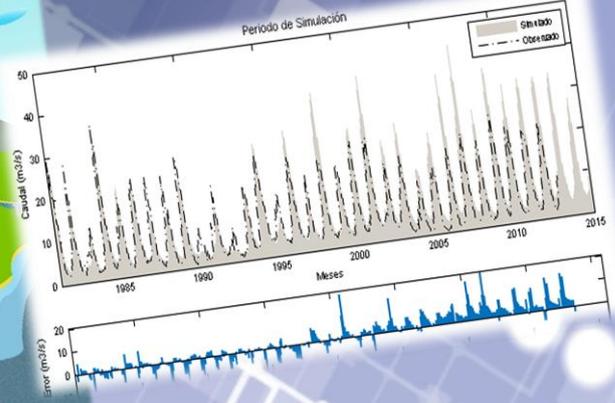
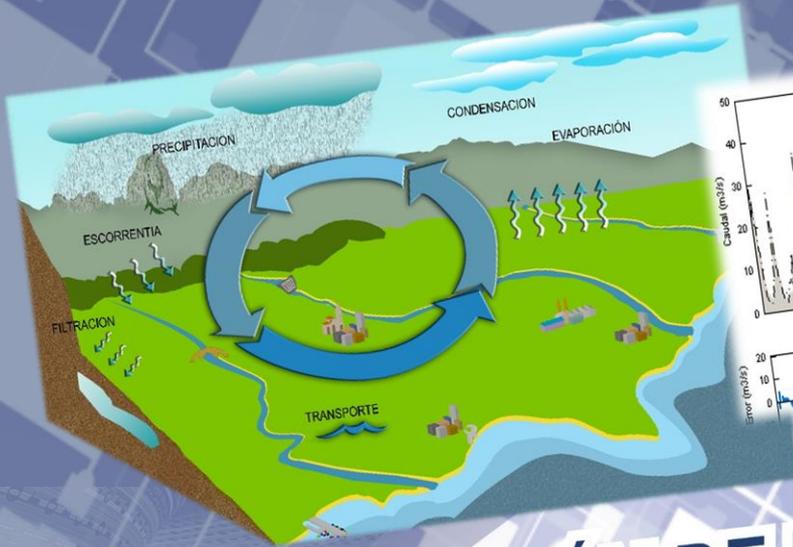




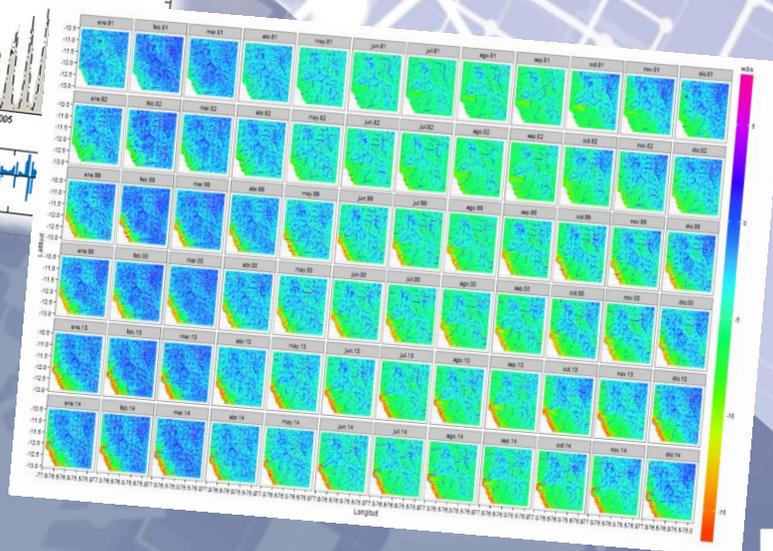
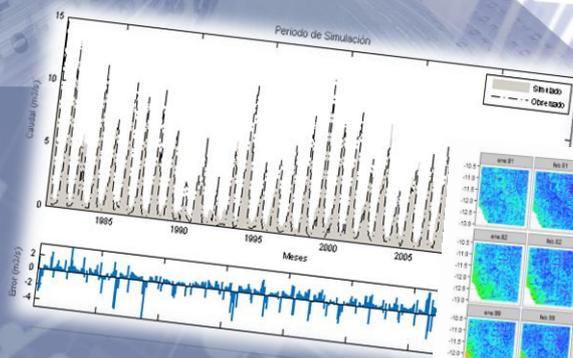
PERÚ

Ministerio del Ambiente

Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú - SENAMHI



GENERACIÓN DE UNA BASE DE DATOS DE CAUDALES GRILLADO Y DE ALTA RESOLUCIÓN A NIVEL NACIONAL (1981-2014)



2015





PERSONAL DIRECTIVO

Ing. Amelia Díaz Pabló
Presidente Ejecutivo del SENAMHI

Ing. Esequiel Villegas Paredes
Director Científico del SENAMHI

Ing. Oscar G. Felipe Ovando
Director de Hidrología y Recursos Hídricos del SENAMHI

PhD. Waldo Lavado Casimiro
Director de Hidrología Aplicada del SENAMHI

REVISOR DEL ESTUDIO

PhD. Waldo Lavado Casimiro
Director de Hidrología Aplicada del SENAMHI

RESPONSABLE DEL ESTUDIO

Ing. Eber Risco Sence
Especialista en Hidrología del SENAMHI

Lima-Perú
Noviembre 2015

ÍNDICE

RESUMEN	6
ABSTRACT	7
I. ASPECTOS GENERALES.....	8
1.1 INTRODUCCIÓN	8
1.2 OBJETIVOS	10
II. ZONA DE ESTUDIO	10
2.1 UBICACIÓN.....	10
2.2 DATOS DISPONIBLES	11
2.2.1 PISCO-Precipitación.....	11
2.2.2 PISCO-Evapotranspiración potencial.....	12
2.2.3 Información fisiográfica	12
2.2.4 Datos de aforos.....	13
III. MÉTODOS.....	17
3.1 MODELO GR2M	17
3.2 DESAGREGACIÓN DEL MODELO	19
3.3 CALIBRACIÓN DEL MODELO	20
3.4 CRITERIO DE PERFORMANCE DEL MODELO	20
IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	21
4.1 PARÁMETROS DEL MODELO	21
4.2 MODELO GR2M POR CELDAS.....	36
4.3 RECONSTRUCCIÓN DE CAUDALES	37
4.4 VARIABILIDAD ESPACIO TEMPORAL DEL ESCURRIMIENTO	41
V. CONCLUSIONES	42
VI. BIBLIOGRAFÍA	43

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1: Localización del área de estudio y modelo digital de elevaciones.....	11
Figura 2.2: Producto PISCO-Precipitación a nivel nacional (1981-2014) de resolución espacial de 0.05 °.....	12
Figura 2.3: Producto PISCO-Evapotranspiración potencial a nivel nacional (1981-2014) resolución espacial de 0.05 °.....	13
Figura 2.4: Mapa de capacidad de retención de agua en el suelo (soil wáter holding capacity) elaborado por el IRD (Institut de recherche pour le développement) rasterizado a 0.05° de resolución espacial.....	13
Figura 2.5: Cuencas pilotos con información de caudales.....	14
Figura 2.6: Caudales mensuales para la subcuenca Rímac 1.....	15
Figura 2.7: Caudales mensuales para la subcuenca Rímac 2.....	15
Figura 2.8: Caudales mensuales para la subcuenca Chillón 1.....	15
Figura 2.9: Caudales mensuales para la subcuenca Mantaro 1.....	16
Figura 2.10: Caudales mensuales para la subcuenca Mantaro 3.....	16
Figura 2.11: Caudales mensuales para la subcuenca Lurín.....	16
Figura 3.1: Diagrama del modelo GR2M, tomado de Mouelhi et al, 2006.....	18
Figura 3.2: a) red de drenaje obtenida a partir de un modelo digital de terreno b) Caracterización de cada celda como una unidad independiente desde el punto de vista de sus características físicas. La base para el desarrollo de modelos distribuidos reside fuertemente en esta consideración (Olaya, 2004).....	19
Figura 4.1: a) Variabilidad espacial del parámetro X1 b) Variabilidad espacial del parámetro X2.....	22
Figura 4.2: Proceso de optimización de los parámetros en la microcuenca Rímac 1, donde la variación va desde el azul al rojo, siendo el rojo los valores más adecuados para el modelo.....	23
Figura 4.3: Variación de la eficiencia de la función Nash-Sutcliffe de acuerdo a la variación de los parámetros. Microcuenca Rímac 1.....	24
Figura 4.4: Primer gráfico: Caudales observados y simulados durante el proceso de calibración, segundo gráfico: errores de estimación, tercer gráfico: caudales simulados versus los caudales observados, cuarto gráfico: logaritmo de caudales simulados versus el logaritmo de los caudales observados en la microcuenca Rímac 1.....	25
Figura 4.5: Proceso de optimización de los parámetros en la microcuenca Rímac 2, donde la variación va desde el azul al rojo, siendo el rojo los valores más adecuados para el modelo.....	26
Figura 4.6: Variación de la eficiencia de la función Nash-Sutcliffe de acuerdo a la variación de los parámetros. Microcuenca Rímac 2.....	26
Figura 4.7: Primer gráfico: Caudales observados y simulados durante el proceso de calibración, segundo gráfico: errores de estimación, tercer gráfico: caudales simulados versus los caudales observados, cuarto gráfico: logaritmo de caudales simulados versus el logaritmo de los caudales observados en la microcuenca Rímac 2.....	27
Figura 4.8: Proceso de optimización de los parámetros en la microcuenca Chillón 1, donde la variación va desde el azul al rojo, siendo el rojo los valores más adecuados para el modelo.....	28
Figura 4.9: Variación de la eficiencia de la función Nash-Sutcliffe de acuerdo a la variación de los parámetros. Microcuenca Chillón 1.....	28

Figura 4.10: Primer gráfico: Caudales observados y simulados durante el proceso de calibración, segundo gráfico: errores de estimación, tercer gráfico: caudales simulados versus los caudales observados, cuarto gráfico: logaritmo de caudales simulados versus el logaritmo de los caudales observados en la microcuenca Chillón 1.....	29
Figura 4.11: Proceso de optimización de los parámetros en la microcuenca Mantaro 1, donde la variación va desde el azul al rojo, siendo el rojo los valores más adecuados para el modelo.	30
Figura 4.12: Variación de la eficiencia de la función Nash-Sutcliffe de acuerdo a la variación de los parámetros. Microcuenca Mantaro 1.	30
Figura 4.13: Primer gráfico: Caudales observados y simulados durante el proceso de calibración, segundo gráfico: errores de estimación, tercer gráfico: caudales simulados versus los caudales observados, cuarto gráfico: logaritmo de caudales simulados versus el logaritmo de los caudales observados en la microcuenca Mantaro 1.....	31
Figura 4.14: Proceso de optimización de los parámetros en la microcuenca Mantaro 3, donde la variación va desde el azul al rojo, siendo el rojo los valores más adecuados para el modelo.	32
Figura 4.15: Variación de la eficiencia de la función Nash-Sutcliffe de acuerdo a la variación de los parámetros. Microcuenca Mantaro 3.	32
Figura 4.16: Primer gráfico: Caudales observados y simulados durante el proceso de calibración, segundo gráfico: errores de estimación, tercer gráfico: caudales simulados versus los caudales observados, cuarto gráfico: logaritmo de caudales simulados versus el logaritmo de los caudales observados en la microcuenca Mantaro 3.....	33
Figura 4.17: Proceso de optimización de los parámetros en la microcuenca Lurín 1, donde la variación va desde el azul al rojo, siendo el rojo los valores más adecuados para el modelo.	34
Figura 4.18: Variación de la eficiencia de la función Nash-Sutcliffe de acuerdo a la variación de los parámetros. Microcuenca Lurín 1.	34
Figura 4.19: Primer gráfico: Caudales observados y simulados durante el proceso de calibración, segundo gráfico: errores de estimación, tercer gráfico: caudales simulados versus los caudales observados, cuarto gráfico: logaritmo de caudales simulados versus el logaritmo de los caudales observados en la microcuenca Lurín 1	35
Figura 4.20: Modelo de balance hídrico GR2M por celdas en las cuencas de los ríos Chillón, Rímac, Lurín y parte alta del Mantaro para los años 1981, 1982, 1999, 2000, 2013, 2014.....	36
Figura 4.21: Reconstrucción de los caudales mensuales para el periodo 1981-2014 en la microcuenca Rímac 1.	37
Figura 4.22: Reconstrucción de los caudales mensuales para el periodo 1981-2014 en la microcuenca Rímac 2.	38
Figura 4.23: Reconstrucción de los caudales mensuales para el periodo 1981-2014 en la microcuenca Chillón 1.....	38
Figura 4.24: Reconstrucción de los caudales mensuales para el periodo 1981-2014 en la microcuenca Mantaro 1.....	39
Figura 4.25: Reconstrucción de los caudales mensuales para el periodo 1981-2014 en la microcuenca Mantaro 3.....	39
Figura 4.26: Reconstrucción de los caudales mensuales para el periodo 1981-2014 en la microcuenca Lurín 1.....	40

Figura 4.27: Escorrentía acumulada para la zona de las cuencas Chillón, Rímac, Lurín y parte alta del Mantaro.	41
Figura 4.28: Escorrentía acumulada para las cuencas pilotos en el año 2013, unidades en m ³ /s.	42
Figura 4.29: Escorrentía acumulada para las cuencas pilotos en el año 2013, unidades en logaritmo (log m ³ /s) para una mejor visualización de los cauces.	43
Figura 4.30: Datos grillados de escurrimiento superficial en la zona de estudio para el periodo 1981-2014. Unidades expresadas en log m ³ /s.	41

LISTA DE TABLAS

Tabla 2.1: Principales características de las descargas medias mensuales para las estaciones de aforo utilizadas en la implementación del modelo GR2M.	17
Tabla 4.1: Parámetros del modelo GR2M por celdas obtenido por optimización global. K (adimensional) representa el valor de ponderación al mapa de retención máxima para obtener el parámetro X1, So representa el almacenamiento inicial en el suelo (mm), Ro representa el nivel inicial en el tanque de tránsito (mm), X2 la máxima capacidad de almacenamiento en el tanque de tránsito (mm).	23

RESUMEN

El modelo hidrológico GR2M (Global rainfall-runoff two parameter model) desarrollado por el CEMAGREF (Centro de investigación Agrícola e Ingeniería Ambiental de Francia) propuesto para la reconstrucción de caudales a partir de la precipitación y evapotranspiración potencial, ha sido utilizado para la generación de escurrimiento para el periodo 1981-2014. En el presente estudio se utilizó una adaptación del modelo GR2M desde un enfoque por celdas para la generación de escurrimiento de manera distribuida. Dentro de la estructura del modelo se consideran dos parámetros: la máxima capacidad de almacenamiento de producción X1 (mm), la máxima capacidad de almacenamiento del tanque de tránsito X2 (mm). Para la desagregación del modelo, la cuenca se discretizó en laderas y la red de drenaje en segmentos. Las cuencas seleccionadas como zona de estudio corresponden a los ríos Rímac, Chillón, Lurín y parte alta del Mantaro. Para la definición de las cuencas y las direcciones de drenaje se utilizó el modelo digital de elevaciones de la NASA con una resolución de 5 km. Los datos de Precipitación y Evapotranspiración Potencial utilizados corresponde a los del producto PISCO (Peruvian Interpolation of the SENAMHI's Climatological and hydrological data Observed) elaborado por el Servicio Nacional de Meteorología e hidrología del Perú (SENAMHI) de 5 km de resolución espacial para el periodo de 1981-2014. El parámetro X1 se estimó en base al mapa de capacidad de retención de agua en el suelo (soil wáter holding capacity) elaborado por el IRD (Institut de recherche pour le développement) que fue mejorado juntamente con el parámetro X2 mediante optimización global teniendo como función objetivo la eficiencia de Nash-Sutcliffe. Con el modelo calibrado se procedió a realizar la reconstrucción de los caudales para el periodo 1981-2014 en las cuencas antes mencionadas, el modelo ha respondido satisfactoriamente para la generación de escurrimientos mensuales de manera distribuida, por lo cual representa una importante herramienta para la gestión de los recursos hídricos.

ABSTRACT

The hydrological model GR2M (Global rainfall-runoff two parameter model) developed by the CEMAGREF (French Research Institute for Agricultural and Environmental Engineering) proposed to estimate runoff from rainfall and potential evapotranspiration data, it was used for the generation of runoff for the period 1981-2014. GR2M adaptation model was used in this study from a gridded approach for the generation of runoff in a distributed manner. Within the structure of the model they are considered two parameters: the maximum storage capacity production X_1 (mm), the maximum storage tank transit X_2 (mm). To desagregate model, the basin was discretized on hillside and drainage network segments. The Rimac, Chillón, Lurín and upper Mantaro rivers was selected such as study area in order to evaluate the distributed model. The digital elevation model of the NASA with a resolution of 5 km was used for the definition of watersheds and drainage directions. The rainfall and evapotranspiration potential data was used corresponds to the PISCO (Peruvian interpolation of the SENAMHI's climatological and hydrological data Observed) product prepared by *Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú* (SENAMHI) for 5 km spatial resolution for the period 1981-2014. The parameter X_1 was estimated based on the soil water holding capacity map developed by the IRD (Institut de recherche pour le développement) that was improved along with the parameter X_2 by the global optimization having such as function target the Nash-Sutcliffe efficiency. With the calibrated model, we proceeded to perform the reconstruction of the runoff from 1981 to 2014 in the watersheds mentioned, the model has responded satisfactorily to the generation of monthly runoff in a distributed manner, thus, it represents an important tool for managing water resources.

I. ASPECTOS GENERALES

1.1 Introducción

Para una adecuada gestión integral de los recursos hídricos es necesario conocer la variabilidad espacial y temporal de los cursos de agua y los caudales necesarios para el adecuado equilibrio dinámico de los ecosistemas; con la finalidad de apoyar en la toma de decisiones y planificación. Sin embargo, las mayores limitaciones en la investigación de los recursos hídricos es la complejidad del sistema, la falta de datos climáticos, así como de observaciones in situ. En la mayoría de las regiones de los países en desarrollo, la información disponible acerca de sus recursos hídricos es muy limitada y tienen una base de datos muy escasa (Salzmann et al., 2009). Por lo cual, el modelamiento hidrológico distribuido se presenta como una herramienta importante para poder estimar la disponibilidad hídrica en las cuencas sin información, para a partir de ello realizar la planificación y gestión de los recursos hídricos.

En la actualidad, con el avance de las tecnologías ha hecho posible la disponibilidad de datos espaciales tales como los modelos digitales de elevación (Carpenter & Georgakakos, 2006.). El reciente desarrollo en los productos de precipitación basado en satélites han incrementado su uso como entrada en los modelos hidrológicos distribuidos (Stisen and Sandholt, 2010). Estos datos son muy valiosos en países en desarrollo o en zonas remotas, donde los datos pluviométricos son escasos o de mala calidad (Hughes, 2006). El uso de la información basada en satélites para mejorar las estimaciones de la variabilidad espacial de lluvia se ha informado ampliamente (Hsu et al., 1999; Sorooshian et al., 2000; Grimes y Diop, 2003). Sin embargo, los datos de satélite tienen sesgos y errores aleatorios que son causados por diversos factores como la frecuencia de muestreo, el o uniforme campo de vista de los sensores, las incertidumbres en los algoritmos de estimación de precipitación (Nair et al., 2009). Por eso es fundamental validar estos productos de satélite con estaciones convencionales para cuantificar la utilidad directa de los productos (Nair et al., 2009).

El servicio nacional de meteorología e hidrología del Perú (SENAMHI) viene realizando trabajos para explicar la variabilidad espacial y temporal de las variables meteorológicas en el territorio peruano, a partir de información observada y datos de satélite basado en técnicas estadísticas ha generado mapas a una resolución espacial de 5 km y una resolución temporal de un mes. En tal sentido, el producto PISCO (peruvian interpolation of the SENAMHI's climatological and hydrological data observed) estima las variaciones espaciales y temporales de la precipitación (obtenido mediante técnicas geoestadísticas), la temperatura mínima y máxima (mediante regresiones múltiples), evapotranspiración potencial (por el método de Hargreaves y Samani) para el periodo comprendido entre 1981-2014.

La variabilidad espacial de la precipitación y las propiedades de las cuencas tienen impactos significativos en la respuesta hidrológica de las cuencas. La caracterización y modelados de las relaciones entre la distribución espacial de las precipitaciones, características de las cuencas, y generación de escorrentía ha sido objeto de muchos estudios durante más de dos décadas. Utilizando un modelo semi-distribuido (Wilson et al., 1979) demostraron que la cuantificación de la variabilidad espacial de la

precipitación influye significativamente en el volumen, caudal pico. Estudios realizados por Troutman (1983), Beven (1985), Krajewski et al. (1991), Ogden and Julien (1994), and Shah et al. (1996) llegaron a la misma conclusión.

En las últimas décadas muchos modelos han sido propuestos para representar la transformación de la precipitación en el caudal a la salida de una cuenca. Cuando el intervalo de tiempo es largo, estos modelos han sido usualmente llamados modelos de balance de agua, asumiendo que el tiempo de respuesta de la cuenca es despreciable comparado el intervalo de tiempo en el cual se está trabajando (Mouelhi et al., 2006).

Xu y Singh (1998) presentan una revisión del estado del arte de los modelos mensuales de balance de agua en la investigación en recursos hidráulicos. En su trabajo ellos concluyeron que de los diferentes modelos revisados, aquellos que utilizan como datos de entrada la precipitación y la evaporación potencial brindan resultados más confiables para la estimación de caudales mensuales y de otras componentes del balance de agua como la evaporación real, el contenido de humedad en el suelo y el flujo base. En este tipo de modelos se cree que el uso de información diaria como datos de entrada, puede mejorar la estimación de algunos procesos como la intercepción, la infiltración y la evaporación, sin embargo el uso de datos diarios incrementa el nivel de complejidad y limita el alcance de ésta aplicación a algunas pocas cuencas o regiones pequeñas, en lugar de poder realizar cálculos de balance de agua sobre grandes unidades geográficas.

En los modelos hidrológicos conceptuales, el efecto regulador de una cuenca sobre la lluvia es asumido para operar como un embalse lineal o no lineal. Algunos ejemplos son el modelo agregado GR2M (Makhlouf y Michel, 1994; Mouelhi et al., 2006). En el modelo GR2M, la cuenca es considerada como el volumen de control (modelo agregado) y los datos requeridos para estimar los caudales mensuales a la salida de la cuenca son la precipitación y la evapotranspiración potencial. La estructura de este modelo está compuesta por un submodelo de producción de escorrentía, caracterizado por un tanque de producción, y un submodelo de tránsito que representa el efecto regulador de la cuenca. En la versión del modelo propuesta por Mouelhi et al. (2006), se considera una componente de intercambio de aguas subterráneas, dentro del balance de agua, definida como la resultante de los flujos que atraviesan la columna de suelo del volumen de control. Dado que el objetivo principal de este trabajo es representar la variabilidad espacial de la escorrentía a lo largo de la red de drenaje, se realiza la desagregación del modelo. Para este fin el espacio se desagrega en celdas y la red de drenaje en segmentos.

Por lo tanto, los objetivos del estudio es la implementación del modelo hidrológico GR2M de manera distribuida para evaluar y comparar la variabilidad espacial y temporal de los escurrimientos en las cuencas hidrográficas de los ríos Rímac, Chillón, Lurín y parte alta del Mantaro. Para tal fin, diferentes procesos matemáticos (optimización global para la obtención de los mejores parámetros del modelo) y estadísticos (eficiencia de Nash-Sutcliffe entre los datos simulados y observados para evaluar el modelo distribuido implementado). El presente estudio trata de explicar la variabilidad espacial y temporal de los recursos hídricos en las cuencas mencionadas, representa una herramienta para la gestión y planificación de los recursos hídricos,

además contribuye a la generación de información de escorrentía en cuencas sin información. Los resultados obtenidos serán de gran utilidad en estudios ambientales, en la formulación de planes de ordenamiento y manejo de cuencas hidrográficas, en programas de aprovechamiento del recurso hídrico, en la evaluación de sequías.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Generar una base de datos de caudales grillados y de alta resolución a nivel nacional para el periodo 1981-2014.

1.2.2 Objetivos específicos

- Realizar el análisis de los datos climáticos para la implementación de un modelo hidrológico distribuido a paso mensual.
- Implementar un modelo distribuido por celdas a partir del modelo conceptual GR2M.
- Generar mapas de umbrales de escurrimiento a una resolución espacial de 0.05° y temporal de un mes para el periodo 1981-2014.
- Implementar el escurrimiento acumulado y distribuido a una resolución espacial de 0.05° y temporal de un mes para el periodo 1981-2014.

II. ZONA DE ESTUDIO

2.1 Ubicación

El área de estudio está representada por el territorio peruano, se encuentra situado en la parte central y occidental de América del Sur, ubicado entre las latitudes $0^\circ 01' - 18^\circ 20' S$ y las longitudes $68^\circ 39' - 81^\circ 19' W$. Está conformado por un territorio de una superficie continental de 1.285.215,60 km² de superficie, lo que representa el 0.87% del planeta, que se distribuyen en región costera 136.232,85 km² (10,6%), región andina 404.842,91 km² (31,5%) y región amazónica 754.139,84 km² (57,9%).

Los Andes atraviesan el Perú de norte a sur, condicionando con su imponente presencia el clima y la orografía del país. Aunque el abra de Porculla marque, a 2137 msnm, su punto más bajo, la Cordillera Blanca y la Cordillera de Huayhuash albergan en el sector norte las cumbres más altas del Perú. A partir del nudo de Pasco, los Andes centrales se ensanchan y presenta mesetas entre las cordilleras y cimas como las del Coropuna, el Ampato o el Salcantay. La meseta del Collao, a 3600 msnm y la cordillera Volcánica, con los nevados Misti, Pichu Pichu, y Ubinas, compone el sector meridional de los Andes peruanos a partir del Nudo de Vilcanota.

El hecho de estar en el Perú cerca de la línea ecuatorial indicaría que su clima debería ser eminentemente tropical, sin embargo dos factores alteran notablemente el clima. En primer lugar la existencia de la elevada Cordillera de los Andes paralela en América del Sur al océano Pacífico y, en segundo lugar, la fría Corriente Peruana o de Humboldt que se manifiesta de sur a norte hasta la latitud 5° y que choca con la

Corriente del Niño en las costas de Piura y Tumbes hasta la latitud 3.2°, al sur de la línea ecuatorial. Estos accidentes, más el anticiclón del Pacífico sur en esta parte del continente, originan una disminución de las temperaturas promedio anuales de unos diez grados centígrados en la costa y una gran variedad de climas simultáneos en todo el país el cual ha situado al Perú como uno de los países con mayor variedad de climas en el mundo.

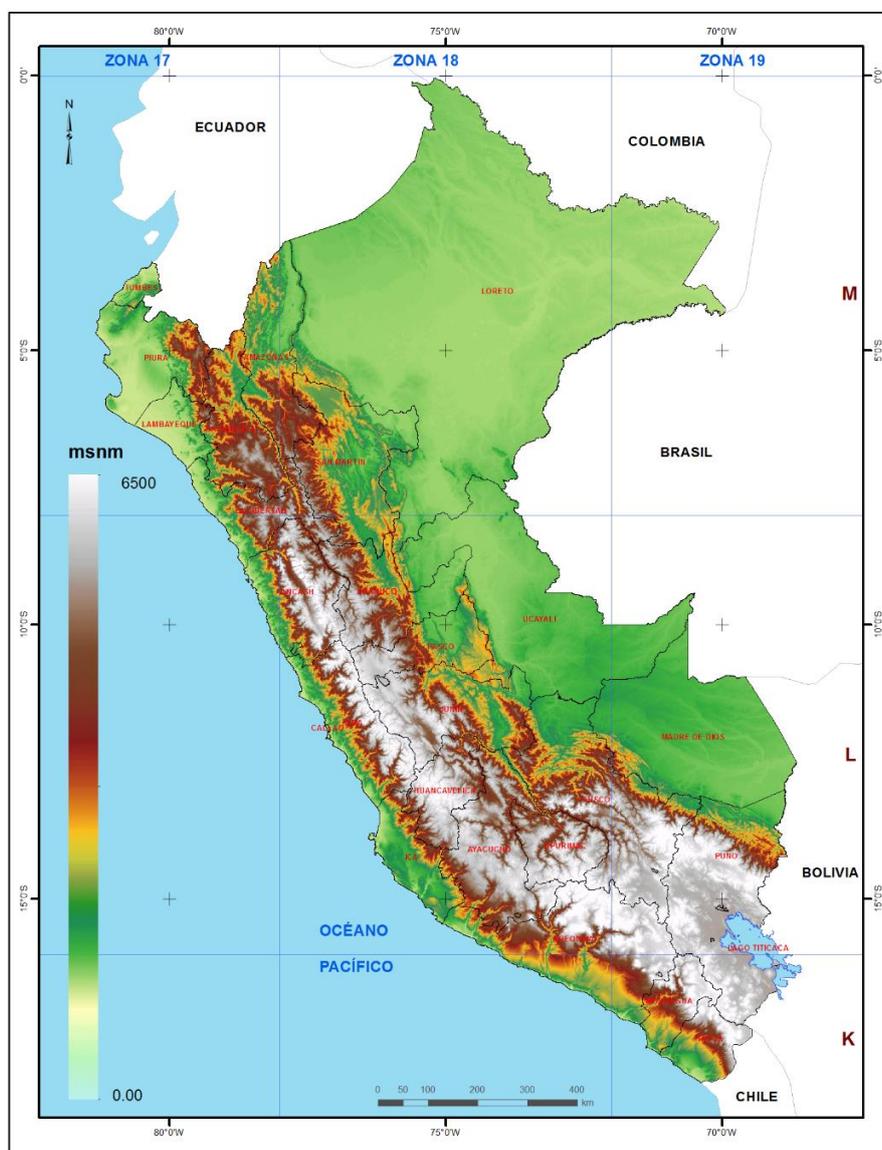


Figura 2.1: Localización del área de estudio y modelo digital de elevaciones.

2.2 Datos disponibles

Para la implementación del modelo GR2M por celdas se ha utilizado los mapas del producto PISCO elaborado por el SENAMHI.

2.2.1 PISCO-Precipitación

El SENAMHI ha elaborado mediante técnicas geoestadísticas mapas de precipitación, a partir de datos observados y el producto satelital de estimación de

Iluvia Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data (CHIRPS). Estos mapas han sido elaborados en el ámbito del territorio peruano a una resolución espacial de 5 km y de resolución temporal de 1 mes para el periodo 1981-2014. A partir de estos mapas se ha realizado una selección para la zona de estudio. En la Figura 2.2 se aprecia los mapas para el año 2014.

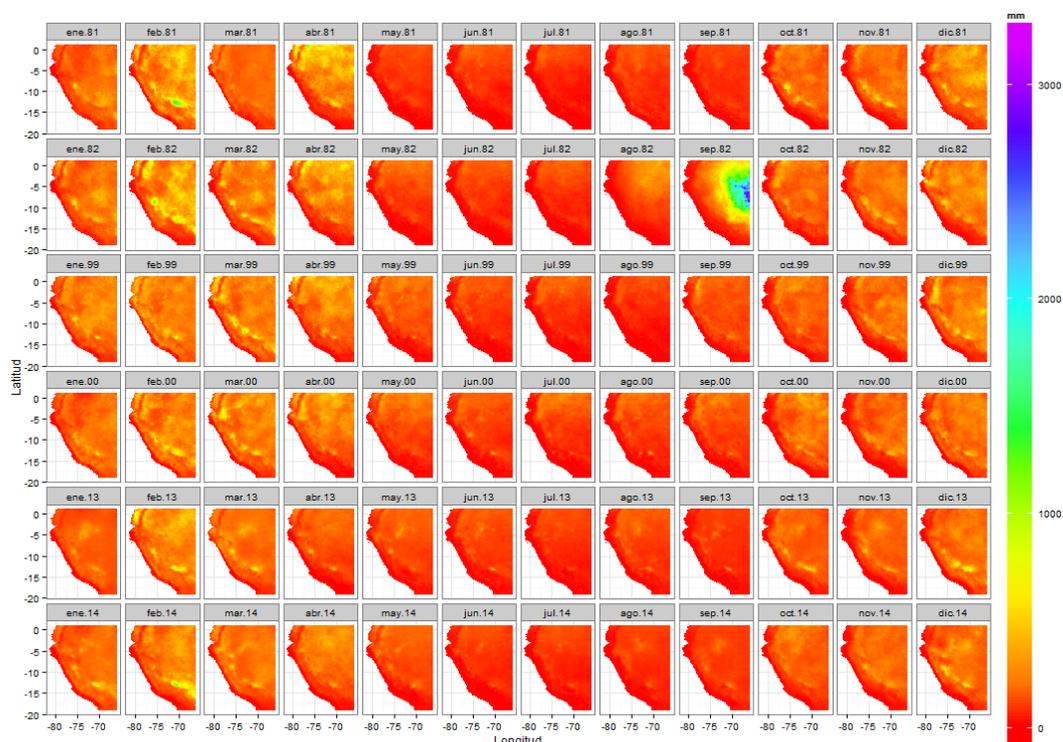


Figura 2.2: Producto PISCO-Precipitación a nivel nacional (1981-2014) de resolución espacial de 0.05 °.

2.2.2 PISCO-Evapotranspiración potencial

El SENAMHI ha elaborado mediante técnicas estadísticas (regresiones multivariadas) mapas de temperatura mínima y máxima, a partir de datos observados, latitud, longitud, modelo digital de elevaciones, orientación de la pendiente del terreno. A partir, de estos mapas de temperatura, mediante el modelo de Hargreaves y Samani se han obtenido los mapas de evapotranspiración potencial. Estos mapas han sido elaborados en el ámbito del territorio peruano a una resolución espacial de 5 km y de resolución temporal de un mes para el periodo 1981-2014. A partir de estos mapas se ha realizado una selección para la zona de estudio. En la Figura 2.3 se aprecia los mapas para el año 2014.

2.2.3 Información fisiográfica

El modelo digital de elevación (DEM) se obtuvo de la Misión Topográfica Radar Shuttle de la NASA (SRTM), a una resolución espacial de 1 km, el cual fue remuestreado a 5 km. Los datos SRTM se encuentran disponibles en la página web del USGS EROS Data Center (EDC) <http://srtm.usgs.gov>. La información del suelo (mapa de máxima capacidad de almacenamiento) elaborado por el IRD

(Institut de recherche pour le développement) como coberturas, el cual fue rasterizado a 1 km de resolución espacial.

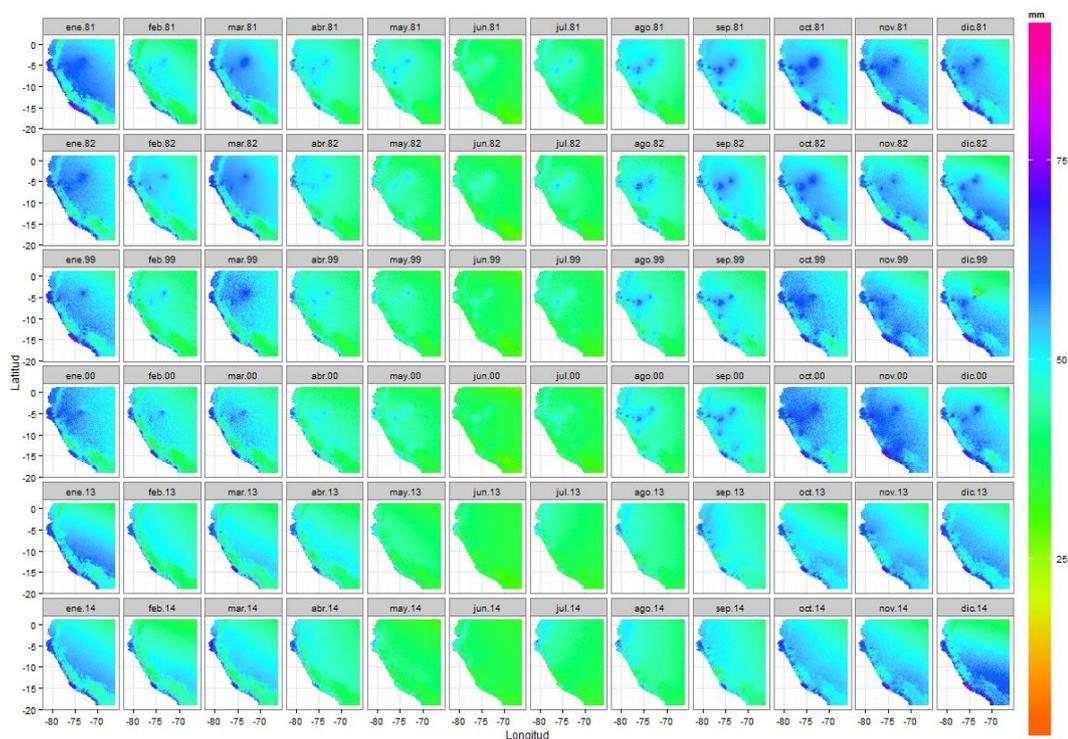


Figura 2.3: Producto PISCO-Evapotranspiración potencial a nivel nacional (1981-2014) resolución espacial de 0.05 °.

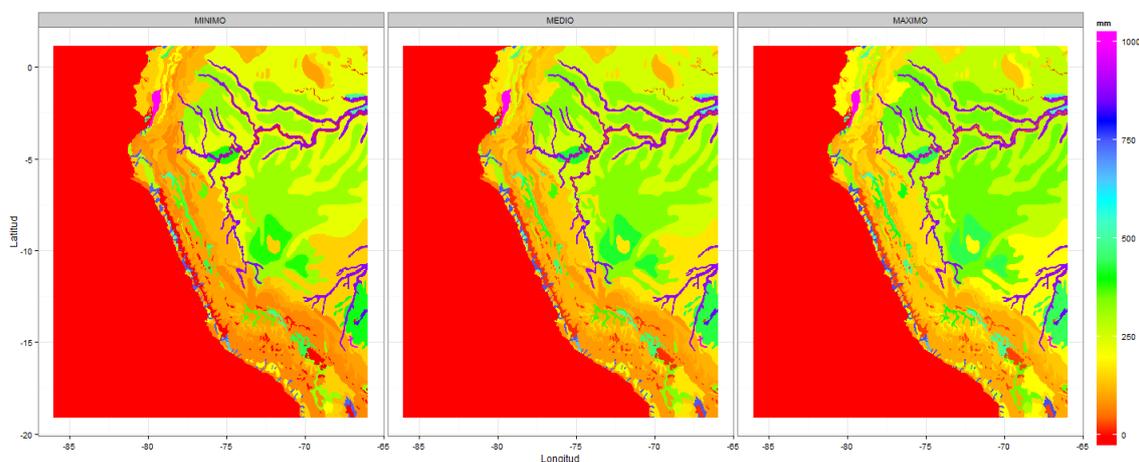


Figura 2.4: Mapa de capacidad de retención de agua en el suelo (soil wáter holding capacity) elaborado por el IRD (Institut de recherche pour le développement) rasterizado a 0.05° de resolución espacial.

2.2.4 Datos de aforos

Se han seleccionado cuencas pilotos para probar el modelo GR2M por celdas, estas cuencas se encuentran ubicadas en la zona central de la costa, abarcando

las cuencas de los ríos Rímac, Chillón, Lurín y Parte alta del Mantaro (ver Figura 2.5).

En el río Rímac se encuentran dos estaciones de aforo: (1) comprende la subcuenca denominada Rímac 1 y (2) comprende la subcuenca denominada Rímac 2, pertenecientes al SENAMHI, ambas con datos históricos de descargas mensuales disponibles para el periodo de 1981-2012, debido a la presencia de infraestructura hidráulica, estos datos han sido naturalizados.

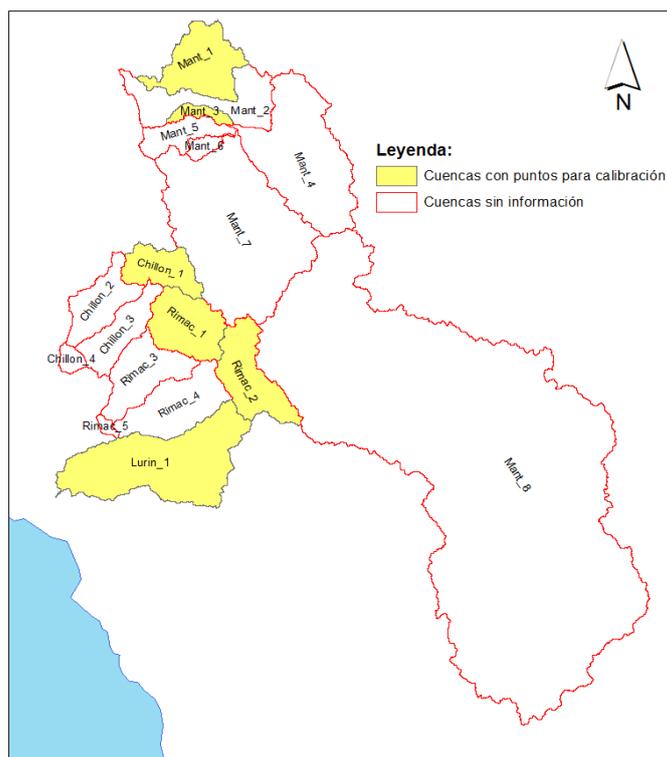


Figura 2.5: Cuencas piloto con información de caudales.

En el río Chillón se encuentra una estación de aforo: (1) comprende la subcuenca denominada Chillón 1, perteneciente al SENAMHI, con datos históricos de descargas mensuales disponibles para el periodo de 1997-2012.

En el río Lurín se encuentra una estación de aforo: (1) comprende la subcuenca denominada Lurín 1, perteneciente al SENAMHI, con datos históricos de descargas mensuales disponibles para el periodo de 1997-2002.

En el río alto Mantaro se encuentran dos estaciones de aforo: (1) comprende la subcuenca denominada Mantaro 1 y (2) comprende la subcuenca denominada Mantaro 3, pertenecientes al SENAMHI, ambas con datos históricos de descargas mensuales disponibles para el periodo de 1981-2008, debido a la presencia de infraestructura hidráulica, estos datos han sido naturalizados.

La disponibilidad de la información hidrométrica en estas subcuencas varía desde el año 1969 al 2012, las cuales se pueden apreciar gráficamente a continuación.

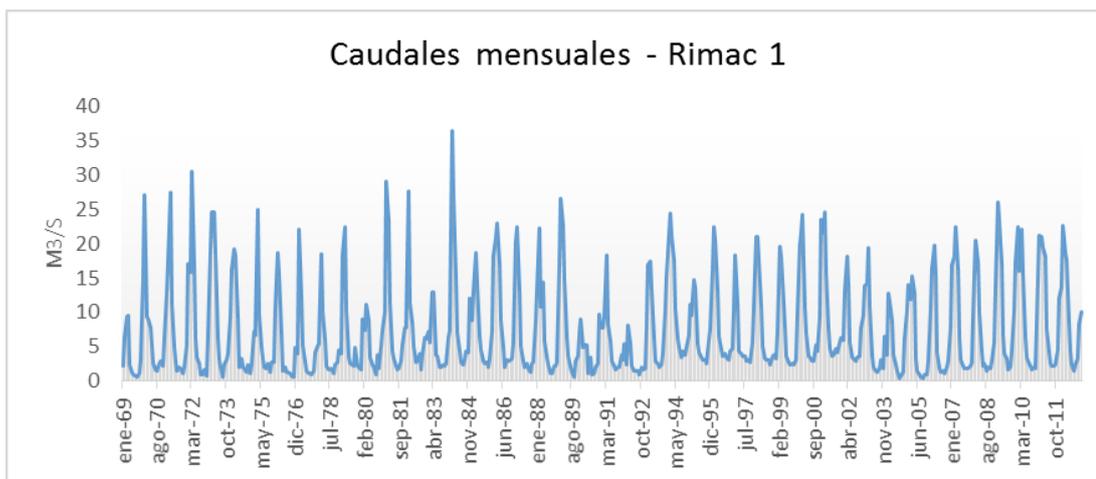


Figura 2.6: Caudales mensuales para la subcuenca Rímac 1.

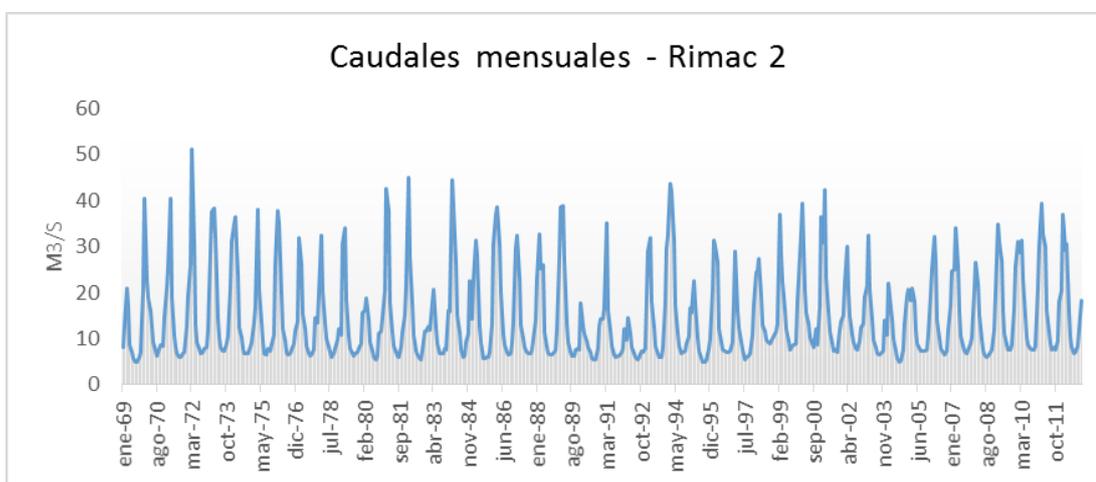


Figura 2.7: Caudales mensuales para la subcuenca Rímac 2.

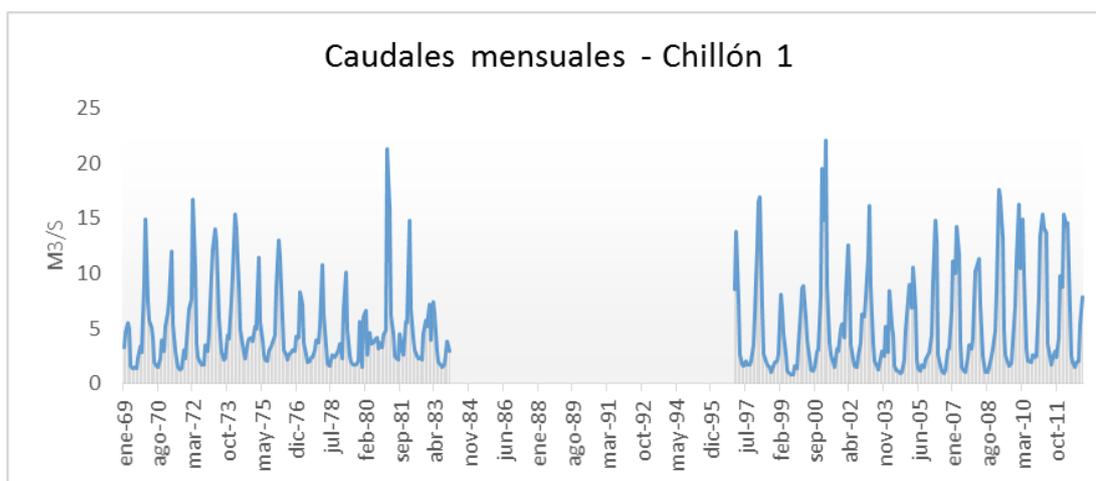


Figura 2.8: Caudales mensuales para la subcuenca Chillón 1.

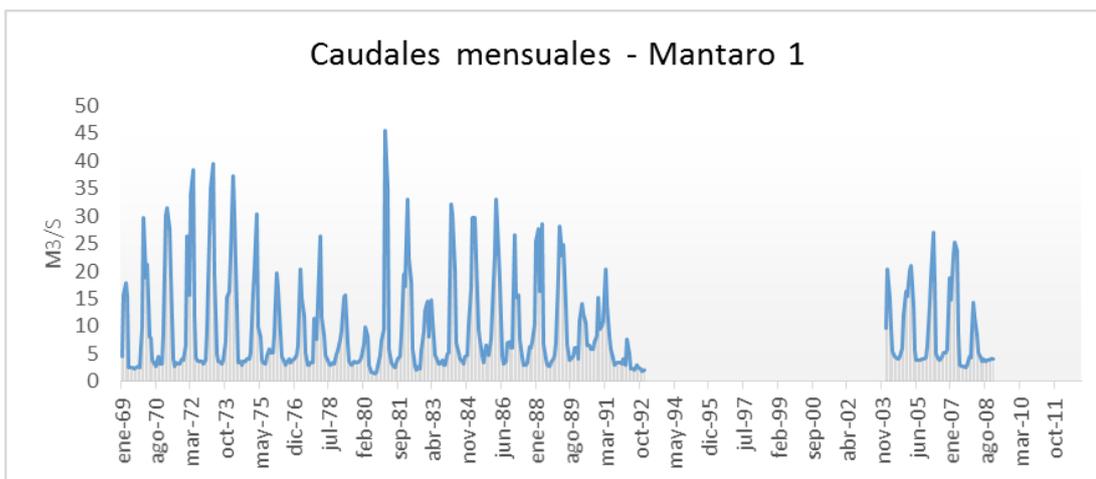


Figura 2.9: Caudales mensuales para la subcuenca Mantaro 1.

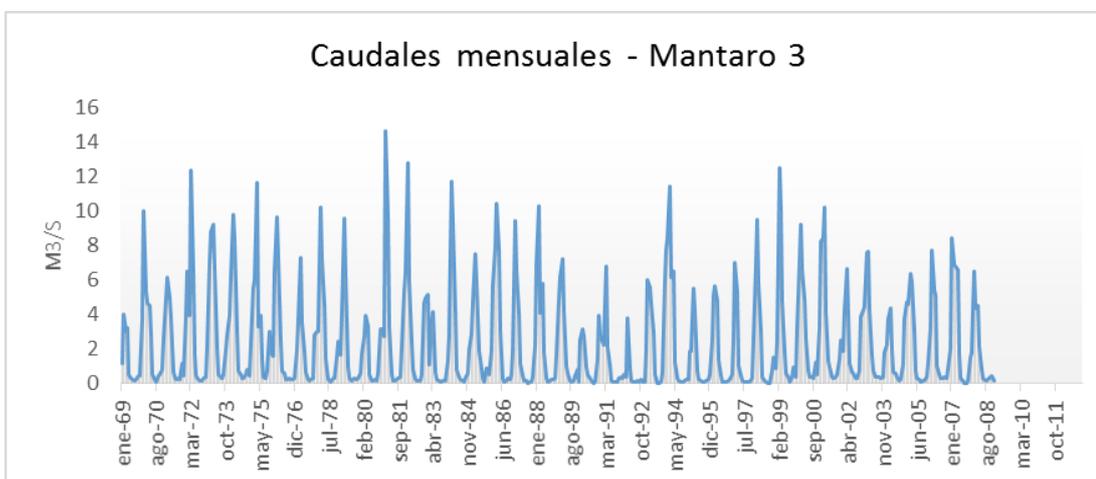


Figura 2.10: Caudales mensuales para la subcuenca Mantaro 3.

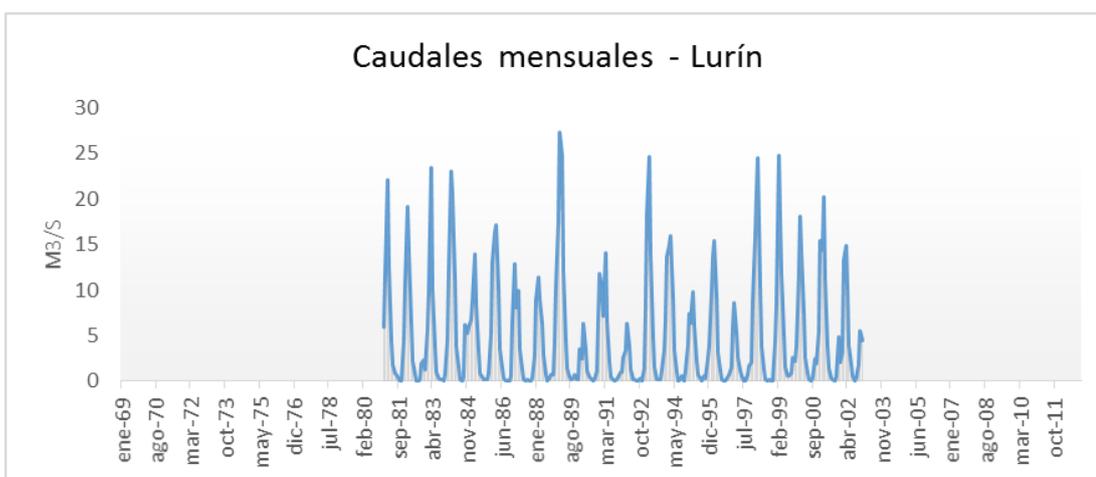


Figura 2.11: Caudales mensuales para la subcuenca Lurín.

Tabla 2.1: Principales características de las descargas medias mensuales para las estaciones de aforo utilizadas en la implementación del modelo GR2M.

Subcuenca	Descarga media mensual m ³ /s	Descarga mínima mensual m ³ /s	Descarga máxima mensual m ³ /s
Rímac 1	7.360	0.369	36.365
Rímac 2	14.524	4.824	51.058
Chillón 1	5.069	0.790	22.080
Lurín 1	4.958	0.000	27.360
Mantaro 1	9.398	1.401	45.514
Mantaro 3	2.359	0.022	14.620

III. MÉTODOS

3.1 Modelo GR2M

En la presente investigación se ha adoptado la estructura del modelo GR2M (Mouelhi et al, 2006). A continuación se presenta la descripción general del modelo (ver Figura 3.1). En las ecuaciones presentadas a continuación P y E representan la precipitación y evapotranspiración potencial respectivamente.

Debido a la precipitación, el almacenamiento en el tanque de producción S, se convierte en S₁, obtenido por medio de la siguiente expresión:

$$S_1 = \frac{S + X_1 \cdot \text{Tanh}\left(\frac{P}{X_1}\right)}{1 + \frac{S}{X_1} \cdot \text{Tanh}\left(\frac{P}{X_1}\right)}$$

Donde X₁ representa la máxima capacidad del tanque de producción. El exceso de precipitación, P₁, se calcula como:

$$P_1 = P + S - S_1$$

Debido a la evaporación (el cálculo de la evaporación real, depende del valor de E), S₁ se convierte en S₂:

$$S_2 = \frac{S_1 \cdot \left(1 - \text{Tanh}\left(\frac{E}{X_1}\right)\right)}{1 + \left(1 - \frac{S_1}{X_1}\right) \cdot \text{Tanh}\left(\frac{E}{X_1}\right)}$$

Posteriormente, una cantidad de agua P₂ es liberada del tanque de producción como percolación. De esta manera S₂, toma un nuevo valor S, el cual representa el almacenamiento inicial en el siguiente mes:

$$S = \frac{S_2}{\left(1 + \left(\frac{S_2}{X_1}\right)^3\right)^{\frac{1}{3}}}$$

$$P_2 = S_2 - S$$

La suma de P_1 y P_2 es la cantidad de agua que entra en el tanque de tránsito:

$$P_3 = P_1 + P_2$$

El nivel inicial en tanque de tránsito, R , se actualiza como:

$$R_1 = R + P_3$$

Luego se calcula el término de intercambio de agua F :

$$F = (X_2 - 1) \cdot R_1$$

Donde X_2 es un parámetro adimensional. Si X_2 es mayor que 1, F representa una ganancia de agua para la cuenca, y si es menor que 1 representa una pérdida. El nuevo nivel en el tanque de tránsito es:

$$R_2 = X_2 \cdot R_1$$

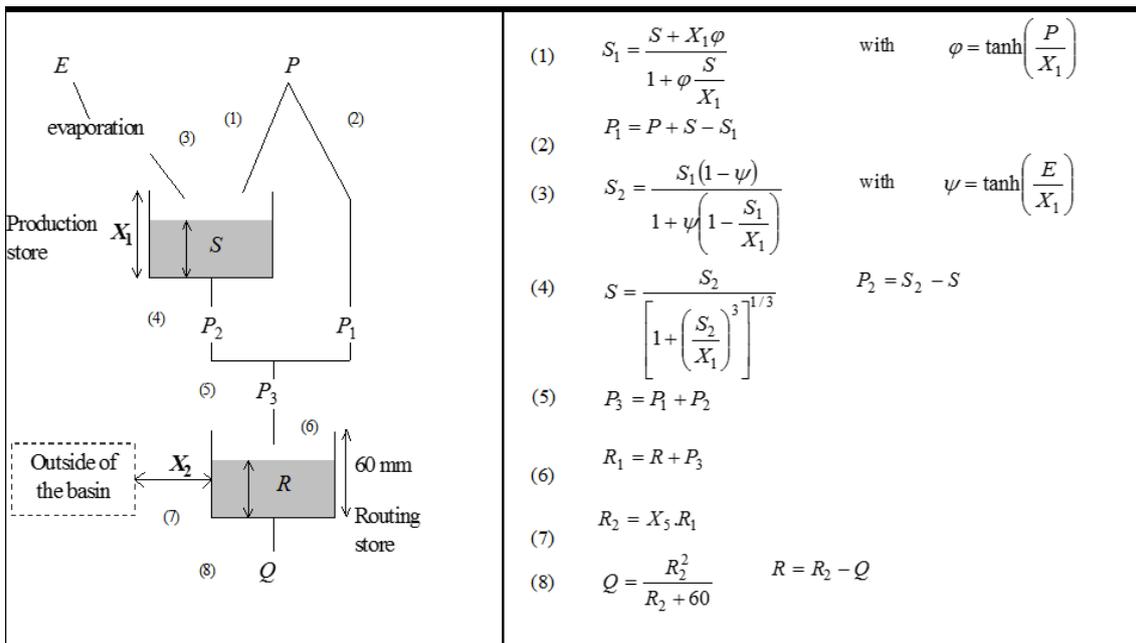


Figura 3.1: Diagrama del modelo GR2M, tomado de Mouelhi et al, 2006.

La descarga a la salida de la cuenca de interés se calcula a partir de la siguiente expresión:

$$Q = \frac{R_2^2}{R_2 + X_4}$$

Donde X_4 es la máxima capacidad de tránsito y tiene un valor de 60 mm. Finalmente, el nivel en el tanque de tránsito al inicio del siguiente mes se calcula como:

$$R = R_2 - Q$$

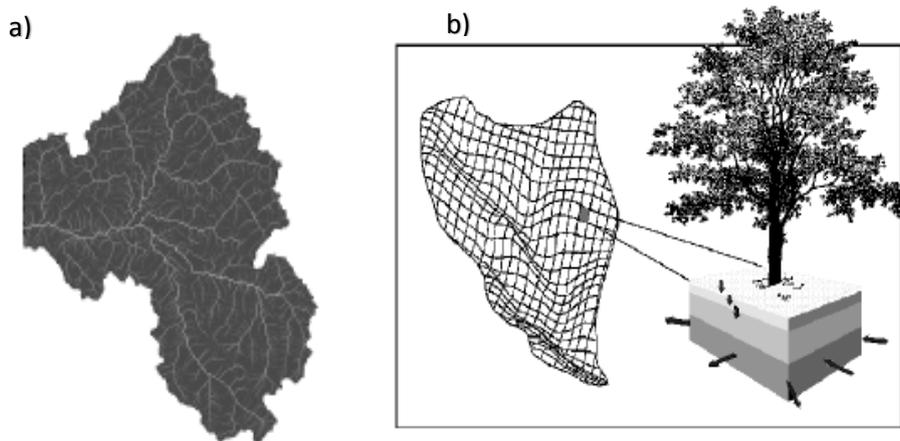
Los parámetros que deben ser calibrados en el modelo GR2M son X_1 y X_2 .

Con el fin de tener una aproximación del valor de X_1 , se podría tomar la máxima capacidad de almacenamiento del tanque de producción igual a la capacidad de retención de agua en el suelo (*soil wáter holding capacity*). No obstante esta suposición implica no considerar la cantidad de agua que efectivamente puede ser extraída del suelo por parte de las plantas para satisfacer la transpiración. De acuerdo a lo mencionado, se utilizará el mapa de capacidad de retención de agua en el suelo elaborado por el IRD, el cual estará ponderado por un factor K , el cual será calibrado.

P_1 y P_2 pueden asociarse con la escorrentía superficial y subsuperficial respectivamente. La suma de estas dos componentes es la cantidad total de escorrentía que ingresa en el tanque de tránsito, el cual representa el efecto regulador de la cuenca. El submodelo de tránsito no requiere de ningún parámetro para ser calibrado. En el desarrollo del modelo GR2M los autores encontraron que calibrar este parámetro no representaba una mejora significativa.

3.2 Desagregación del modelo

La red de drenaje se discretizará en segmentos y el espacio se discretizará en celdas. Para la desagregación de la red de drenaje, se asumirá que esta puede ser representada como un árbol binario finito con una única raíz (ver Figura 3.2). Este árbol binario define un sistema de transporte con una única salida común. Para la discretización de la cuenca, se referirá por celda a toda el área que drena hacia un segmento en particular de la red de drenaje (ver Figura 3.2). En este contexto cada segmento transporta agua desde su vértice inferior, y cada celda representa un volumen de control sobre el cual será aplicado el modelo GR2M.



En ese sentido el caudal en cada celda aguas abajo está dado por la suma de los valores del balance hídrico del modelo GR2M de las celdas que convergen a dicha celda.

Roldán (2009) menciona que la selección de un modelo conceptual tipo GR2M, implica trabajar bajo diferentes hipótesis como las siguientes:

- El sistema suelo-vegetación se comporta como un embalse, cuyo contenido varía en respuesta a las fluctuaciones de los suministros y demandas.
- Es posible conceptualizar la cuenca como un ensamble de tanques interconectados con capacidad para almacenar y/o liberar agua.
- Se trabajará bajo la suposición de que el caudal es constante dentro de cada celda de la red de drenaje.
- El caudal mensual a la salida de una cuenca, se puede calcular a partir de la agregación espacial simple de los valores mensuales de caudal generados en cada una de las celdas pertenecientes a la cuenca. Esta simplificación implica asumir que para todas las cuencas de la zona de estudio los tiempos de viaje superficial son muy inferiores a un mes.

Se está asumiendo además que la estructura del modelo GR2M es adecuada para estimar caudales a escala de celda. Por lo cual la capacidad del modelo para representar un área mínima estará representada por la resolución espacial del modelo digital de elevaciones que se utiliza para discretizar las redes de drenaje.

3.3 Calibración del modelo

El objetivo de la etapa de calibración, es encontrar los valores de los parámetros, para los cuales el modelo presenta un mejor desempeño en base a una función objetivo. En la estructura del modelo GR2M, los parámetros que requieren ser calibrados son X1 (máxima capacidad de almacenamiento del tanque de producción) y X2 máxima capacidad de almacenamiento del tanque de tránsito) como un parámetro libre a calibrar. Para una primera aproximación del parámetro X1 se utilizó el mapa de máxima capacidad de retención en el suelo elaborado por IRD, el cual fue ponderado por una variable K en cada celda del mapa para la región evaluada, en ese sentido los parámetros a calibrar están representados por k y X2, para obtener el mejor juego de parámetros se utilizó la optimización global teniendo como función objetivo la eficiencia de Nash- Sutcliffe.

3.4 Criterio de performance del modelo

Existen muchas pruebas estadísticas para evaluar la eficiencia de un modelo, a continuación se describen las pruebas utilizadas en la presente investigación.

3.4.1 Eficiencia de Nash-Sutcliffe

Mirosław y Okruszko (2011) mencionan que este criterio de eficiencia es comúnmente utilizado para la evaluación de modelos, ya que implica la estandarización de la varianza residual, y su valor esperado no cambia con la

longitud del registro o la magnitud de la escorrentía. La eficiencia de Nash-Sutcliffe se utiliza para evaluar la capacidad de reproducir la evolución temporal de los caudales, su valor puede variar desde un valor negativo a 1, donde 1 indica un ajuste perfecto entre la simulación y los valores observados, un valor por debajo de cero indica que el caudal promedio medido habría sido un buen predictor como un caudal modelo. Está representado mediante la siguiente ecuación:

$$CR3 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{si} - Q_{ob})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{ob} - \overline{Q_{ob}})^2}$$

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 Parámetros del modelo

La variación espacial de los parámetros del modelo GR2M pueden ser apreciados en la Figura 4.1, dichos valores fueron obtenidos mediante optimización global a partir de datos observados de caudales (naturalizados debido a la alteración antrópica) en las estaciones hidrométricas (Figura 2.5). Para la obtención del parámetro X1, este fue obtenido a partir del mapa de máxima retención del suelo, el cual fue ponderado por lo cual representa una variación ajustada en base a información de caudales observados, el parámetro X2 fue obtenido a nivel de cuenca, es decir el mismo valor para toda la cuenca de análisis. En total fueron analizadas 6 subcuencas, dos en la cuenca alta del Mantaro (denominadas Mantaro 1 y 3), dos en la parte alta del Rímac (denominadas Rímac 1 y 2), una en la parte alta del Chillón (denominada Chillón 1) y una en la cuenca del río Lurín (denominada Lurín 1).

De acuerdo a los resultados obtenidos del parámetro X1 (Figura 4.1) se puede apreciar que los valores menores se presentan en la cuenca del río Lurín, esto debido a la poca capacidad de almacenamiento de esta cuenca, debido a la escasa vegetación en la cabecera de la cuenca, además a lo largo de la misma cuenca, hace que esta cuenca escurra la totalidad de la lluvia que ocurre. En las subcuencas de la parte alta del río Rímac se aprecian valores intermedios, alrededor de los 500 mm, debido al tipo de cobertura constituida por una comunidad vegetal dominada por elementos típicamente herbáceos desarrollados en forma natural en diferentes densidades y sustratos. Estas formaciones vegetales no han sido intervenidas o su intervención ha sido selectiva y no se ha alterado su estructura original y las características funcionales. Condiciones similares se presentan en la cuenca alta del río Chillón, con un valor de X1 alrededor de 700 mm, en donde se puede apreciar una cobertura vegetal predominantemente por una mezcla de vegetación arbustiva y herbácea, desarrollados en forma natural en diferentes densidades y sustratos. En las subcuencas de la parte alta del Mantaro se puede apreciar para la subcuenca Mantaro 1 una buena capacidad de almacenamiento de agua con un valor alrededor de los

1200 mm, sin embargo en la subcuenca Mantaro 3 se aprecia poca capacidad de almacenamiento, de acuerdo a las imágenes de satélite, se puede apreciar que esta última subcuenca presenta escasa vegetación, por lo cual el valor del parámetro X1 se encuentra alrededor de los 80 mm.

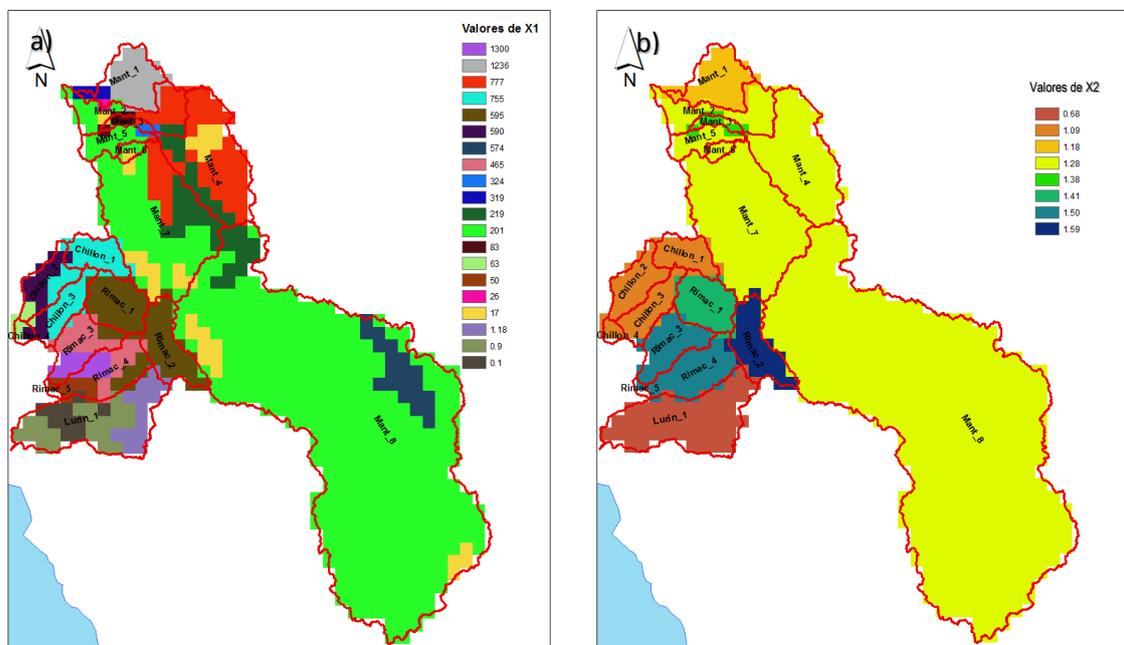


Figura 4.1: a) Variabilidad espacial del parámetro X1 b) Variabilidad espacial del parámetro X2

En cuanto al parámetro X2, igualmente se puede apreciar el menor valor para la cuenca del río Lurín, valores intermedios para las subcuencas del Mantaro, finalmente para las subcuencas del Rímac se aprecian los valores más altos (por encima de 1 mm). Este parámetro fue obtenido mediante optimización global sin tener un mapa temático de base, por lo cual su representación se obtuvo a nivel de cada subcuenca analizada.

Los valores obtenidos para las seis subcuencas analizadas se muestran en el cuadro 2, en el cual se pueden apreciar los valores de la eficiencia de Nash- Sutcliffe en las etapas de calibración y validación.

Los valores de S_o y R_o fueron igualmente obtenidos mediante optimización global, dichos valores representan las condiciones iniciales en la cuenca, estos dos parámetros presentan poca sensibilidad en el proceso de calibración, por lo cual se dio mayor importancia a los parámetros X1 y X2 del modelo GR2M, además se tomó el primer año de cada periodo de validación como entrenamiento al modelo, con los cual las condiciones iniciales se estabilizaban.

Tabla 4.1: Parámetros del modelo GR2M por celdas obtenido por optimización global. K (adimensional) representa el valor de ponderación al mapa de retención máxima para obtener el parámetro X1, So representa el almacenamiento inicial en el suelo (mm), Ro representa el nivel inicial en el tanque de tránsito (mm), X2 la máxima capacidad de almacenamiento en el tanque de tránsito (mm).

Cuenca	Proceso		Parámetros				Nash calibración	Nash validación
	Calibración	Validación	K	So	Ro	X2		
Rímac 1	1981-2000	2001-2012	5.46	500.00	130.55	1.43	0.7796	0.6578
Rímac 2	1981-2000	2001-2012	8.94	249.58	413.34	1.63	0.8469	0.6709
Chillón 1	1997-2005	2006-2012	6.34	499.99	304.16	1.10	0.8071	0.8756
Mant 1	1981-1992	2004-2008	2.69	50.00	52.39	1.18	0.7298	0.7302
Mant 3	1981-2000	2001-2008	0.72	500.00	325.42	1.38	0.8537	0.7973
Lurín 1	1981-1995	1996-2002	0.01	50.00	66.96	0.68	0.7872	0.8417

A continuación se muestran gráficamente el proceso de optimización global en las subcuencas analizadas.

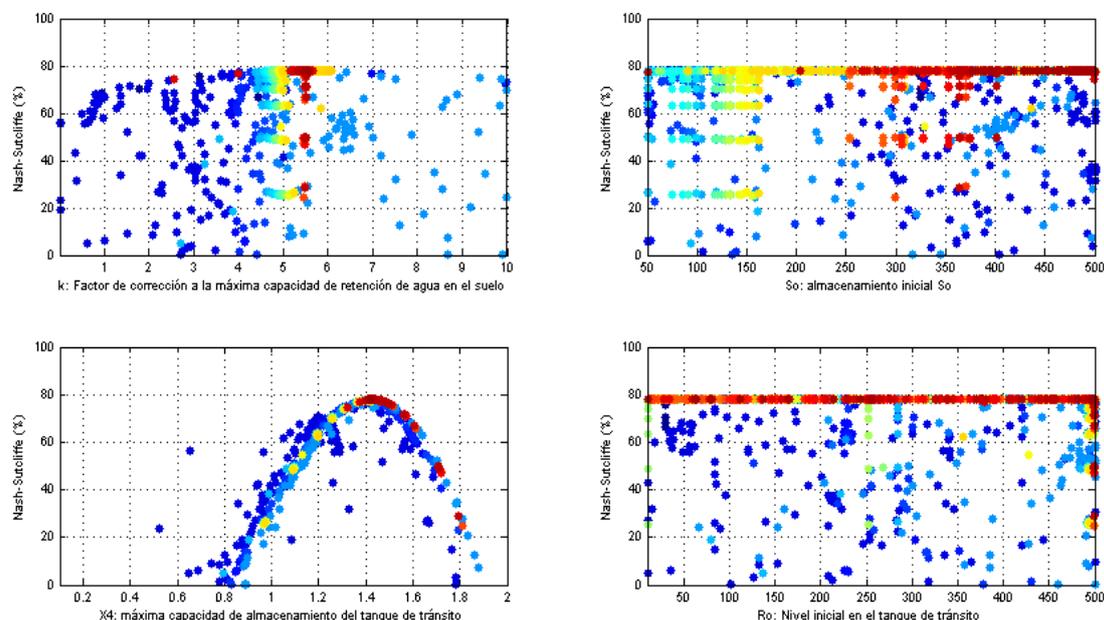


Figura 4.2: Proceso de optimización de los parámetros en la microcuenca Rímac 1, donde la variación va desde el azul al rojo, siendo el rojo los valores más adecuados para el modelo.

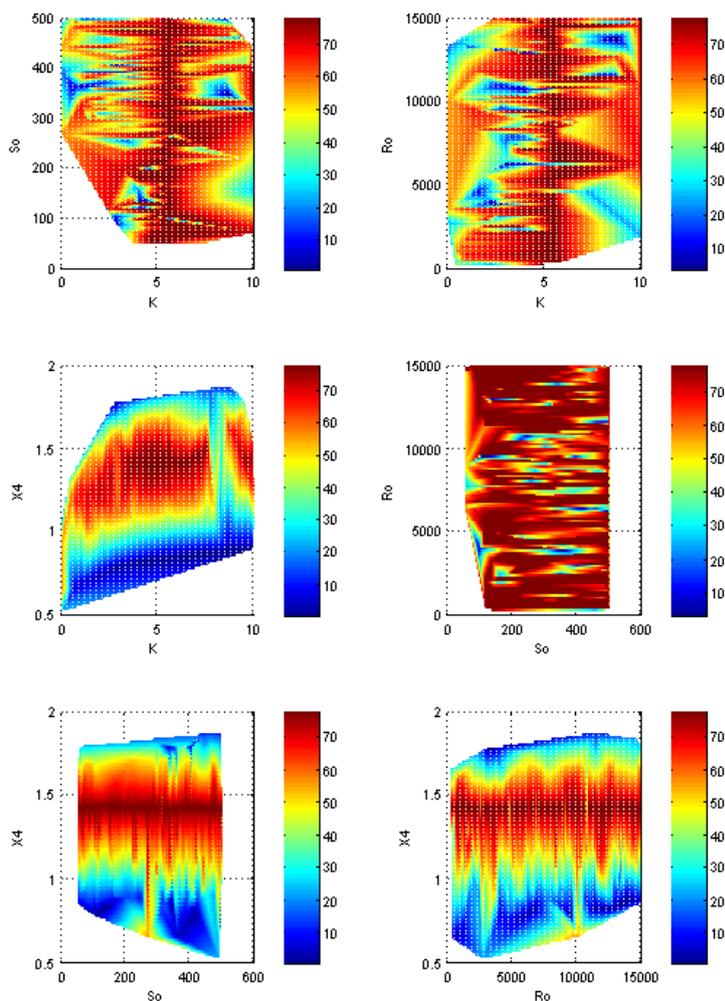


Figura 4.3: Variación de la eficiencia de la función Nash-Sutcliffe de acuerdo a la variación de los parámetros. Microcuenca Rímac 1.

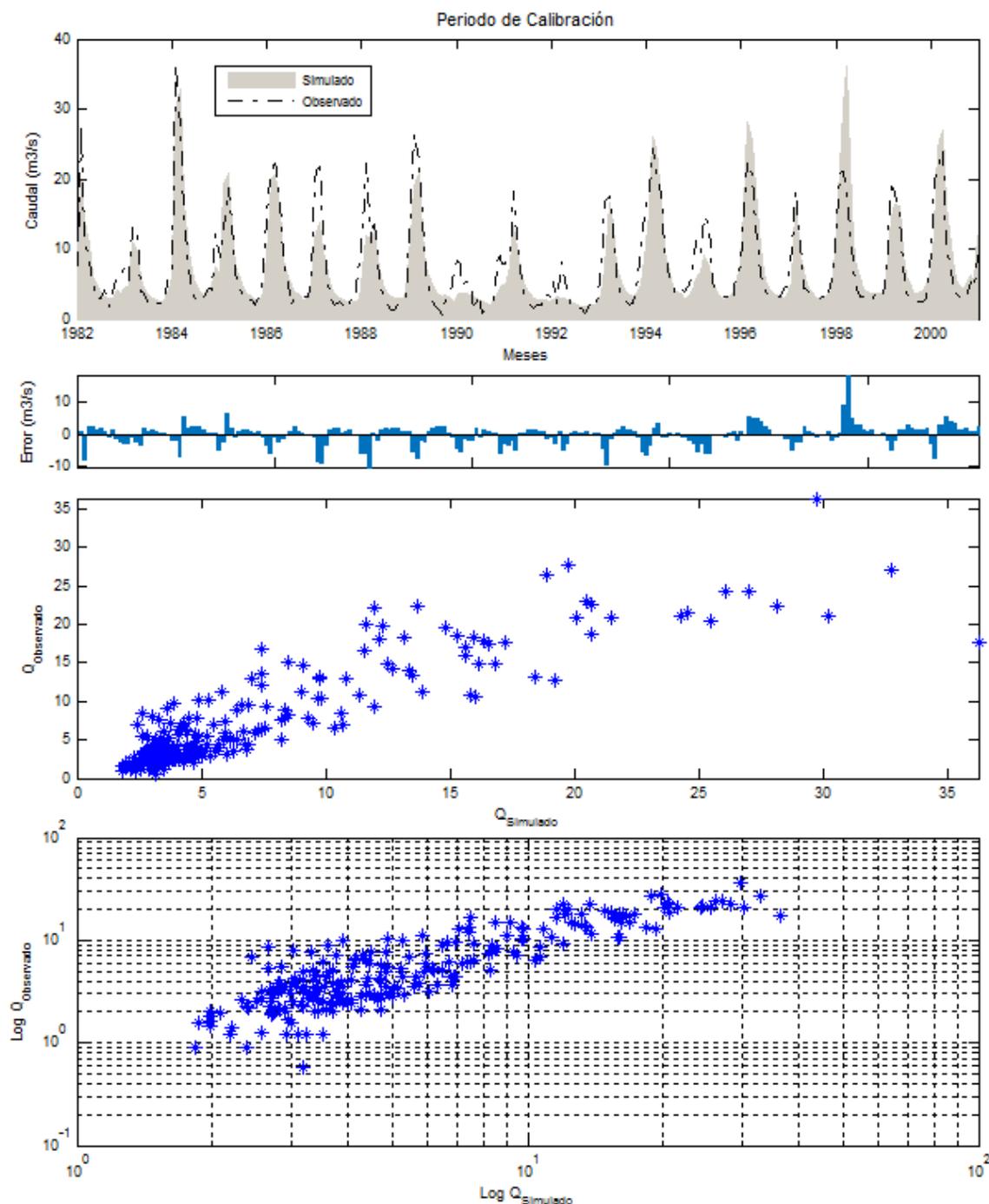


Figura 4.4: Primer gráfico: Caudales observados y simulados durante el proceso de calibración, segundo gráfico: errores de estimación, tercer gráfico: caudales simulados versus los caudales observados, cuarto gráfico: logaritmo de caudales simulados versus el logaritmo de los caudales observados en la microcuenca Rímac 1.

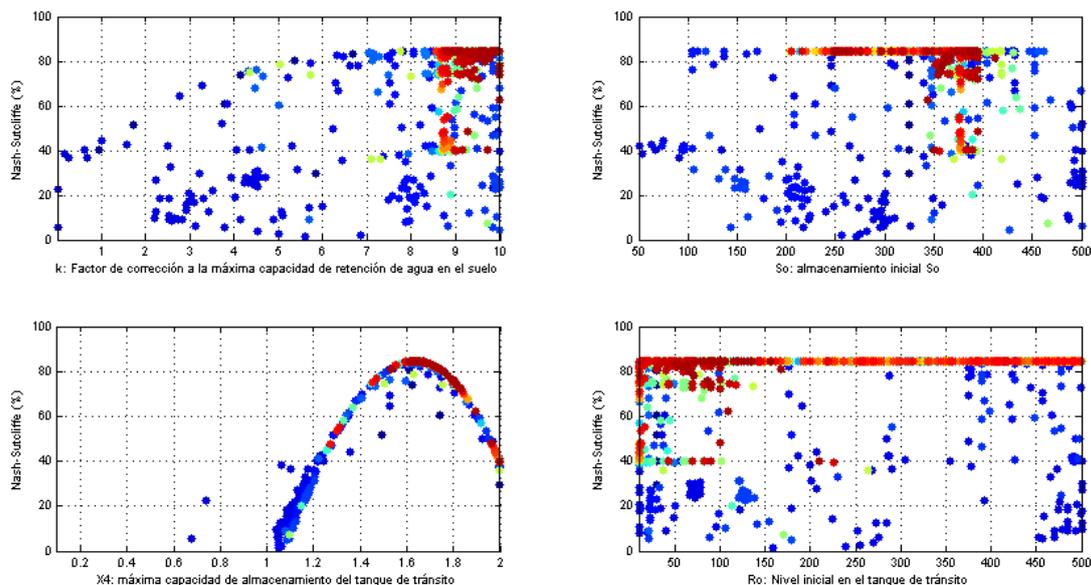


Figura 4.5: Proceso de optimización de los parámetros en la microcuenca Rímac 2, donde la variación va desde el azul al rojo, siendo el rojo los valores más adecuados para el modelo.

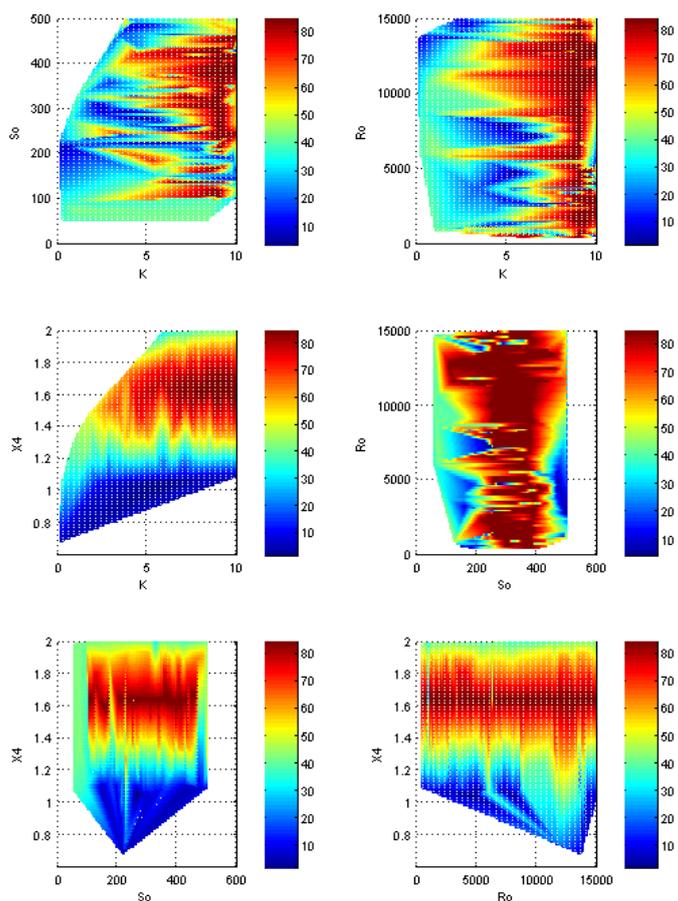


Figura 4.6: Variación de la eficiencia de la función Nash-Sutcliffe de acuerdo a la variación de los parámetros. Microcuenca Rímac 2.

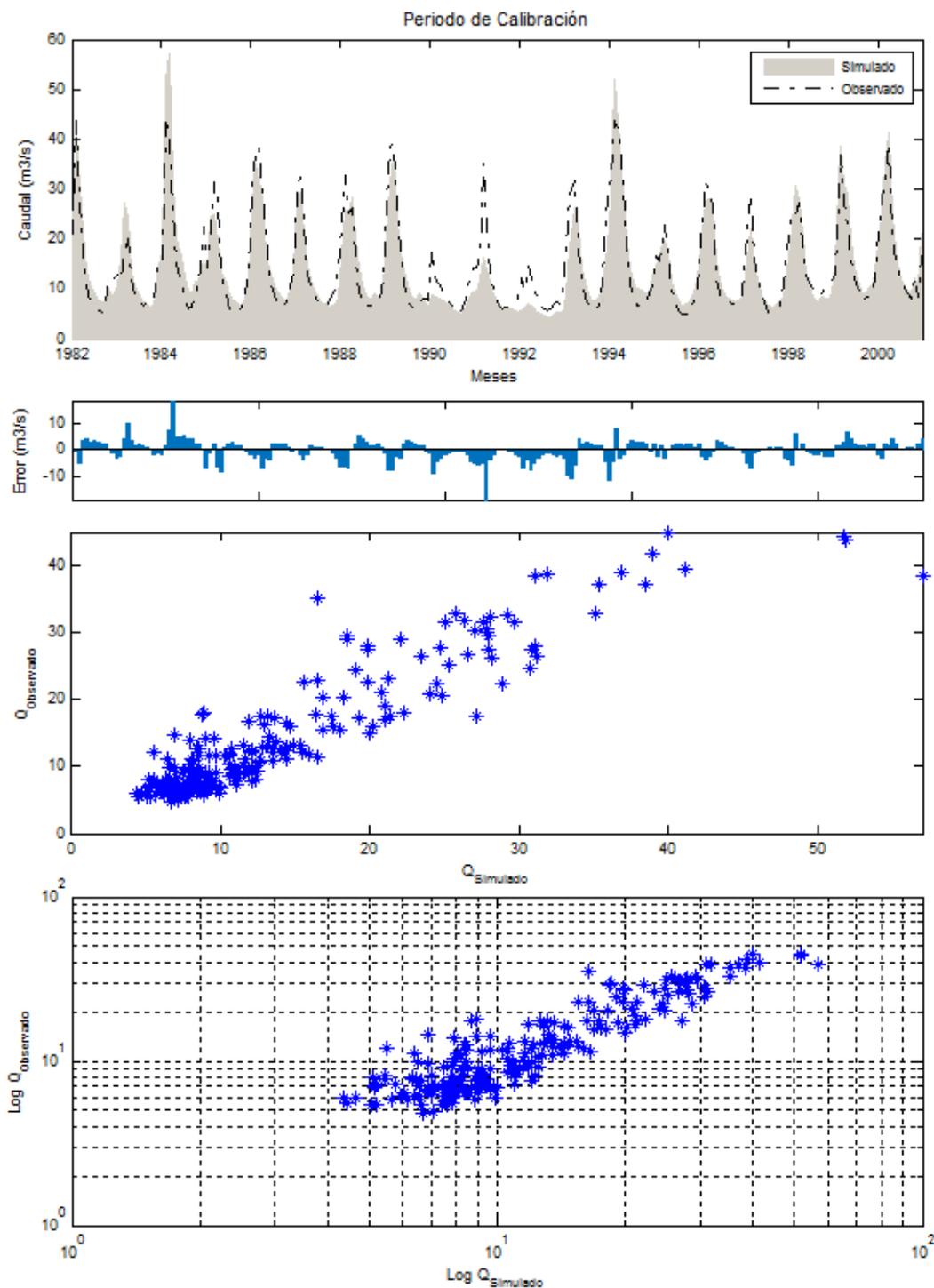


Figura 4.7: Primer gráfico: Caudales observados y simulados durante el proceso de calibración, segundo gráfico: errores de estimación, tercer gráfico: caudales simulados versus los caudales observados, cuarto gráfico: logaritmo de caudales simulados versus el logaritmo de los caudales observados en la microcuenca Rímac 2.

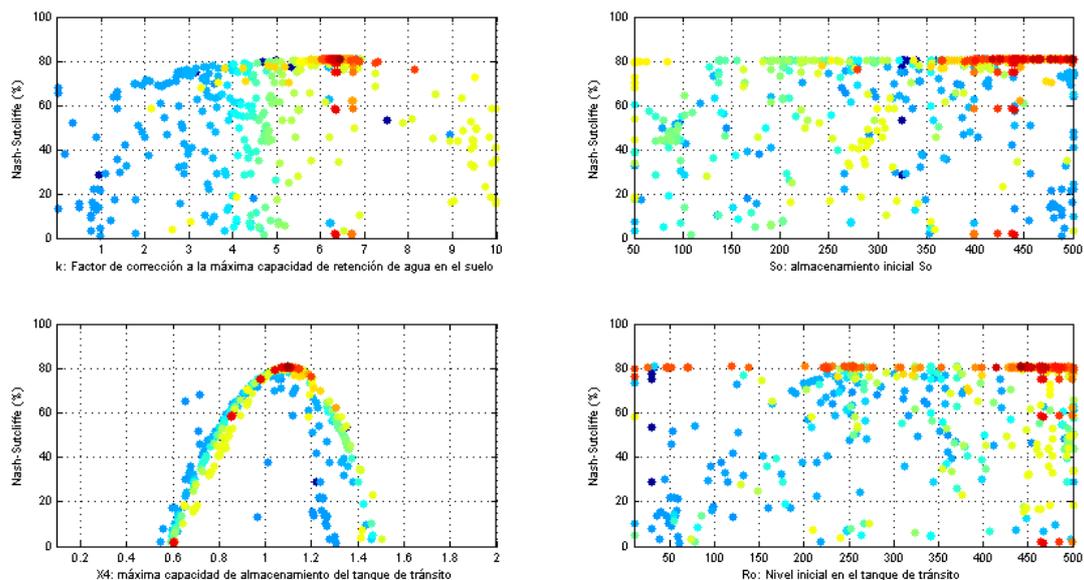


Figura 4.8: Proceso de optimización de los parámetros en la microcuenca Chillón 1, donde la variación va desde el azul al rojo, siendo el rojo los valores más adecuados para el modelo.

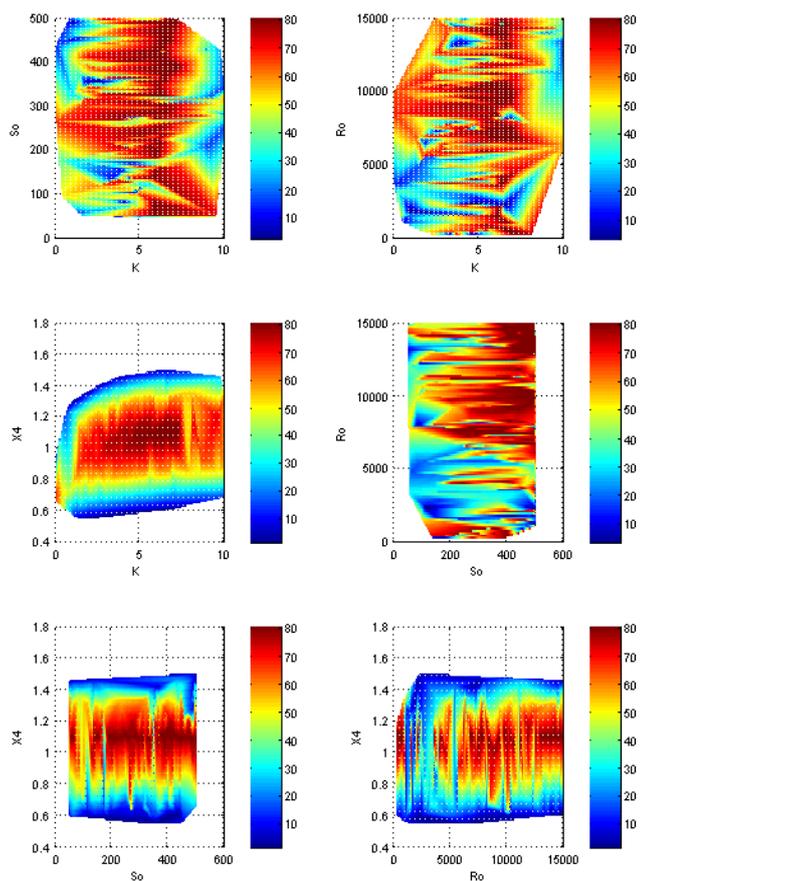


Figura 4.9: Variación de la eficiencia de la función Nash-Sutcliffe de acuerdo a la variación de los parámetros. Microcuenca Chillón 1.

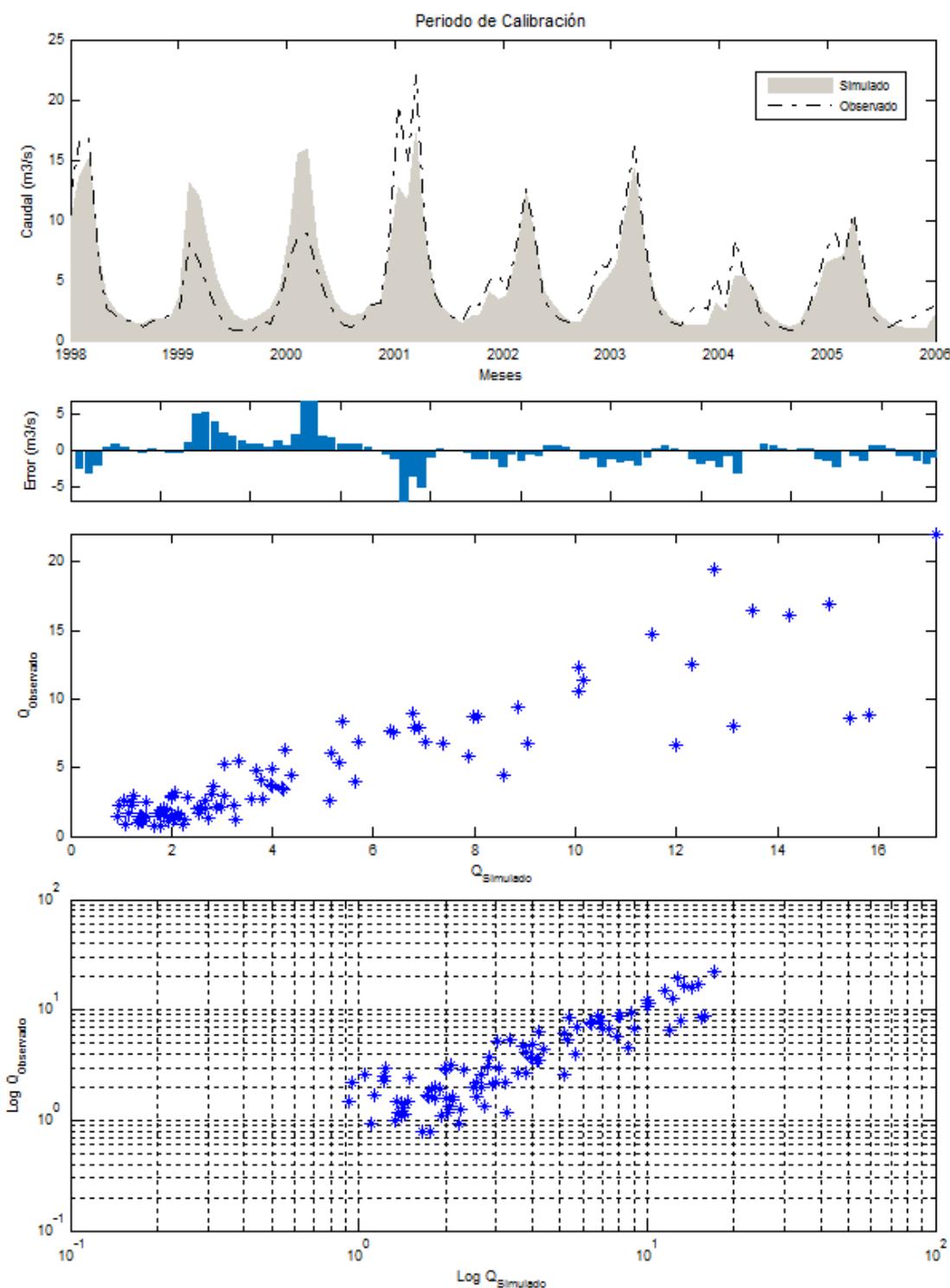


Figura 4.10: Primer gráfico: Caudales observados y simulados durante el proceso de calibración, segundo gráfico: errores de estimación, tercer gráfico: caudales simulados versus los caudales observados, cuarto gráfico: logaritmo de caudales simulados versus el logaritmo de los caudales observados en la microcuenca Chillón 1.

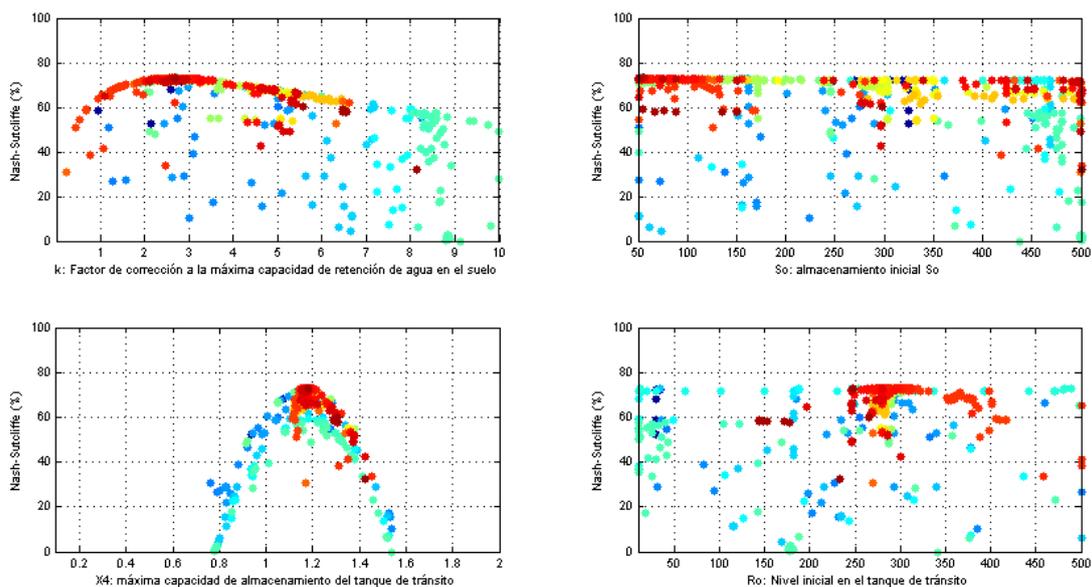


Figura 4.11: Proceso de optimización de los parámetros en la microcuenca Mantaro 1, donde la variación va desde el azul al rojo, siendo el rojo los valores más adecuados para el modelo.

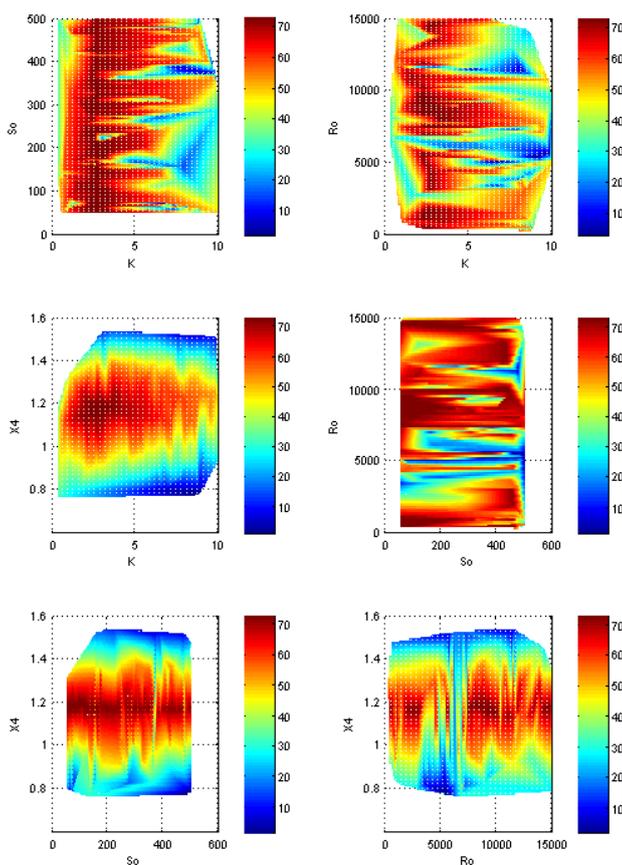


Figura 4.12: Variación de la eficiencia de la función Nash-Sutcliffe de acuerdo a la variación de los parámetros. Microcuenca Mantaro 1.

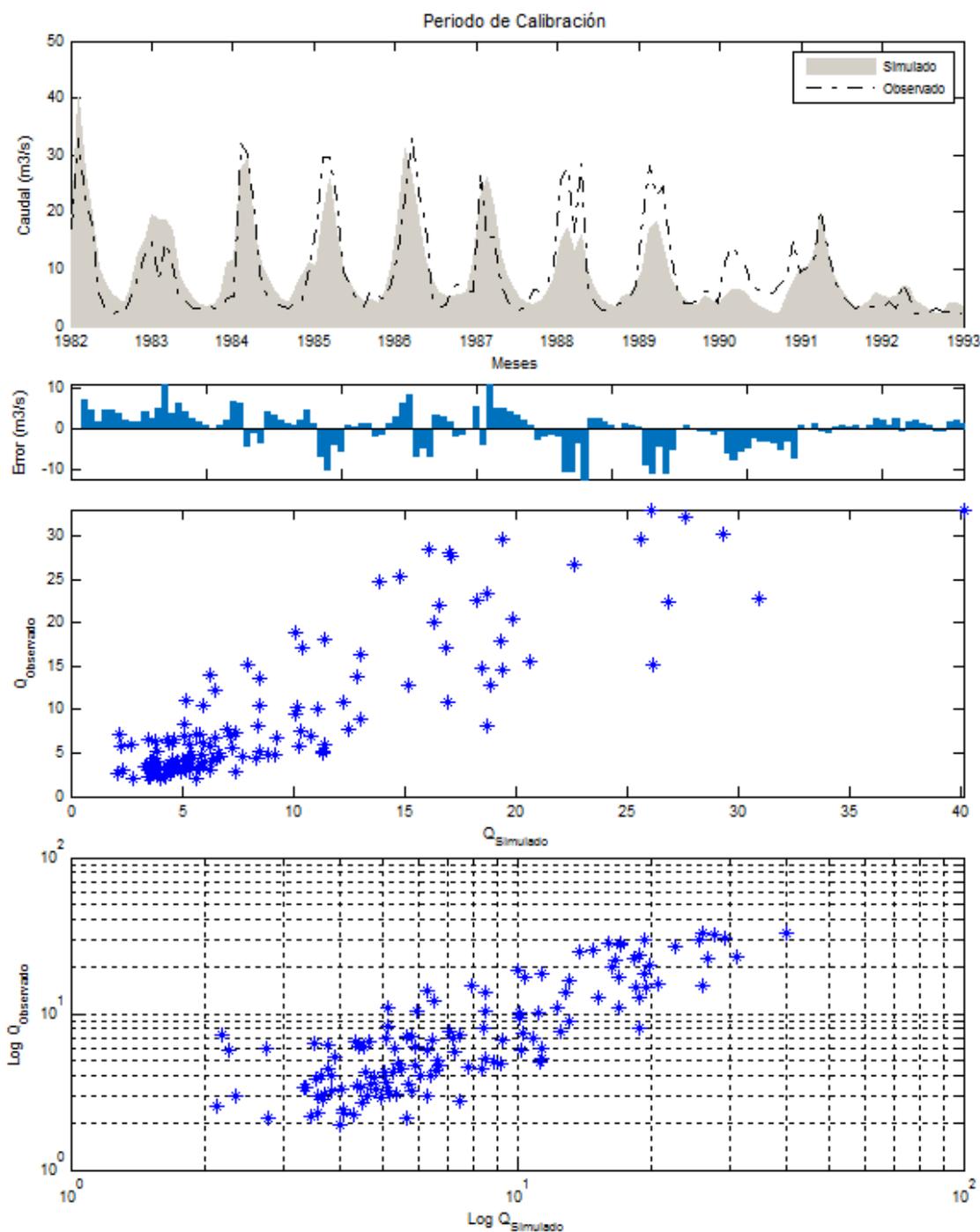


Figura 4.13: Primer gráfico: Caudales observados y simulados durante el proceso de calibración, segundo gráfico: errores de estimación, tercer gráfico: caudales simulados versus los caudales observados, cuarto gráfico: logaritmo de caudales simulados versus el logaritmo de los caudales observados en la microcuenca Mantaro 1.

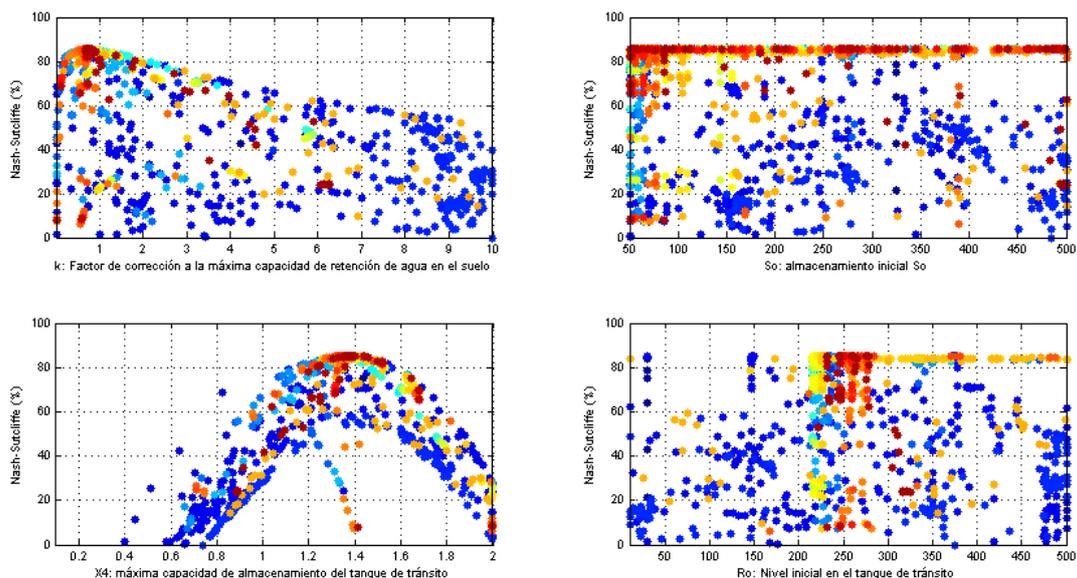


Figura 4.14: Proceso de optimización de los parámetros en la microcuenca Mantaro 3, donde la variación va desde el azul al rojo, siendo el rojo los valores más adecuados para el modelo.

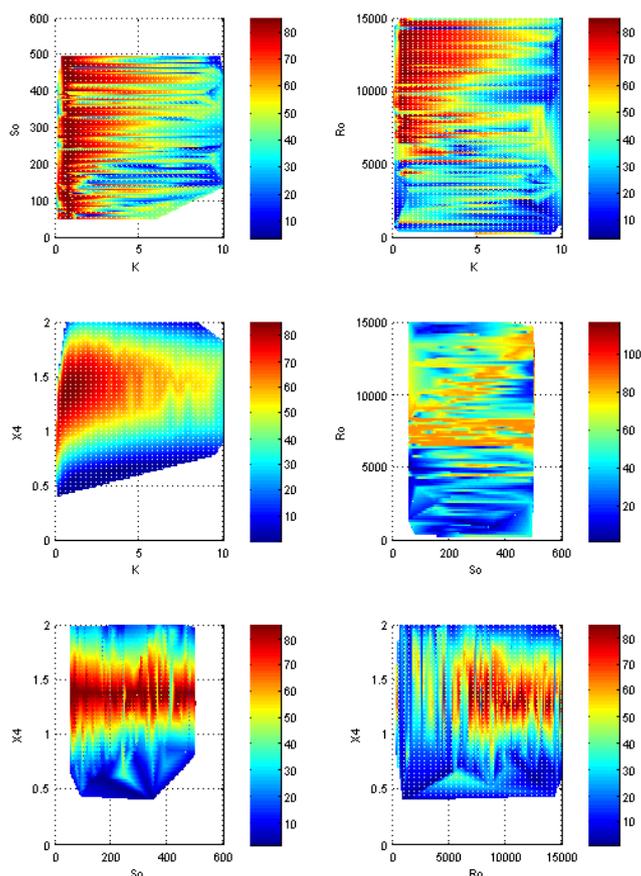


Figura 4.15: Variación de la eficiencia de la función Nash-Sutcliffe de acuerdo a la variación de los parámetros. Microcuenca Mantaro 3.

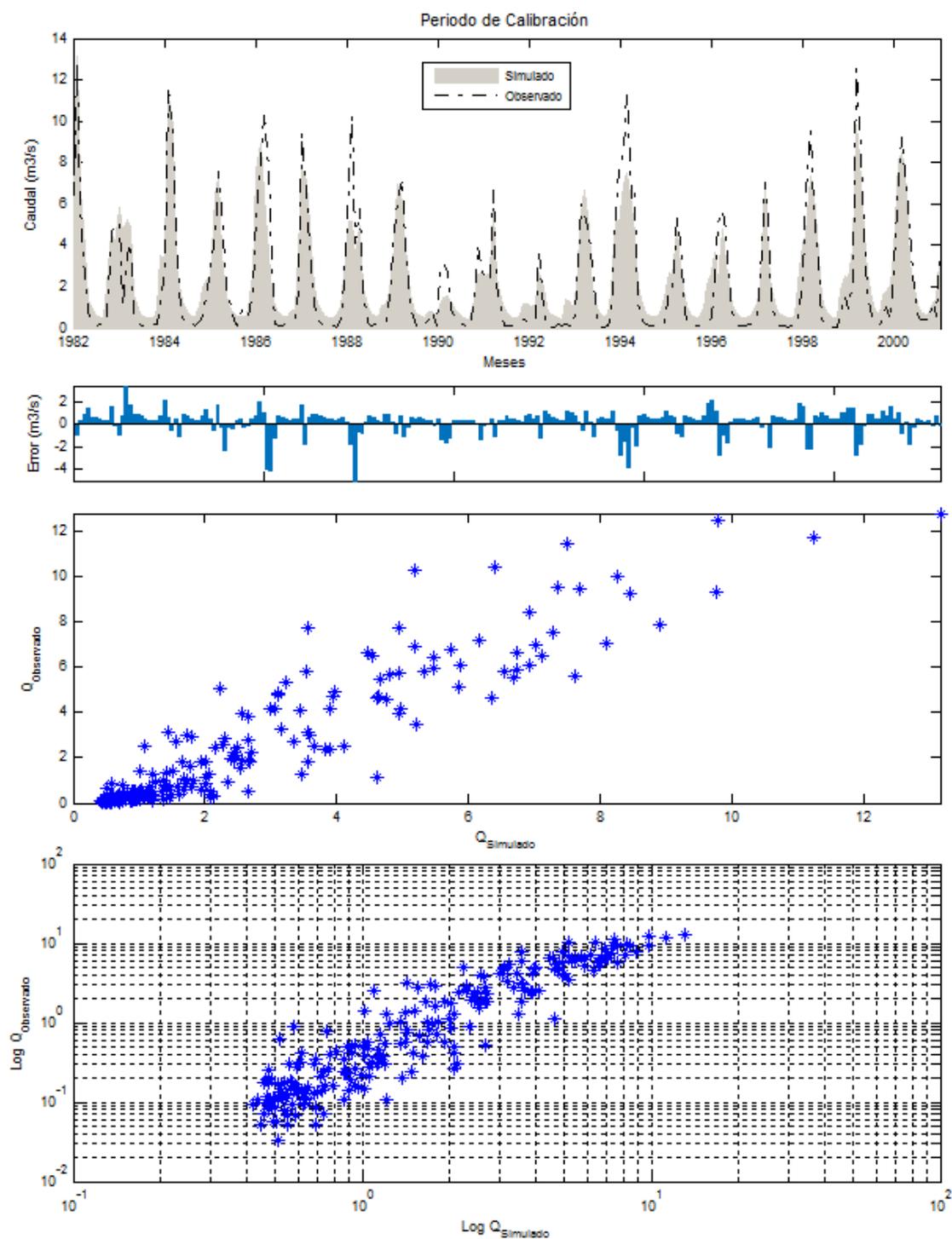


Figura 4.16: Primer gráfico: Caudales observados y simulados durante el proceso de calibración, segundo gráfico: errores de estimación, tercer gráfico: caudales simulados versus los caudales observados, cuarto gráfico: logaritmo de caudales simulados versus el logaritmo de los caudales observados en la microcuenca Mantaro 3.

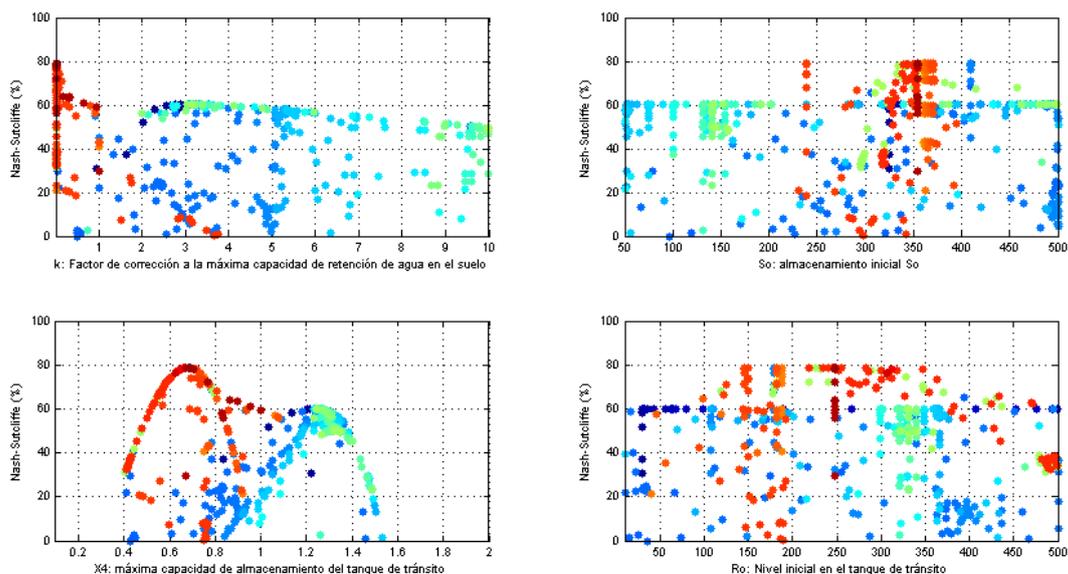


Figura 4.17: Proceso de optimización de los parámetros en la microcuenca Lurín 1, donde la variación va desde el azul al rojo, siendo el rojo los valores más adecuados para el modelo.

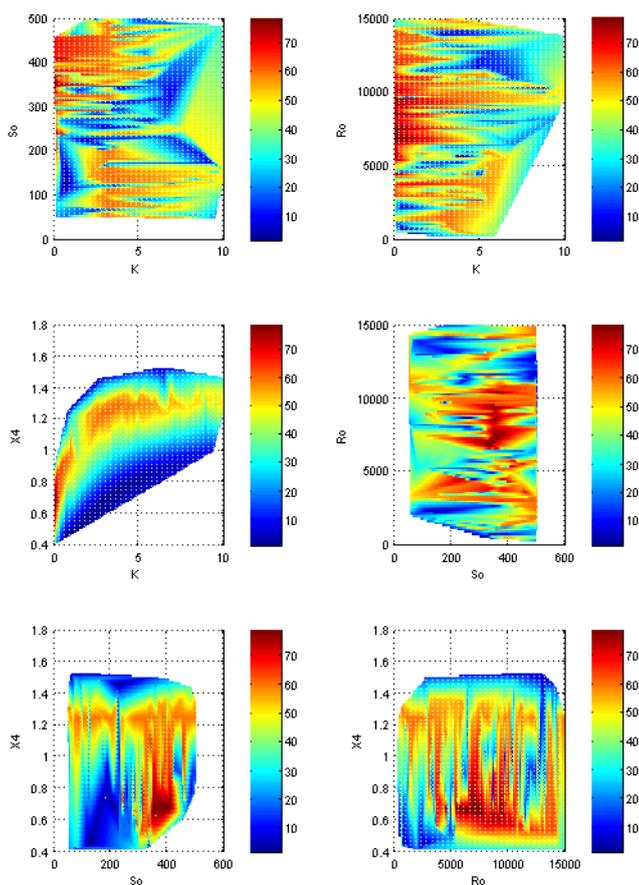


Figura 4.18: Variación de la eficiencia de la función Nash-Sutcliffe de acuerdo a la variación de los parámetros. Microcuenca Lurín 1.

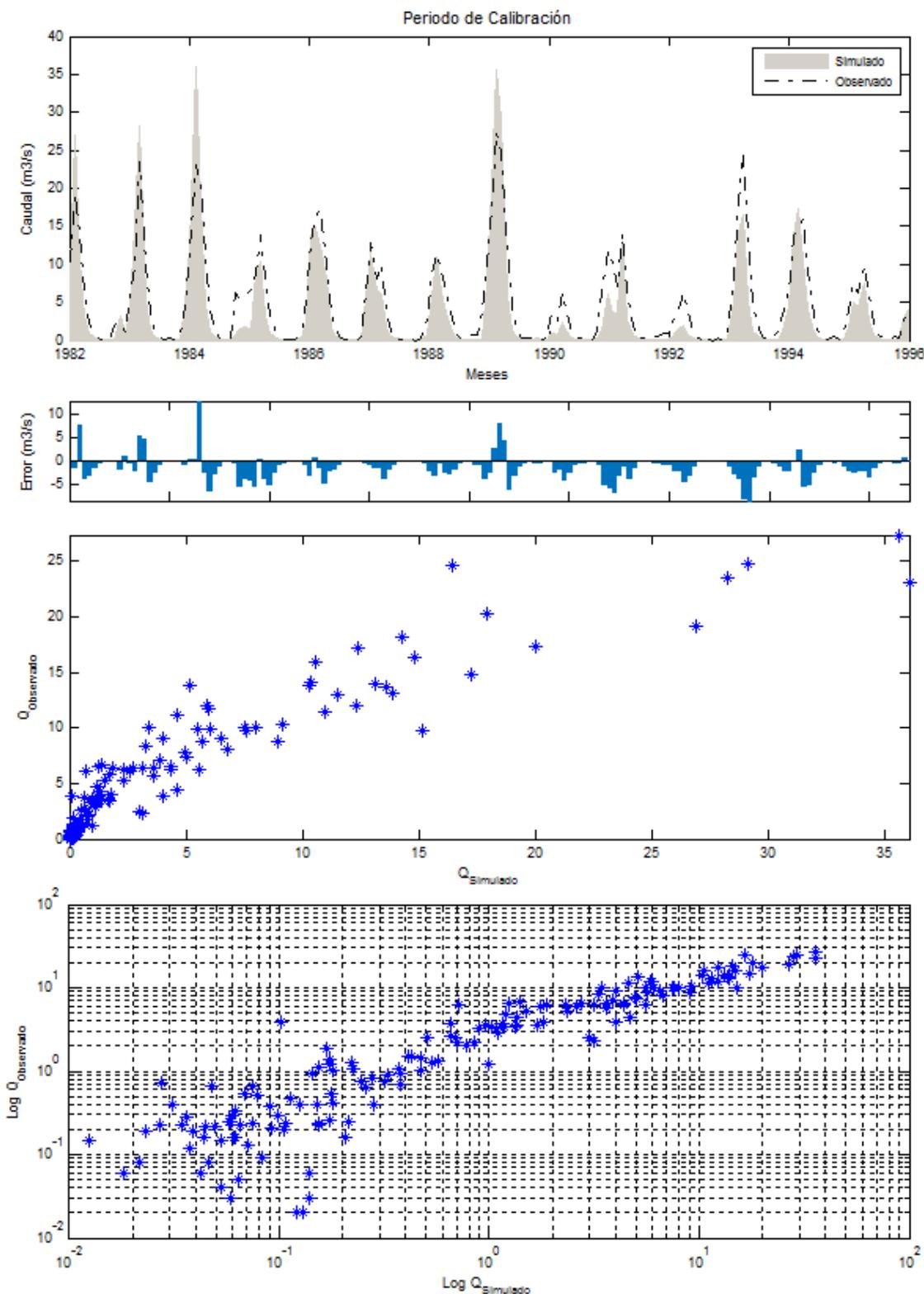


Figura 4.19: Primer gráfico: Caudales observados y simulados durante el proceso de calibración, segundo gráfico: errores de estimación, tercer gráfico: caudales simulados versus los caudales observados, cuarto gráfico: logaritmo de caudales simulados versus el logaritmo de los caudales observados en la microcuenca Luquí 1

Los resultados muestran una eficiencia adecuada del modelo en las seis subcuencas analizadas (cuencas donde existe lectura de caudales y que han sido naturalizados), ya que la eficiencia de Nash-Sutcliffe se encuentra por encima de 0.7, también se puede apreciar que la optimización global nos ha permitido encontrar el mejor juegos de parámetros para las subcuencas analizadas (también se realizó el análisis mediante optimización con algoritmos genéticos, sin embargo, los mejores resultados fueron obtenidos mediante la optimización global). En las Figuras anteriores se muestran las variaciones de los parámetro dos a dos, se han optimizado el factor k (pondera al mapa de máxima capacidad de retención en el agua), X_2 (máxima capacidad de almacenamiento en el tanque de tránsito), S_0 y R_0 (condiciones iniciales de los dos parámetros anteriores), de acuerdo a los resultados obtenidos en la optimización se aprecia que las condiciones iniciales influyen en el primer año de la calibración y tienen importancia si es que se considera ese primer año, en el estudio presentado el primer año fue considerado como de preparación al modelo, por lo cual no fue considerado. Tendiendo así, los parámetros más importantes a ser calibrados los parámetros k y X_2 .

4.2 Modelo GR2M por celdas

Con el modelo GR2M por celdas calibrado se pudo obtener los parámetros por celdas para el modelo (Figura 4.1), con lo cual se procedió a realizar el modelo de balance hídrico en cada celda de las cuencas analizadas las cuales se muestran en la Figura 4.20.

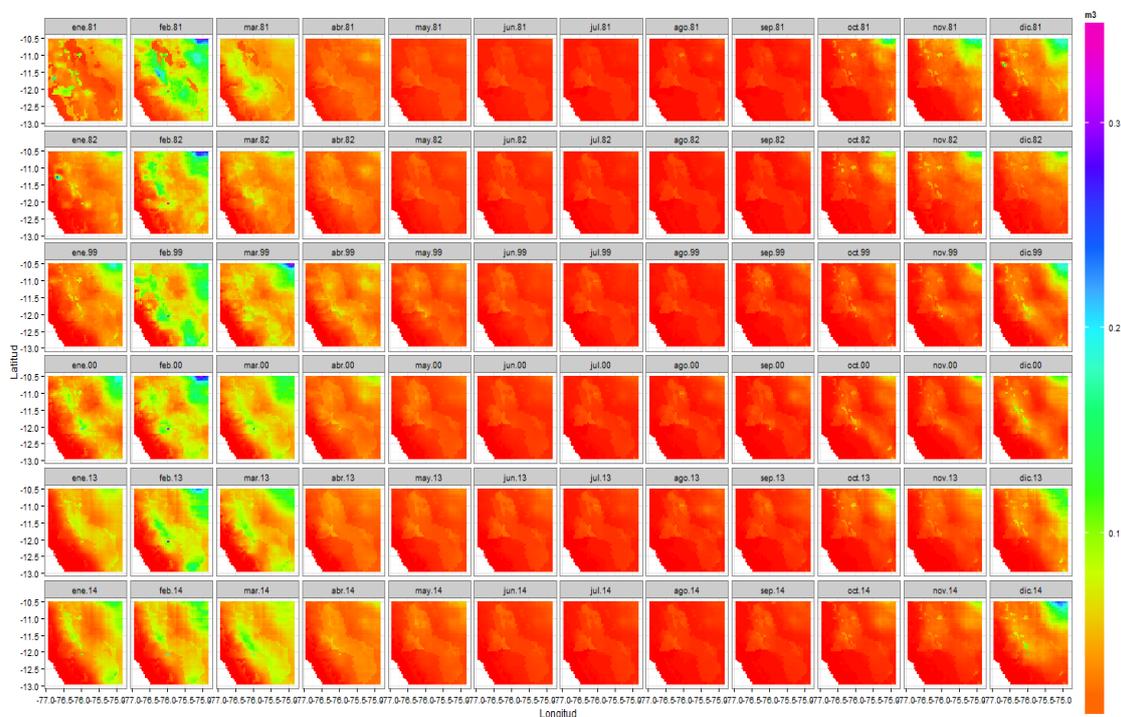


Figura 4.20: Modelo de balance hídrico GR2M por celdas en las cuencas de los ríos Chillón, Rímac, Lurín y parte alta del Mantaro para los años 1981, 1982, 1999, 2000, 2013, 2014.

El balance hídrico GR2M por celdas nos muestra claramente el ciclo estacional presente en la zona de estudio, donde se aprecia la mayor disponibilidad del recurso hídrico en los meses de enero a marzo, baja disponibilidad en los meses de junio a agosto. Además, se puede apreciar que la mayor cantidad del recurso hídrico se encuentra disponible en las partes altas de las cuencas, a ambos lados de la cordillera de los andes, así también se aprecia que existe mayor disponibilidad del recurso hídrico en la vertiente que va hacia la Amazonía, en la vertiente del pacífico se puede apreciar escasas del recurso hídrico, el cual se ve acentuado en los meses de junio a agosto.

4.3 Reconstrucción de caudales

La reconstrucción de los caudales para el periodo 1981-2014 se realizó a partir de los mapas de balance hídrico GR2M por celdas, los cuales representan la acumulación hacia la desembocadura de cada subcuenca analizada. A continuación se muestran gráficamente los caudales reconstruidos mediante el modelo GR2M por celdas en las subcuencas analizadas.

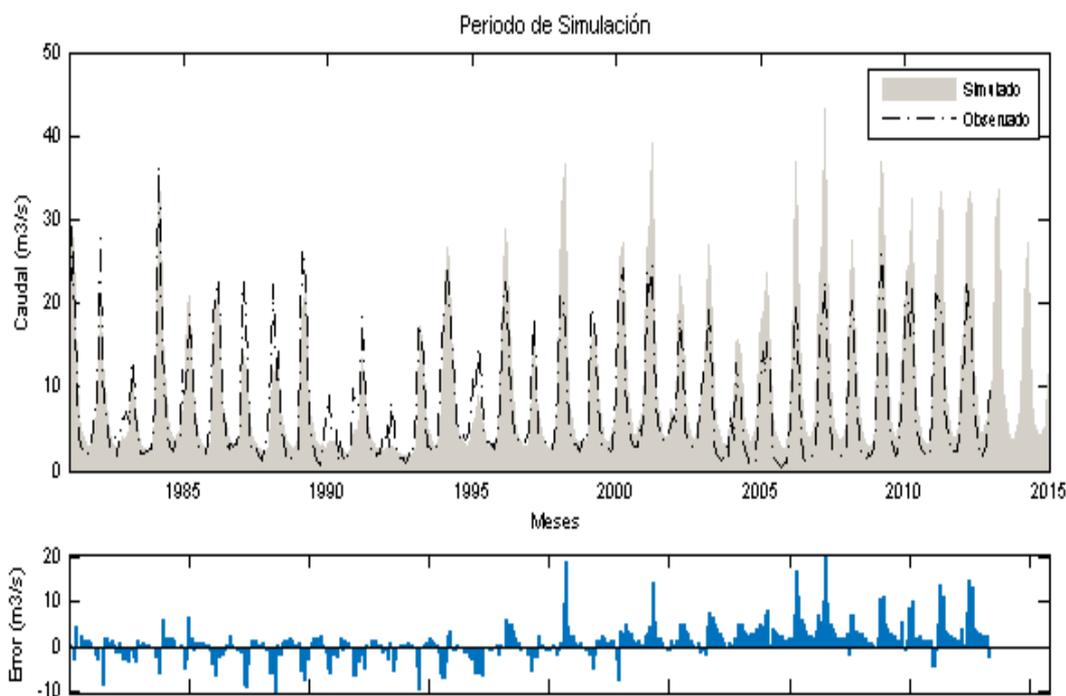


Figura 4.21: Reconstrucción de los caudales mensuales para el periodo 1981-2014 en la microcuenca Rímac 1.

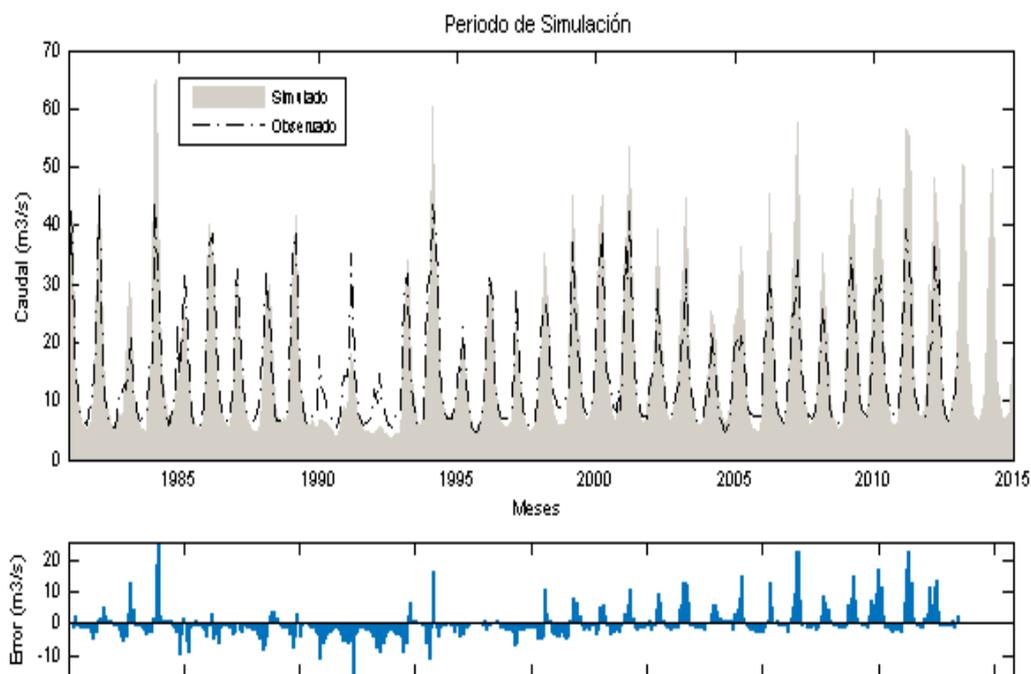


Figura 4.22: Reconstrucción de los caudales mensuales para el periodo 1981-2014 en la microcuenca Rímac 2.

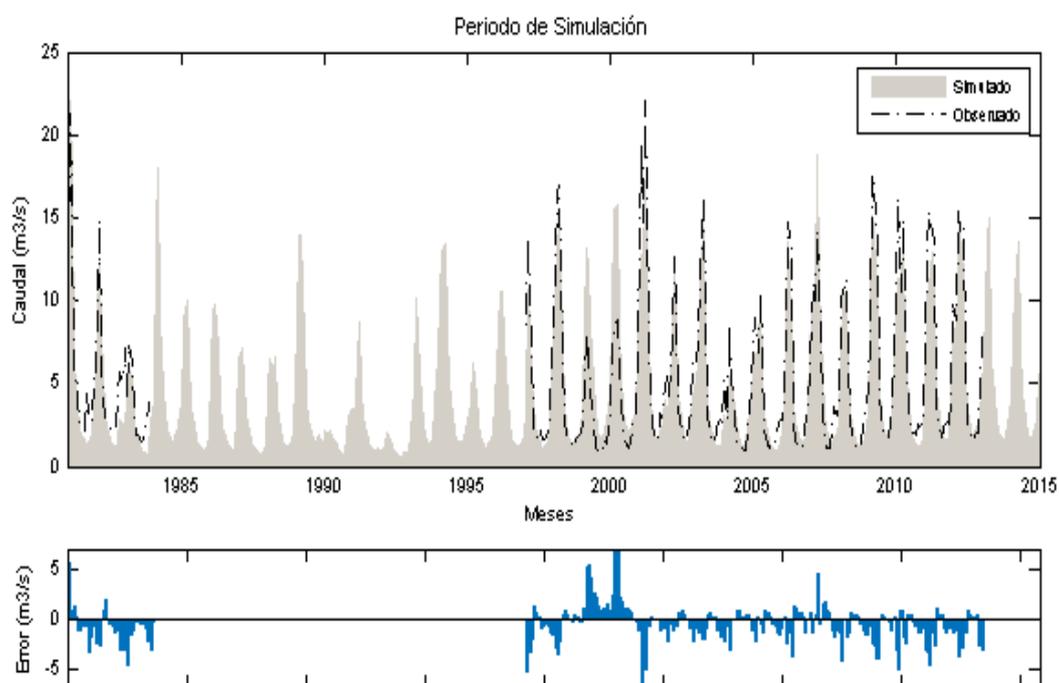


Figura 4.23: Reconstrucción de los caudales mensuales para el periodo 1981-2014 en la microcuenca Chillón 1.

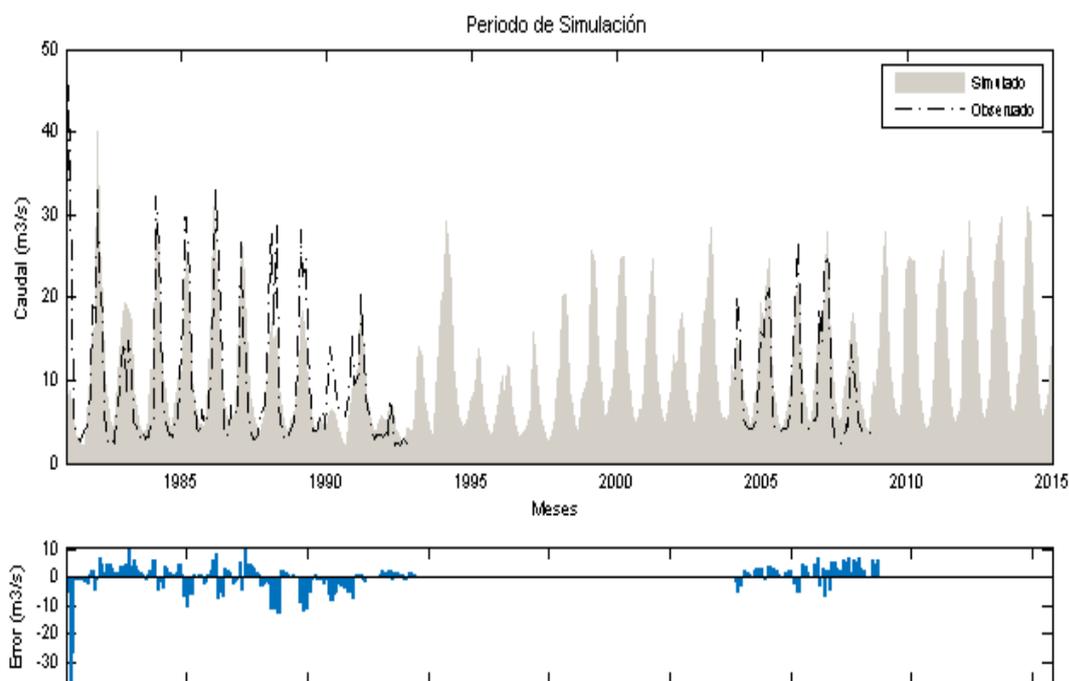


Figura 4.24: Reconstrucción de los caudales mensuales para el periodo 1981-2014 en la microcuenca Mantaro 1.

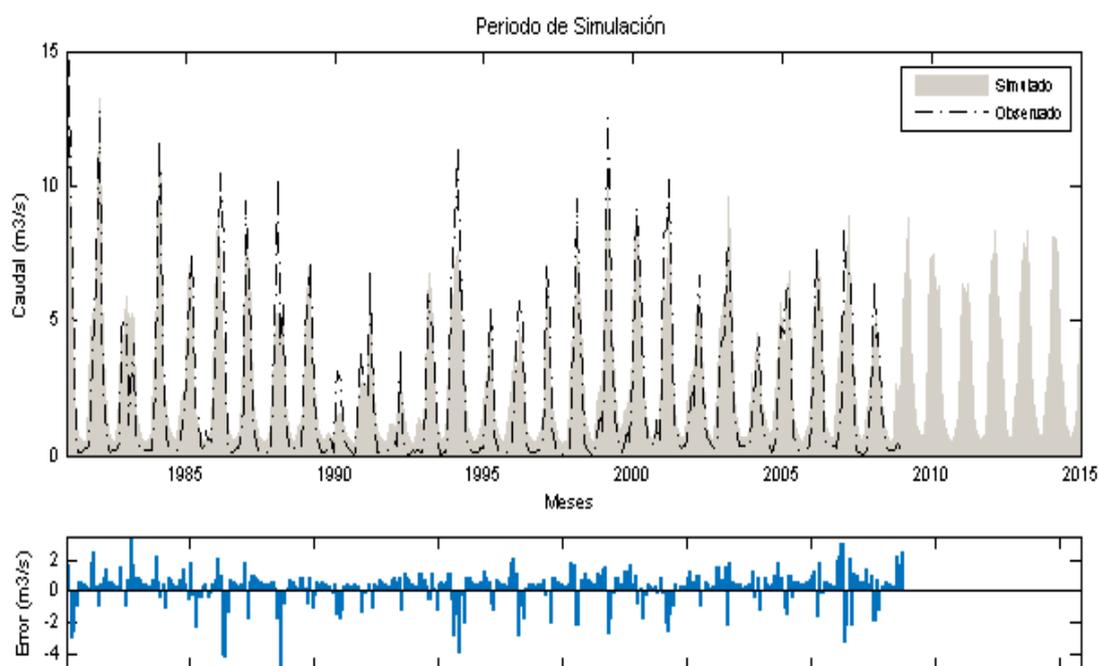


Figura 4.25: Reconstrucción de los caudales mensuales para el periodo 1981-2014 en la microcuenca Mantaro 3.

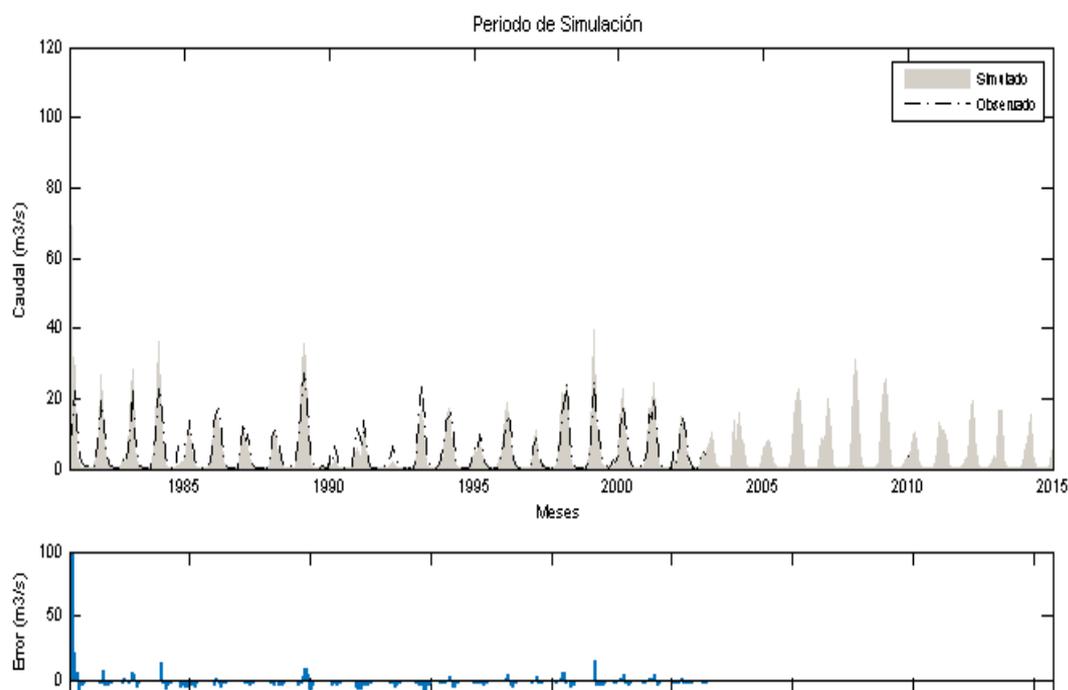


Figura 4.26: Reconstrucción de los caudales mensuales para el periodo 1981-2014 en la microcuenca Lurín 1.

De acuerdo a las Figuras anteriores se puede apreciar en general que el modelo GR2M por celdas representa de manera adecuada la variabilidad temporal del escurrimiento en las subcuencas analizadas. De acuerdo al cuadro 2, se puede mencionar que el modelo presenta buena eficiencia en la etapa de calibración, de acuerdo al estadístico de Nash- Sutcliffe, presentando el mejor resultado en la subcuenca Mantaro 3 con un valor de 0.8561, siendo 1.00 el valor para un modelo óptimo, el resultado más bajo se presenta en la subcuenca Mantaro 1, pero en términos generales se puede apreciar una eficiencia por encima de 0.70, lo cual hace al modelo adecuado para ser utilizado en la gestión de recursos hídricos. En la etapa de validación el modelo presenta su menor performance en la subcuenca Rímac 1 con un valor de 0.6578, y el valor más adecuado en la subcuenca Chillón 1 con un valor de 0.8756, se puede apreciar que el modelo disminuye la eficiencia en las subcuencas del río Rímac, sin embargo el modelo se presenta robusto en términos generales siendo adecuado como una herramienta de gestión y planificación de los recursos hídricos en las cuencas estudiadas.

4.4 Variabilidad espacio temporal del escurrimiento

Con el modelo GR2M por celdas calibrado y mediante un modelo digital de elevaciones se puede obtener los valores de escurrimiento en cada celda hasta la salida de la cuenca de análisis, de acuerdo a estas variables se pudo obtener los mapas de escurrimiento superficial para la zona de estudio como se puede apreciar en la Figura 4.27 para el periodo de enero a marzo del 2013.

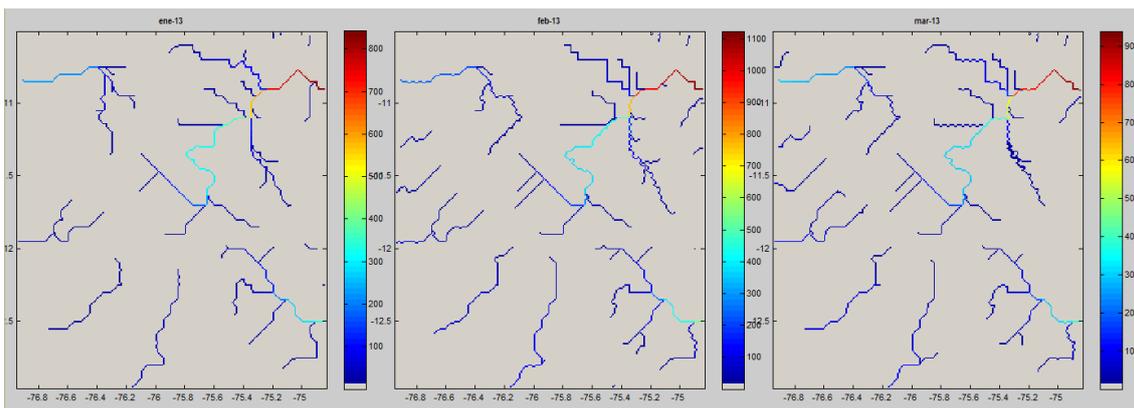


Figura 4.27: Escorrentía acumulada para la zona de las cuencas Chillón, Rímac, Lurín y parte alta del Mantaro.

De acuerdo a la Figura 4.28 se puede apreciar que la mayor cantidad de escorrentía se presenta en los cauces de la cuenca de la parte alta del Mantaro, las cuales drenan hacia la vertiente del amazonas, para las cuencas ubicadas en la parte del pacífico (Chillón, Rímac, Lurín) se aprecia bajos escurrimientos, esto debido al régimen pluviométrico propio de esa zona, el cual define de manera influyente el recurso hídrico en dichas cuencas. Para una adecuada caracterización del escurrimiento distribuido en estas cuencas es necesario utilizar mapas a una mejor resolución, si bien es cierto se partió de los productos PISCO de una resolución espacial de 5 km, para poder representar de una manera adecuada las cuencas de la vertiente del pacífico fue necesario reducir la escala a 1 km de resolución espacial, además de utilizar un modelo digital de la misma resolución, con lo cual se ha podido representar con mejor detalle los cauces en las cuencas mencionadas.

A continuación se muestran los escurrimientos superficiales para el año 2013 expresados en m^3/s , y para una mejor visualización se muestran también en una versión logarítmica de los escurrimientos.

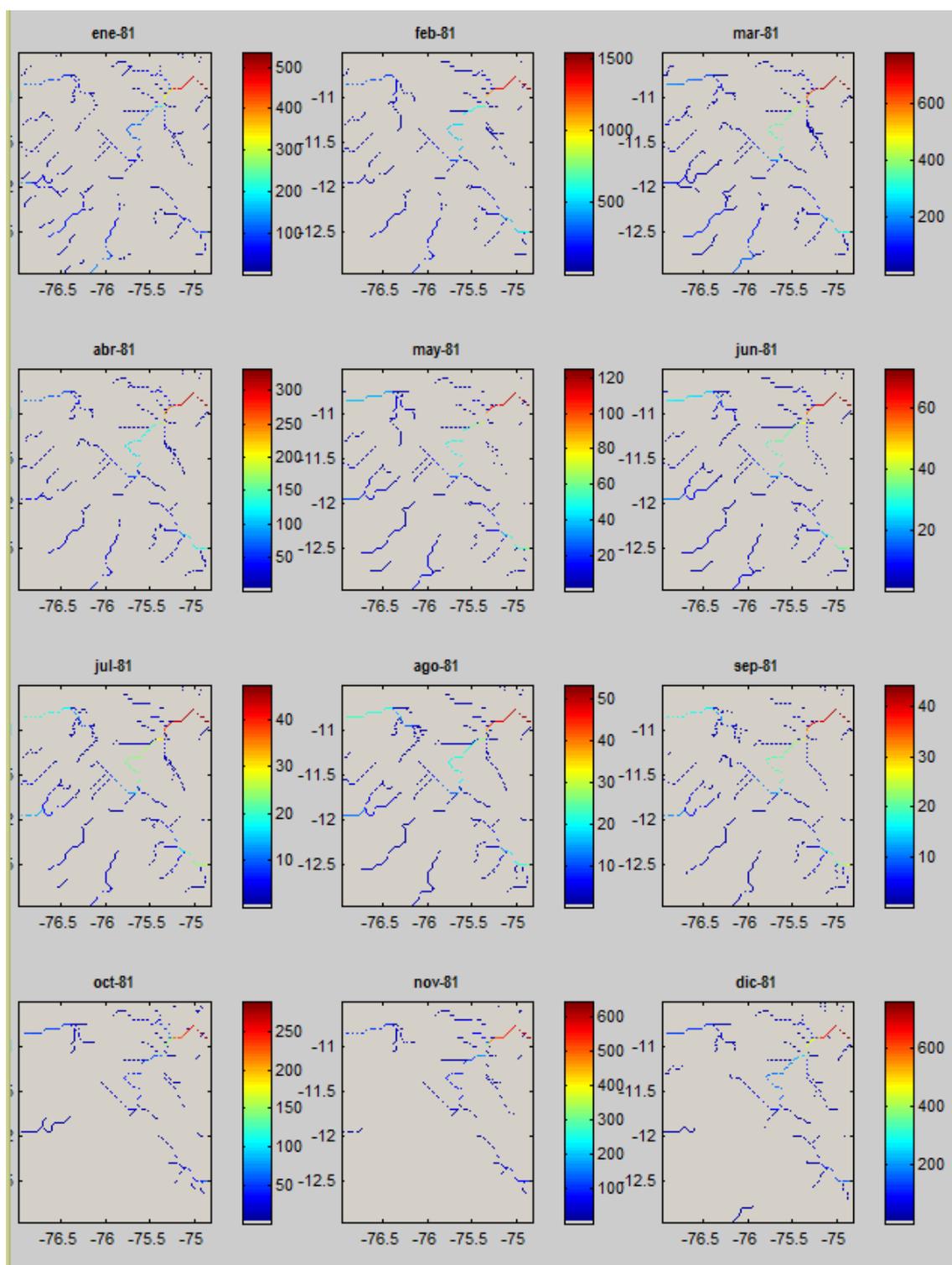


Figura 4.28: Escorrentía acumulada para las cuencas piloto en el año 2013, unidades en m^3/s .

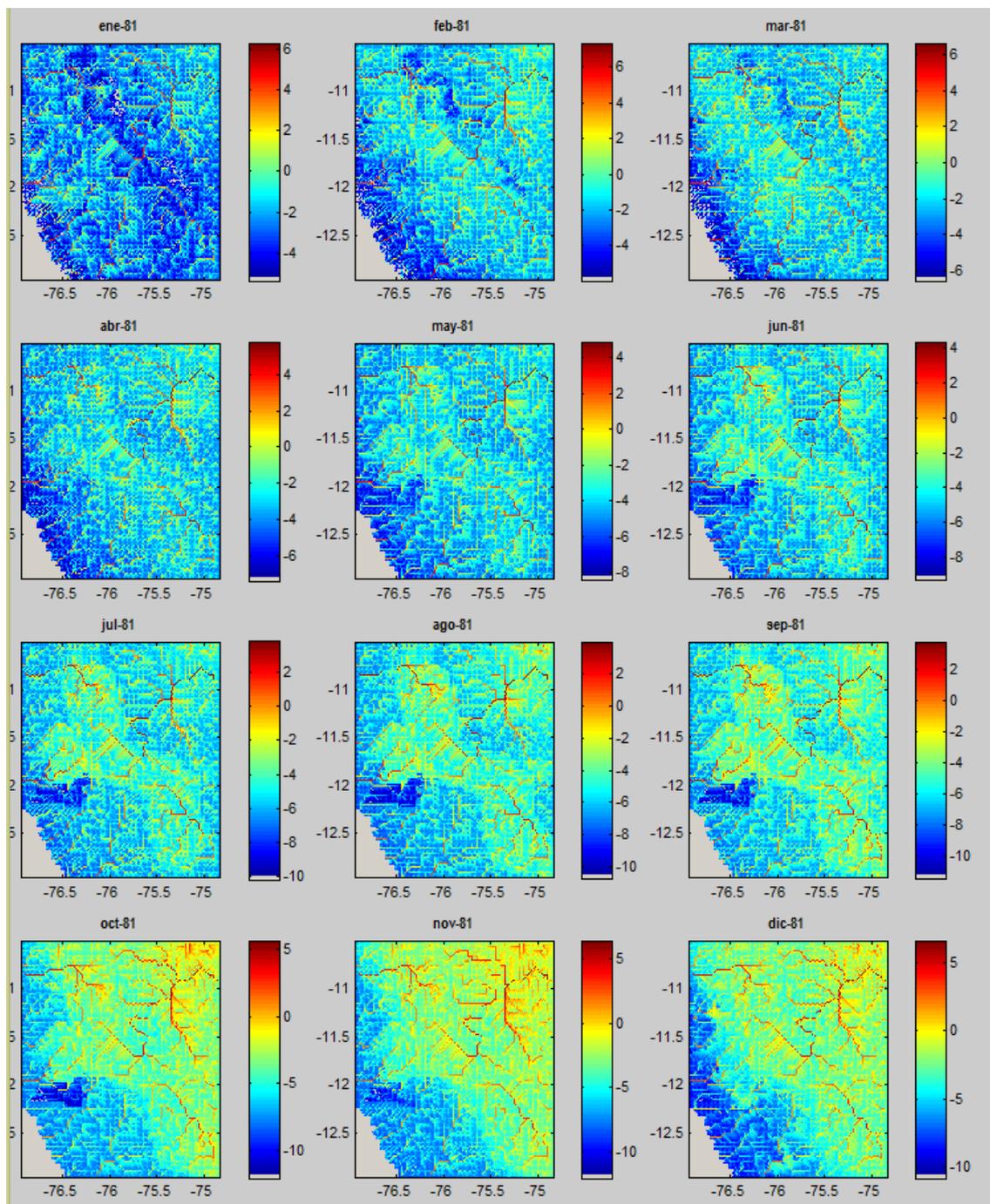


Figura 4.29: Escorrentía acumulada para las cuencas pilotos en el año 2013, unidades en logaritmo ($\log \text{ m}^3/\text{s}$) para una mejor visualización de los cauces.

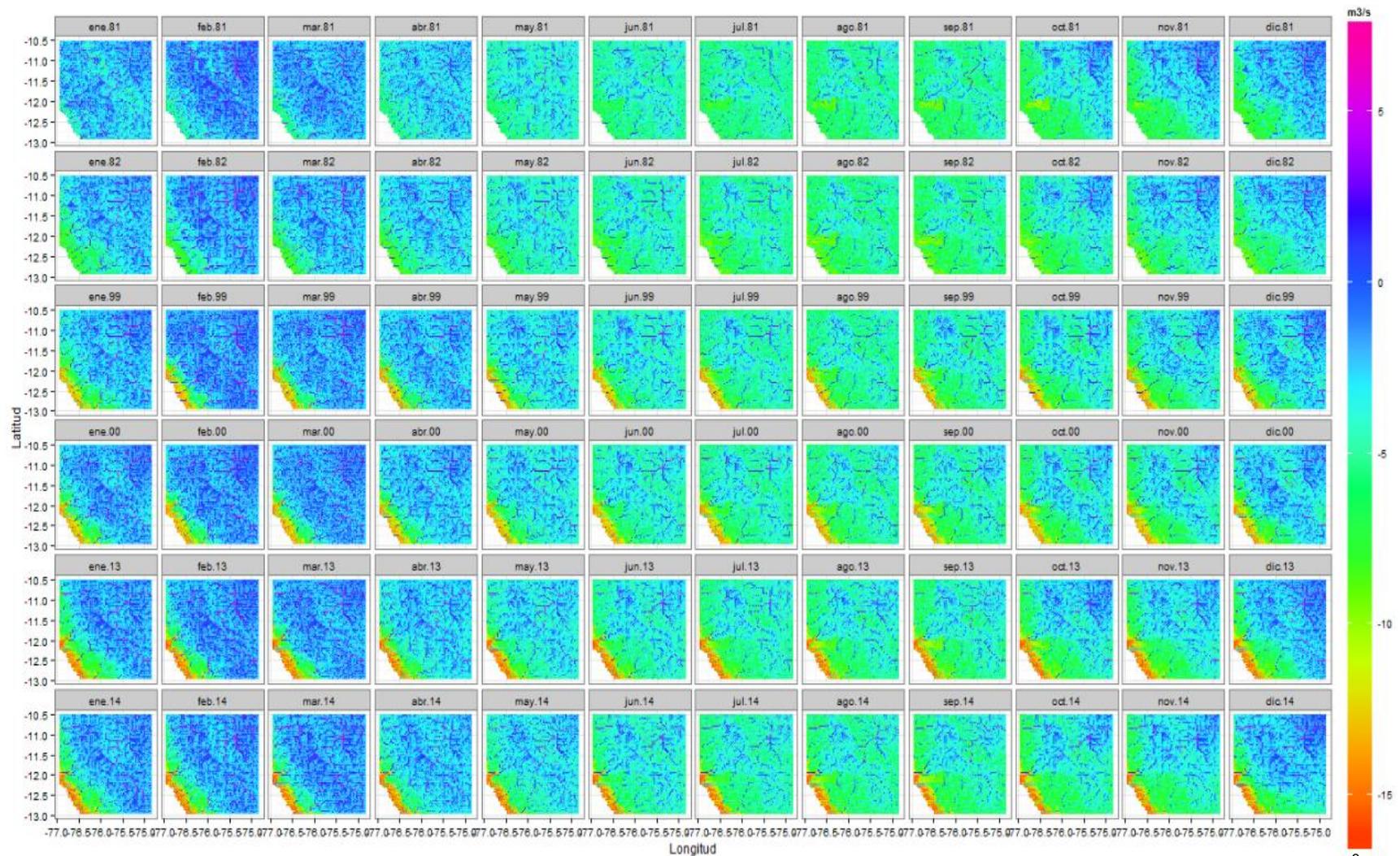


Figura 4.30: Datos grillados de escurrimiento superficial en la zona de estudio para el periodo 1981-2014. Unidades expresadas en $\log \text{ m}^3/\text{s}$

V. CONCLUSIONES

- Se ha implementado un modelo mensual de balance hídrico distribuido que permite estimar caudales medios mensuales en cualquier punto de la red de drenaje.
- Se adoptó el esquema del modelo GR2M (Mouelhi et al., 2006), el cual se alimenta de los productos PISCO-Precipitación y PISCO-Evapotranspiración. La desagregación del modelo fue representado mediante celdas que representan la red de drenaje y la unidad mínima independiente a ser representada, en la cual se aplica el modelo GR2M. Como en todo modelo, la calidad de los resultados en una zona determinada está influenciada de manera importante a la calidad y cantidad de información observada disponible.
- El mapa del parámetro X1 del modelo (máxima capacidad de almacenamiento del tanque de producción) se estimó a partir del mapa de máxima retención de agua en el suelo elaborado por IRD, mediante un factor k de ponderación, obtenido este a partir de un proceso de optimización global mediante información de caudales observados en las cuencas de análisis, el parámetro X2 (máxima capacidad de almacenamiento en el tanque de tránsito) fue obtenido igualmente mediante optimización, sin embargo no se cuenta con información base del cual se pueda partir para estimar este parámetro de manera distribuida, por lo cual el parámetro fue obtenido a nivel de cuenca de análisis.
- Debido al error asociado a la medición del área a partir de los modelos digitales del terreno, se disminuyó la escala de trabajo de 5 km a 1 km para una mejor representación de las cuencas ubicadas en la vertiente del pacífico.
- En general el modelo responde satisfactoriamente en las cuencas Chillón, Rímac, Lurín y parte alta del Mantaro, el modelo se presenta robusto en el proceso de validación, representando así una importante herramienta para la gestión y planificación de los recursos hídricos en las cuencas analizadas. Para futuros estudios se recomienda incluir información que permita estimar de manera inicial los valores del parámetro X2 del modelo GR2M.

VI. BIBLIOGRAFÍA

- Beven, K.J., 1985. Distributed models. In: Anderson, M.G., Burt, T.P. (Eds.), *Hydrological Forecasting*. Wiley, New York (Chapter 13).
- Carpenter, T.M., Georgakakos, K.P., (2006). Intercomparison of lumped versus distributed hydrologic model ensemble simulations on operational forecast scales. *Journal of Hydrology*, 329(1-2): 174-185.
- Grimes, D., Diop, M., 2003. Satellite-based rainfall estimation for river flow forecasting in Africa: Part 1. Rainfall estimates and hydrological forecasts. *Hydrological Sciences Journal* 48 (4), 567–584.
- Hughes, D.A., 2006. An evaluation of the potential use of satellite rainfall data for input to water resource estimation models in southern Africa. *IAHS Publication* 308, 75–80.
- Hsu, K., Gupta, H.V., Gao, X., Sorooshian, S., 1999. Estimation of physical variables from multi-channel remotely sensed imagery using a neural network: application to rainfall estimation. *Water Resources Research* 35 (5), 1605–1618.
- Krajewski, W.F., Lakshmi, V., Georgakakos, K.P., Jain, S.C., 1991. A Monte Carlo study of rainfall sampling effect on a distributed catchment model. *Water Resources Research* 27 (1), 119–128.
- Makhlouf, Z., Michel, C., 1994. A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology* 162: 299–318.
- Miroslaw, D; Okruszko, T. 2011. *Modelling of Hydrological Processes in the Narew Catchment*. New York, US.Springer. 153 p.
- Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V. (2006). Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology* 318: 200-214.
- Nair, S., Srinivasan, G., Nemani, R., 2009. Evaluation of multi-satellite TRMM derived rainfall estimates over a Western State of India. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 87 (6), 927–939.
- Ogden, F.L., Julien, P.Y., 1994. Runoff model sensitivity to radar rainfall resolution. *Journal of Hydrology* 158, 1–18.
- Olaya, V. 2004. *Hidrología Computacional y Modelos Digitales del Terreno*. Madrid, ES, Víctor Olaya.365 p.
- Roldan, E. 2009. *Reconstrucción Histórica de los caudales mensuales a lo largo de la red de drenaje de Colombia*. Tesis MsC. Medellín, CO, Universidad Nacional de Colombia. 174p.
- Salzmann, N. et al., (2009). Integrated assessment and adaptation to climate change impacts in the Peruvian Andes. *Adv. Geosci.*, 22: 35-39.
- Shah, S.M.S., O'Connell, P.E., Hosking, J.R.M., 1996. Modeling the effects of spatial variability in rainfall on catchment response. 2. Experiments with distributed and lumped models. *Journal of Hydrology* 175, 89–111.
- Sorooshian, S., Hsu, K., Gao, X., Gupta, H.V., Imam, B., Braithwaite, D., 2000. Evaluation of PERSIANN system satellite-based estimates of tropical rainfall. *Bulletin of the American Meteorological Society* 81 (9), 2035–2046.
- Stisen, S., Sandholt, I., 2010. Evaluation of remote-sensing-based rainfall products through predictive capability in hydrological runoff modeling. *Hydrological Processes* 24 (7), 879–891.
- Troutman, B.M., 1983. Runoff prediction errors and bias in parameter estimation induced by spatial variability of precipitation. *Water Resources Research* 19 (3), 791–810.
- Wilson, C.B., Valdes, J.B., Rodriguez-Iturbe, I., 1979. On the Influence of the spatial distribution of rainfall on storm runoff. *Water Resources Research* 15 (2), 321– 328.
- Xu, C.-Y., Singh, V. P. (1998). A Review on Monthly Water Balance Models for Water Resources Investigations. *Water Resources Management* 12: 31–50.