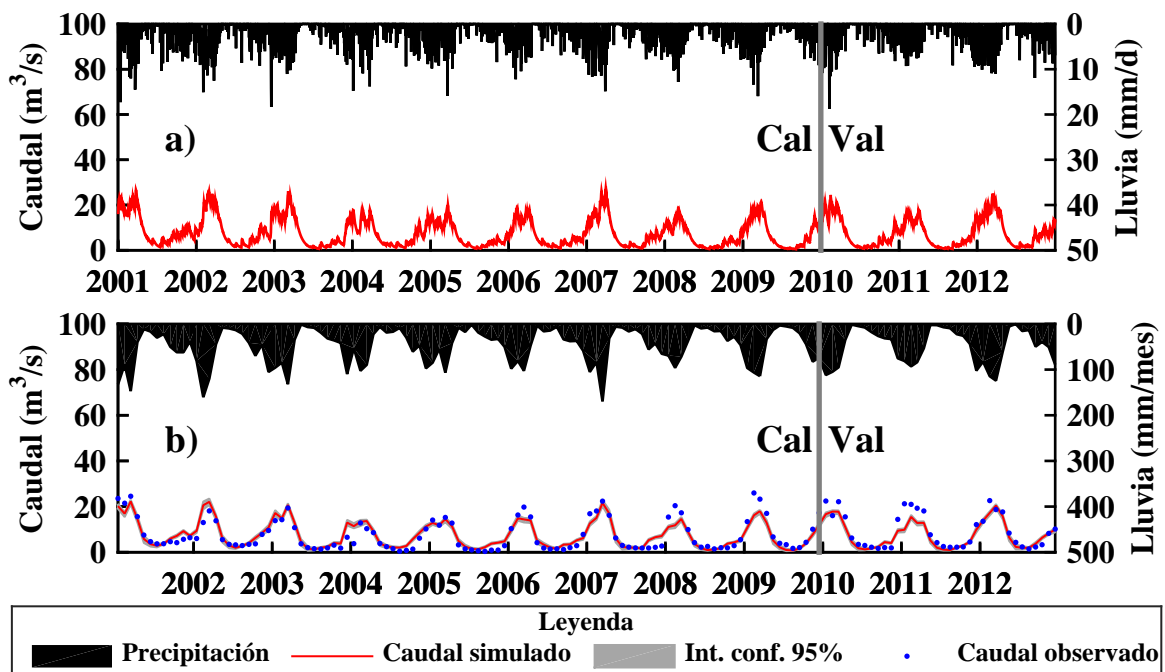


Figura 8.42: Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Sheque Sup. utilizando el producto PERSIANN corregido según el Caso III. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual

Fuente: Propia

**ANEXO 10: GRÁFICOS DE LA SIMULACIÓN DE CAUDALES PARA EL CASO III
- UNIDAD HIDROGRÁFICA TAMBORAQUE SUPERIOR**

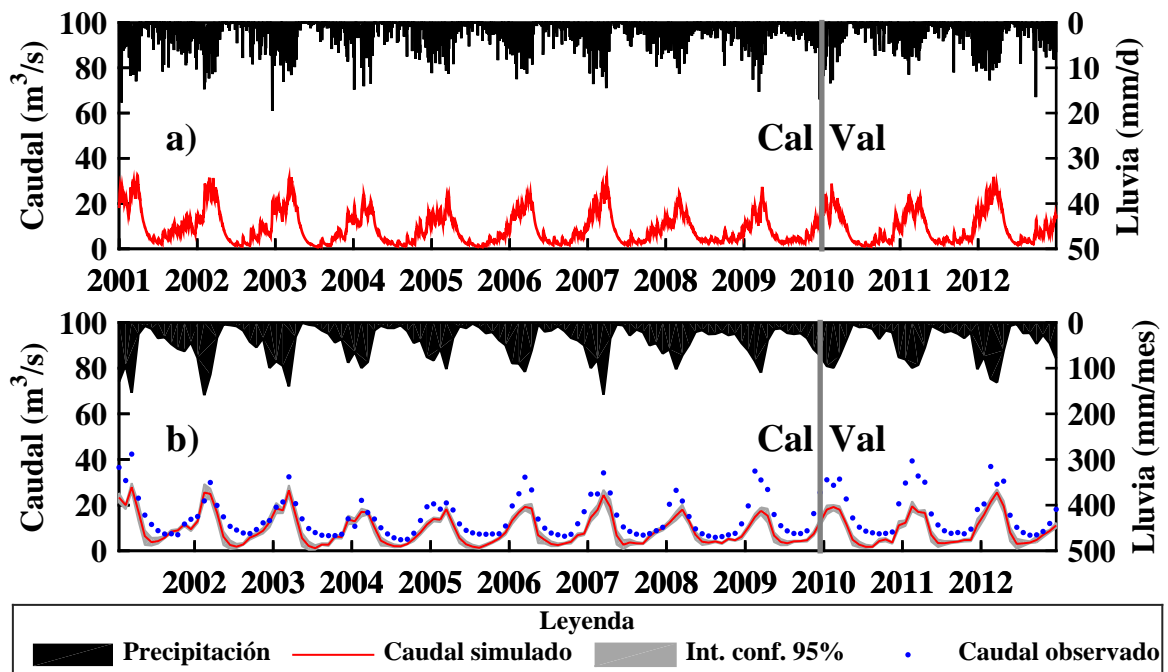


Figura 8.43: Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboraque Sup. utilizando el producto TRMM-3B42RT corregido según el Caso III. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual
Fuente: Propia

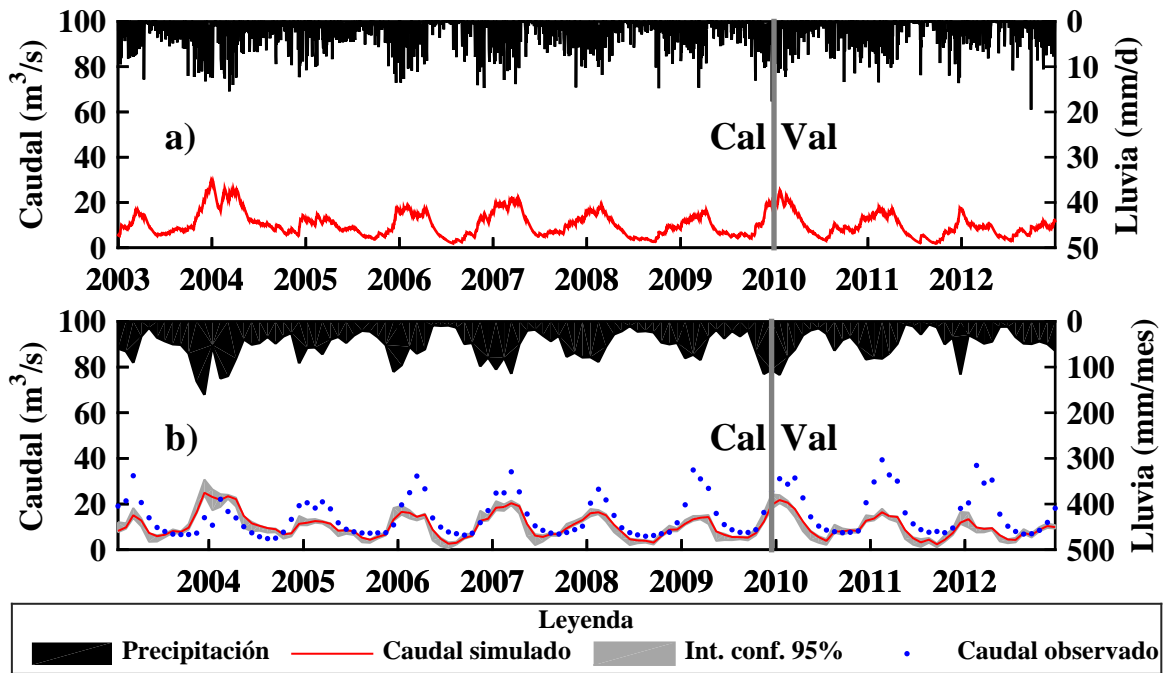


Figura 8.44: Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboque Sup. utilizando el producto CMORPH corregido según el Caso III. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual

Fuente: Propia

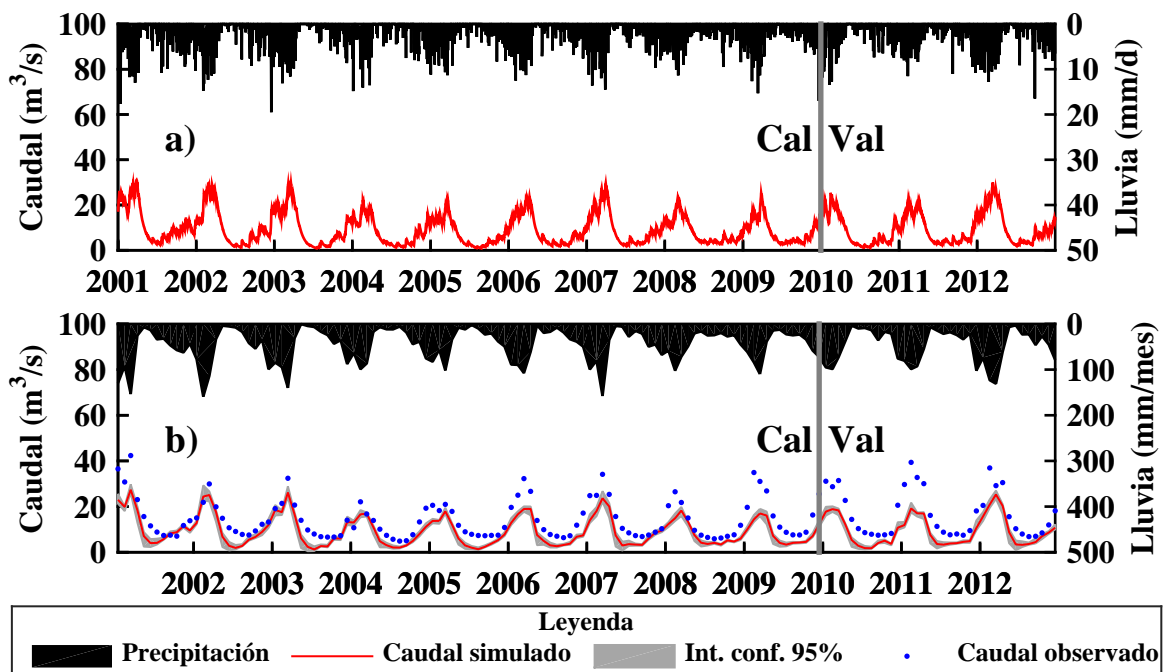


Figura 8.45: Resultados de la calibración - validación del modelo HYMOD para la unidad hidrográfica Tamboque Sup. utilizando el producto PERSIANN corregido según el Caso III. Los resultados están representados a través de la simulación precipitación - escorrentía a nivel: a) Diario y b) Mensual

Fuente: Propia

ANEXO 11: PARÁMETROS OPTIMIZADOS DEL MODELO HYMOD PARA LA UNIDAD HIDROGRÁFICA SHEQUE SUPERIOR

Tabla 8.3: Parámetros optimizados del modelo HYMOD para la UH Sheque Sup. y todos los casos evaluados

Parámetros	CASO I	CASO II			CASO III		
	OBS	3B42RT	CMORPH	PERSIANN	3B42RT	CMORPH	PERSIANN
c_{max}	1.885	1.005	1.020	1.003	1.271	1.5413	1.012
b	1.752	2.000	1.980	1.988	0.695	0.157	0.365
α	0.546	0.107	0.524	0.886	0.119	0.412	0.135
R_S	0.014	0.038	0.069	0.044	0.034	0.034	0.035
R_F	0.240	0.453	0.104	0.404	0.426	0.104	0.438

Fuente: Propia

ANEXO 12: PARÁMETROS OPTIMIZADOS DEL MODELO HYMOD PARA LA UNIDAD HIDROGRÁFICA TAMBORAQUE SUPERIOR

Tabla 8.4: Parámetros optimizados del modelo HYMOD para la UH Tamboraque Sup. y todos los casos evaluados

Parámetros	CASO I	CASO II			CASO III		
	OBS	3B42RT	CMORPH	PERSIANN	3B42RT	CMORPH	PERSIANN
c_{max}	1.011	1.0177	1.021	1.005	1.000	1.015	1.004
b	1.967	1.988	1.972	1.979	1.954	1.999	1.989
α	0.357	0.209	0.606	0.951	0.187	0.115	0.120
R_S	0.019	0.044	0.031	0.060	0.035	0.023	0.034
R_F	0.357	0.357	0.232	0.690	0.483	0.142	0.383

Fuente: Propia