

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL PERÚ
FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍA



PONTIFICIA
**UNIVERSIDAD
CATÓLICA**
DEL PERÚ

CONFIGURACIÓN DE MODELOS CLIMÁTICOS,
HIDROLÓGICOS E HIDRÁULICOS EN LA CUENCA
DEL RÍO RÍMAC, PERÚ

Tesis para optar el grado de Magister en Ingeniería Civil,
presentado por:

Miguel Angel Astorayme Valenzuela

Asesorado por:

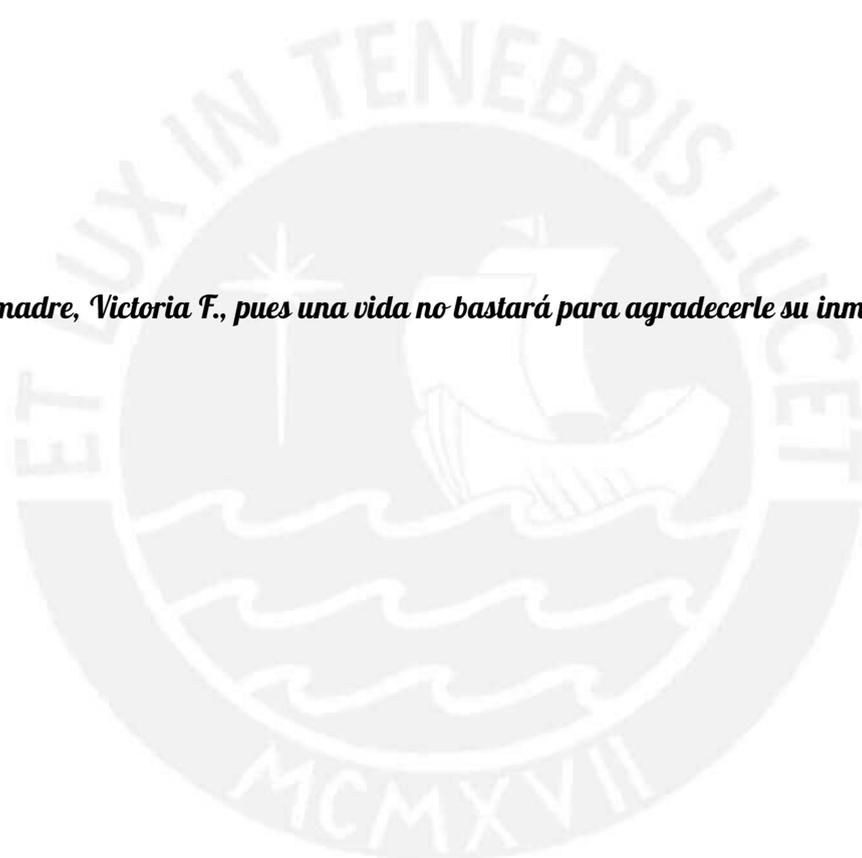
Ronald Roger Gutierrez Llantoy, PhD.

Lima, 10 de marzo de 2017



Dedicatoria

A mi madre, Victoria F., pues una vida no bastará para agradecerle su inmenso amor.



Agradecimientos

Quiero agradecer a la PUCP y al CONCYTEC por la oportunidad dada para realizar este trabajo dentro del convenio de gestión N° 27-2015 - FONDECYT entre ambas instituciones. Además, agradecer al CREALP y a CIDHMA Ingenieros por todo el apoyo brindado así como a los grupos de investigación GERDIS y ENGINEERING & HERITAGE.

Debo precisar, mi especial agradecimiento a mis amigos y ex-colegas de la direcciones de hidrológica y meteorología del SENAMHI, por las innumerables consultas vertidas en esta tesis, así como la facilidad para el acceso a información.

Agradecer también, a mi familia por el todo su apoyo, y a mis amigos de la maestría, que he conocido a lo largo de estos dos años, por todo lo compartido.

Finalmente, agradecer a mi asesor, R. Gutierrez, por todo su apoyo en la realización de la presente tesis, pues sin sus consejos y guía no hubiera sido posible su realización.

Resumen

Las inundaciones son eventos naturales que en muchos casos impactan en la población, infraestructura, servicios, entre otros. Las evidencias sugieren que la ocurrencia de eventos extremos asociados a crecidas de ríos se viene intensificando en el Perú por efecto de la variabilidad climática. En este contexto, el presente proyecto de investigación tiene como objetivo general cuantificar y proveer las herramientas para una futura adecuación de un sistema que acople información climática de productos de lluvia a modelos hidrológicos e hidráulicos. Para tal fin, se ha seleccionado como cuenca de estudio a la cuenca del río Rímac, que discurre a través de la ciudad de Lima, la cual alberga a cerca del 30 % de la población del país.

La presente investigación se concentra en tres tópicos, a saber: [1] adecuar el modelo lluvia esorrentía Génie Rural à 4 paramètres Journalier (GR4J) en la cuenca del Rímac, en donde se explora su capacidad para reproducir las descargas medias diarias y su capacidad de predecir la esorrentía; [2] Generar un modelo digital de elevación a partir de la técnica structure-from-motion, explorando su potencial para ser empleado como insumo en modelos hidráulicos; y [3] corregir la familia de modelos de circulación global Hadley Global Environment Model 2 (HadGEM2) del Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) a partir de la aplicación del método de Regionalización downscaling estadístico para los productos de lluvia.

El mérito intelectual de la presente contribución estriba en el hecho que las técnicas aplicadas y resultados obtenidos tiene el potencial de remontar las limitaciones de información hidro-meteorológica y morfológica en la cuenca del río Rímac, pudiendo ser replicado en otras cuencas del país. Además, estos guardan estrecha relación en la formación de un sistema integrado de previsión de caudales y zonas inundables, siendo esto una perspectiva a futuro de la presente tesis.

La presente tesis se encuentra distribuida como sigue: en el primer capítulo se presentan los aspectos generales de la investigación. El Capítulo 2 se concentra en el escalamiento temporal de escala diaria a horaria de un modelo hidrológico. El Capítulo 3 describe la reproducción digital de la topografía de fondo del río Rímac aplicando la técnica structure-from-motion. Asimismo, en el Capítulo 4 se detallan los aspectos técnicos para la corrección de modelos de circulación general HadGEM2 empleando downscaling estadístico. Finalmente, en el Capítulo 5 se presentan las conclusiones generales de la investigación y el trabajo futuro recomendado.

Abstract

Floods are a natural phenomenon that in many cases impacts on population, public infrastructure and services, among others. A body of evidence suggests that extreme climatic events will intensify due to El Niño-Southern Oscillation phenomenon and global warming. In that context, this thesis is aimed to provide tools to articulate climatic, hydrologic and hydraulic modeling. To this end, the Rimac basin, whose waters are the main source of Lima city (30% of the whole population of Peru), was selected as study area.

The present investigation has concentrated on three tasks, namely: [1] to adapt the Génie Rural à 4 paramètres Journalier (GR4J) rainfall-runoff model for the Rimac river basin to reproduce and forecast daily and hourly discharge in a semi-distributed approach; [2] to generate a digital river bed elevation model using the structure-from-motion technique, exploring its potential as input for hydraulic models; [3] to correct general circulation model named Hadley Global Environment Model 2 (HadGEM2) of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) using Statistical Downscaling used for the precipitation. Under the light of our results, we believe that the aforementioned techniques have the potential to overcome the limitations in hydro-meteorological and morphological data for the Rimac River basin and other basins. Thus, they can be used to build an integrated system flood management for the Rimac River.

The present thesis is organized as follows: the first chapter presents the general aspects of the thesis. Chapter 2 focuses on the study of the temporal downscaling of the hydrological GR4J model, Chapter 3 describes the digital reproduction of a shallow river bed using the structure-from-motion technique. Likewise, Chapter 4 focuses on the technical aspects for the correction of the general circulation model family named HadGEM2 using statistical downscaling. Finally, in Chapter 5 we present the general conclusions of this study and the future work we suggest.

Índice general

Agradecimientos	II
Resumen	III
Abstract	IV
Lista de figuras	VII
Lista de tablas	IX
1. Aspectos generales de la investigación	1
1.1. Objetivos	1
1.1.1. Objetivo general	1
1.1.2. Objetivos específicos	1
1.2. Planteamiento del problema y justificación	1
1.3. Metodología	2
2. Escalamiento temporal de un modelo hidrológico de escala diaria a horaria	4
2.1. Resumen	4
2.2. Introducción	4
2.3. Datos y métodos	5
2.3.1. Área de estudio	5
2.3.2. Información Hidro-meteorológica	6
2.3.3. Modelo GR4J	7
2.3.4. Adecuación del modelo GR4J	10
2.4. Resultados y discusión	11
2.5. Conclusiones	17
3. Reproducción digital de la topografía de un río poco profundo aplicando las técnicas Structure-from-motion y la optical-bathymetric-mapping	18
3.1. Resumen	18
3.2. Introducción	19
3.2.1. Structure-from-motion	20

3.2.2. Optical-bathymetric-mapping	20
3.3. Datos y métodos	21
3.3.1. Área de estudio	22
3.3.2. Recolección de datos campo	23
3.3.3. Procesamiento de la información	24
3.3.4. Análisis de sensibilidad de los puntos de control	25
3.3.5. Generación de la batimetría del tramo de estudio	27
3.3.6. Evaluación del SfM para la generación del fondo de un canal experimental	29
3.4. Resultados y discusión	32
3.4.1. Modelo: tramo del río Rímac	32
3.4.2. Modelo: canal experimental	33
3.5. Conclusiones	34
4. Corrección de los modelos de circulación general <i>HadGEM2</i> empleando <i>downscaling estadístico</i>	35
4.1. Resumen	35
4.2. Introducción	36
4.3. Materiales y métodos	37
4.3.1. Familia de los HadGEM2	37
4.3.2. Métodos de regionalización o Downscaling	38
4.3.3. Área de estudio e información climática	41
4.3.4. Corrección de la data climática	45
4.4. Resultados y discusión	48
4.5. Conclusiones	50
5. Perspectivas y trabajo futuro	51
Bibliografía	58

Lista de Figuras

2.1. Ubicación de la Cuenca del río Rímac y estaciones hidro-meteorológicas.	6
2.2. Esquema del modelo GR4J.	8
2.3. Subcuencas consideradas para el modelamiento y esquema de modelación.	11
2.4. (a) Salida del modelo GR4J a escala diaria (Set/95 – Ago/15). (b y c) Calibración (Set/95 – Ago/10) y Validación (Set/10 – Ago/15) de caudales multidiarios, Estación Chosica.	12
2.5. Validación del modelo GR4J a escala diaria para un periodo común (Set/12 – Ago/15).	12
2.6. Salida del modelo GR4J a escala horario ((Mar/15 - Ene/16).	13
2.7. Análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo GR4J a escala diaria y horaria.	15
2.8. Respuesta del modelo horario frente a las descargas horarias en la estación Chosica, para los días de mayor descarga.	16
3.1. Esquema de la metodología seguida.	21
3.2. Área de estudio y ubicación de los puentes que limitan el tramo de estudio.	22
3.3. Ubicación de los PC y mediciones batimétricas en el área de estudio.	23
3.4. (a) Hito de concreto ubicado en el margen derecho del cauce. (b) Medición de una las secciones del tramo estudio. (c) UAV empleado para el registro de fotografías aéreas.	23
3.5. (a) Nube de puntos NP y (b) Nube de Puntos Densa NPD.	25
3.6. Ubicación de los PC y Errores obtenidos por cada escenario.	26
3.7. Diagrama de dispersión entre las bandas RGB para los 340 puntos medidos en campo.	27
3.8. Modelos empíricos lineales generados.	28
3.9. Nube de puntos representativa del fondo del canal.	29
3.11. Ubicación de las puntos de control a lo largo de la NPD.	31
3.12. Modelo de elevación digital final.	33
3.13. Modelo final.	33
4.1. Configuración de la familia de los HadGEM2.	37
4.2. Clasificación de los métodos de regionalización.	39

4.3. Ubicación espacial de la información climática.	41
4.4. Diagramas de cajas de las series empleadas.	42
4.6. Series de precipitación multimensual y anual.	44
4.7. Series de tiempo corregidas a escala anual y multimensual.	46
4.8. Series de tiempo corregidas a mensual.	47
4.9. Mapas de precipitación estacional de los modelos HadGEM2 corregidos.	49



Lista de Tablas

2.1. Estaciones hidro-meteorológicas consideradas en área de estudio.	7
2.2. Parámetros del modelo GR4J.	9
2.3. Indicadores estadísticos de bondad.	13
2.4. Parámetros obtenidos.	14
3.1. Coordenadas del los PC y errores encontrados luego de la corrección de la NPD.	24
3.2. Cuadro de errores a partir de la calibración de la NPD.	26
3.3. Indicadores de eficiencia para los modelos empíricos generados.	28
3.4. Coordenadas de los PC en el canal.	31
3.5. Error en los Puntos de control.	32
4.1. Familia de los modelos HadGEM2.	37
4.2. Cuadro resumen de las estaciones de precipitación para el estudio.	42
4.3. RRMSE coeficiente de bias para las series de precipitación corregidas de los HadGEM2.	48

Capítulo 1

Aspectos generales de la investigación

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo general

Evaluación y cuantificación de técnicas para la generación de información hidrológica, climática y morfológica en la cuenca del Rímac.

1.1.2. Objetivos específicos

- Adecuar y evaluar el modelo GR4J en la cuenca del río Rímac para generar descargas diarias y horarias.
- Evaluar la técnica Structure-from-Motion para la generación de la geomorfología de ríos con flujo someros.
- Corregir la familia de los modelos de circulación global HadGEM2 para el producto de precipitación diaria empleando la Statistical Downscaling para la evaluación de escenarios de cambio climático.

1.2. Planteamiento del problema y justificación

En la actualidad gran parte de la población del departamento de Lima se halla asentada en zonas vulnerables frente a eventos extremos asociados a la hidroclimatología de la zona. Por otro lado, diversas instituciones como el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (Senamhi) y la Autoridad Nacional del Agua (ANA) han tomado cuidado previendo de información climática y monitoreando las principales cuenca del país. Sin embargo, aún es insuficiente el control de las avenidas en la cuenca del Rímac y alrededores y aún más el control de flujos de escombros en ella. Además, el Fenómeno de El Niño ha generado en el pasado

un aumento considerable del caudal en épocas de avenida y ha intensificado los problemas de desborde y deslizamientos en la parte baja de la cuenca del Rímac, contándose pérdidas humanas e innumerables daños materiales. Es así, que en la presente tesis se presentan tres estudios de investigación realizados en la cuenca del Rímac los cuales permitirán contribuir a disminuir las brechas en cuanto a falta de información hidro-climática y morfológica.

1.3. Metodología

Para realizar la presente Tesis, se realizaron las siguientes procesos:

- Recopilación y análisis de la información. En esta primera parte se recopiló y revisó la bibliografía pertinente, así como los estudios de las metodologías a emplear. Además se estableció el área de estudio así como el análisis de la información de campo análisis existente.
- Adecuación del modelo lluvia-escorrentía Génie Rural à 4 paramètres Journalier (GR4J). Calibración, Validación y análisis de sensibilidad de los parámetros.[1] La calibración de los modelos hidrológicos será posible usando un criterio de calibración automática multiparámetro. [2] La etapa de calibración tiene por objetivo determinar qué grupo de parámetros de los modelos hacen posible acercar las respuestas de las series simuladas a las series observadas de caudales. [3] La validación del modelo hidrológico tiene por finalidad corroborar el desempeño de las series simuladas más allá del periodo de calibración.
- Cambio de escala del modelo GR4J diario a horario, evaluación de las calibraciones a partir de indicadores estadísticos de desempeño y evaluación del modelo a nivel horario y del comportamientos de sus parámetros.
- Generación de un modelo de elevación digital de un tramo del río Rímac Puente Cantuta - Puente papelera ubicada en el distrito de Chosica he inscrita en la subcuenca Medio bajo Rímac, cuenca del río Rímac. Se requirió trabajos de campo en donde se empleó equipos de vuelo no tripulados UAV. Para tal fin, se empleó la técnica Structure-from-motion empleándose imágenes aéreas de alta precisión registradas a partir de los UAV o también llamados Drones. Además, se requirió de un workstation para el procesamiento y evaluación en gabinete de la información de recopilada en campo y la generación del MED.
- El modelo de elevación generado(MED) fue calibrado a partir de puntos de control fijas en el tramo de estudio, además parte del MED correspondiente a las zonas inundadas fue corregido a partir de la Optical bathymetric mapping para la generación de la batimetría del cauce.

- Con el fin de generar escenarios de cambio climático que reproduzcan los patrones de precipitación en la cuenca del Rímac, se corrigió el producto de lluvia de la familia de los modelos de circulación general (GCM) HadGEM2 empleando un método de regionalización estadística denominada *Quantile-mapping* o *Bias correction*.
- Los GCM fueron corregidos empleando una mixtura de dos funciones de probabilidad: Gamma y Bernoulli, para la corrección de los modelos. Los modelos fueron comparados y evaluados a escala mensual, multimensual, anual y estacional.



Capítulo 2

Escalamiento temporal de un modelo hidrológico de escala diaria a horaria

2.1. Resumen

En el Perú existe una baja densidad de registros hidrométricos. La información disponible recurrentemente presenta una escala mensual. En tal sentido, el uso de modelos para inferir respuestas a menor escala temporal se hace imprescindible. Este estudio se concentró en modelar la cuenca del río Rímac y en realizar un cambio de escala temporal mediante el modelo lluvia-escorrentía Génie Rural à 4 paramètres Journalier (GR4J), llevando las salidas del modelo de respuesta diaria a una respuesta horaria. Para la etapa de calibración y validación se usaron 15 y 5 años de información de caudales diarios de la estación Chosica (Lima, Perú) obteniéndose valores de coeficiente de Nash-Sutcliffe < 0.78 y $RRMSE < 0.26$. La validación fue reforzada con dos años de caudales diarios provenientes de los registros Sheque y Tamboraque ubicados en la parte alta de la cuenca. Para el cambio de escala temporal se usó un registro reciente, que en promedio presenta dos años de información de precipitación horaria de 5 estaciones automáticas inscritas en la cuenca del Rímac. Subsecuentemente, se calibró el modelo a escala horario con datos de la estación limnimétrica Chosica tomando como parámetros iniciales los obtenidos en el modelamiento a escala diaria, obteniéndose valores de Nash-Sutcliffe > 0.70 y $RRMSE < 0.29$. A la luz de los resultados, el cambio de escala temporal potencialmente permitirá suplir la falta de información a escala horario de descargas.

2.2. Introducción

La cuenca del río Rímac es una de las cuencas más importantes del Perú, pues abastece a la ciudad de Lima y alrededores con el 80% de la demanda total de agua y el 17% de la demanda hidroenergética (AQUAFONDO, 2013; Osinergmin,

2015). Además, el 16 % de la población del Perú se ubica en la cuenca del Rímac (FFLA, 2015). Esto ha obligado a las autoridades a ampliar la frontera hídrica con las construcciones de transvase proveniente de la cuenca del Mantaro, por ejemplo Zucchetti, A., Arévalo (2012). Por otro lado, históricamente se han reportado desbordes que han afectado a la población ubicada en la parte baja de la cuenca (INGEMMET, 2015) y aún más, se espera que potencialmente los efectos de estos eventos se incrementen (Ummenhofer et al., 2015).

Frente a esto, en la década pasada, el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI) impulsó la adecuación del modelo hidrológico Sacramento con fines de monitoreo y pronóstico de caudales en la cuenca. El modelo entró en operación a inicios del 2000 y ha servido recurrentemente para alertar de crecidas en la parte baja de la cuenca (Metzger et al., 2001). Sin embargo, actualmente se hace apremiante cuantificar la escorrentía a menor escala temporal y en sub-unidades hidrológicas de la cuenca, para lo cual el modelo Sacramento presenta limitaciones. Este artículo presenta el caso de la adecuación del modelo GR4J (Perrin et al., 2001, 2003), el cual es un modelo a escala diario que ha sido llevado a una escala temporal horario y semidistribuida.

2.3. Datos y métodos

2.3.1. Área de estudio

La cuenca del río Rímac está ubicada en la vertiente del Pacífico enmarcándose en las provincias de Lima, Huarochirí y Yauli y en la provincia constitucional del Callao frente a la costa del Perú. Sus aguas se originan en la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes a una altitud máxima aproximada de 5508m s.n.m en el nevado Pacay aproximadamente a 132km al nor-este de la ciudad de Lima desembocando en el Callao, en el Océano Pacífico (Figura 2.1).

La cuenca del río Rímac se encuentra inscrita entre los paralelos $11^{\circ} 27'$ y $12^{\circ} 11''$ de latitud sur y $76^{\circ} 06'$ y $77^{\circ} 11''$ de longitud oeste. La conforman las subcuentas de los ríos Santa Eulalia y San Mateo que al confluir en las cercanías de la ciudad de Chosica, forman el río principal que pasa por la ciudad de Lima.

La cuenca presenta un área de 3503.95km², de la cual 2302,1km² corresponde a la cuenca húmeda, que representa el 65.7 % sobre los 2500m s.n.m. Altitudinalmente se desarrolla desde el nivel del mar hasta los 4700m s.n.m que corresponde al abra Atincona en Tíclio. La cuenca del río Rímac representa el 0.24 % del área total del territorio peruano.

La precipitación, en la parte baja de la cuenca, pocas veces excede los 50mm-año mientras que en la parte alta o cuenca húmeda la precipitación pasa los 1000mm-año. El caudal medio de la cuenca es de 34.7m³-s, llegando incluso a más de 100m³-s en épocas de avenida (ANA, 2010).

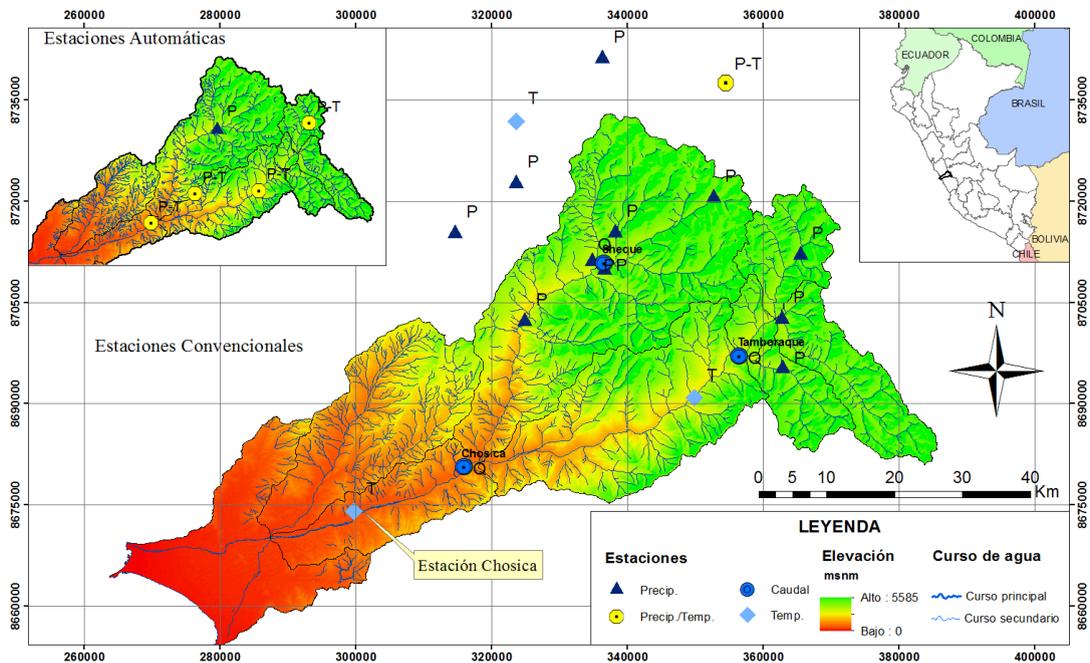


Figura 2.1: Ubicación de la Cuenca del río Rímac y estaciones hidro-meteorológicas.

2.3.2. Información Hidro-meteorológica

Se consideró 15 estaciones meteorológicas convencionales (C) circunscritas al área de estudio: 12 registros de precipitación y 4 registros de temperatura, ambas con una escala temporal diaria. Además, se consideró 5 estaciones automáticas (A) con 5 y 4 registros de precipitación y temperatura respectivamente, a una escala temporal horaria (Figura 2.1 y Tabla 2.1).

La cuenca del río Rímac cuenta con tres registros de aforo, dos de ellos ubicados en la parte alta de la cuenca (Sheque y Tamboraque), sin embargo estos registros son recientes (menos de 3 años a escala diario). Por otro lado, a unos 930m s.n.m se ubica la estación hidrológica Chosica (Figura 2.1), la cual presenta un registro amplio de información hidrológica. Por lo que, se consideró un periodo de los últimos 20 años.

Por otro lado, para el modelamiento horario se consideró el último año de información horaria más reciente, esto último fue necesario para conseguir un periodo homogéneo de información. Además, para la calibración del modelo a escala horario se tiene en la última década registros horarios de caudales en la estación Chosica.

Los registros de precipitación y temperatura fueron completados por medio de estaciones vecinas empleando la transformadas ondulantes (Wavelets). Para tal fin, se ha empleado el software WATER (Heidinger et al., 2012; Quiroz et al., 2011). Previamente se realizó un análisis exploratorio de datos.

Tabla 2.1: Estaciones hidro-meteorológicas consideradas en área de estudio.

Estación	Cuenca	Tipo	Variable	Longitud [°]	Latitud [°]	Altitud [msnm]
Chosica	Rímac	C-A	Q-P-P-T	76°41' 22"	11°55' 47"	930
Tamboraque	Rímac	C	Q	76°19' 00"	11°47' 00"	3100
Sheque	Rímac	C	Q	76°19' 55"	11°39' 29"	3214
Austisha	Rímac	C	P	76°36' 25"	11°44' 08"	2171
Carampoma	Rímac	C	P	76°30' 56"	11°39' 19"	2333
Naña	Rímac	C	T	76°50' 21"	11°59' 20"	566
Matucana	Rímac	C-A	P-T-T	76°22' 48"	11°30' 00"	2350
Arahuay	Chillón	C	P	76°42' 01"	11°37' 01"	2690
Sheque	Rímac	C-A	P-P	76°29' 55"	11°39' 59"	3214
Canta	Chillón	C	P-T	76°37' 01"	11°28' 01"	2974
San Mateo	Rímac	A	P-T	76°33' 46"	11°84' 75"	3504
Río Blanco	Rímac	C	P	76°15' 32"	11°44' 04"	3550
San José de P.	Rímac	C	P	76°21' 01"	11°11' 01"	3808
Casapalca	Rímac	C-A	P-P-T	76°14' 30"	11°38' 52"	4214
Lachaqui	chillón	C-A	C-P	76°14' 37"	00°33' 01"	3800
Pariacancha	chillón	C	P	76°30' 01"	11°23' 01"	4146
Tingo	Rímac	C	P	76°29' 01"	11°37' 01"	4200
Milloc	Rímac	C	P	76°21' 01"	11°34' 18"	4350
Marca	Mantaro	C	P-T	76°20' 01"	11°25' 01"	4574

2.3.3. Modelo GR4J

El modelo Génie Rural à 4 paramètres Journalier (GR4J) es un modelo hidrológico de cuatro parámetros desarrollado en Francia (Perrin et al., 2001, 2003). El modelo reproduce descargas a una escala temporal diaria a partir de tres variables climáticas: precipitación, temperatura y evapotranspiración. El modelo GR4J fue concebido espacialmente como agrupado y por su formulación del tipo conceptual, aunque también considerado muchas veces como empírico.

Las bases del modelo GR4J provienen del Génie Rural à 3 paramètres Journalier (GR3J) (Edijatno et al., 1999). Este modelo es una versión modificada del modelo GR3J originalmente propuesto por (Edijatno and Michel, 1989) el cual más tarde fue mejorado por De Oliveira Nascimento (1995) y Edijatno et al. (1999), este último evaluó el modelo en 140 cuencas en Francia.

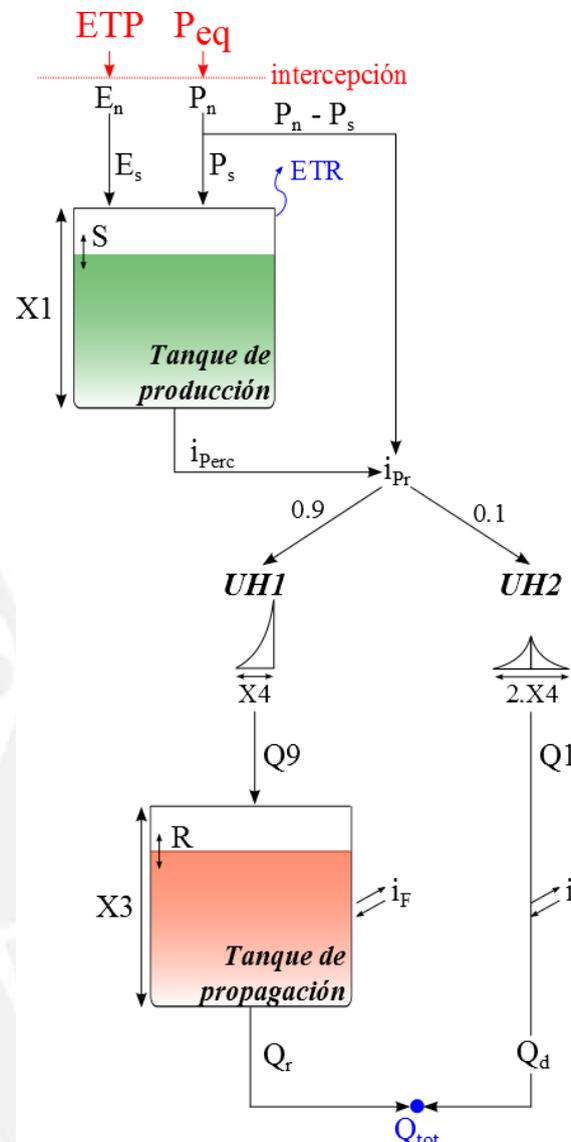


Figura 2.2: Esquema del modelo GR4J.

Fuente: García et al. (2016)

El modelo GR4J está conformado por dos reservorios (Figura 2.2), a saber: el primero reservorio relaciona la precipitación (P_n) y la evapotranspiración neta (E_n) que se origina en la cuenca siendo el parámetro X_1 la altura del reservorio, fijando la precipitación (P_s) y evapotranspiración (E_s) que ingresa en ella (Ec. 2.1 y 2.2). La respuesta del primer reservorio la constituye la intensidad de flujo generado (i_{Pr}) dada por la Ec 2.4, ella esta conforma por un porcentaje de precipitación que percola (i_{perc}) dada por la (Ec. 2.3) y un porcentaje de precipitación que se transforma flujo directo, dado por la diferencia aritmética de la P_n y P_s . La i_{Pr} es dividida a razón de 0.9 y 0.1 e ingresadas a dos hidrogramas unitarios (HUs), siendo el tiempo base de los HU fijada por el parámetro X_4 . El flujo Q_9 del primer hidrograma $HU1$

(Ec. 2.5 y 2.6) ingresa al segundo reservorio, cuya altura está determinada por el parámetro $X3$.

Procesos de pérdida de escorrentía y aportes de otras cuencas al caudal base están contemplados en este reservorio por medio de la función de cambio iF (Ec. 2.7) la cual es controlada por el parámetro $X2$ y $X3$. La iF es responsable de los procesos de infiltración y aporte de flujo a la cuenca.

El flujo unitario proveniente del segundo reservorio Q'_r (Ec. 2.8) más el flujo unitario Q'_d (Ec. 2.9), originada por la salida del $HU2$ y la iF , conforman la descarga unitaria del modelo. El caudal total (Q_{tot}) es posible al multiplicar el área de la cuenca por la descarga unitaria del modelo (Ec. 2.10).

Tabla 2.2: Parámetros del modelo GR4J.

Modelo	Parámetro	Descripción	Unidad
GR4J	X1	Capacidad del depósito de producción	mm
	X2	Coefficiente de intercambio de agua	mm
	X3	Capacidad del depósito de laminación	mm
	X4	Tiempo base de los hidrogramas unitarios	días
Parametros iniciales	S	Capacidad del depósito de producción	mm
	R	Coefficiente de intercambio de agua	mm

El modelo presenta 04 parámetros (Tabla 2.2) los cuales deben ser ajustados para obtener una simulación correcta requiriendo de 02 valores iniciales (Tabla 2.2) para el inicio de su operación. Además, en la Tabla 2.2 se muestran los rangos regulares que pueden tomar estos parámetros. Sin embargo, estos son referenciales y dados por Perrin et al. (2003).

$$HP_s = \frac{d}{dt} \frac{X_1(1 - (\frac{s}{X_1})^2) \tanh(\frac{P_n dt}{X_1})}{1 + \frac{s}{X_1} \tanh(\frac{P_n dt}{X_1})} \quad (2.1)$$

$$E_s = \frac{d}{dt} \frac{S(2 - \frac{s}{X_1}) \tanh(\frac{P_n dt}{X_1})}{1 + (1 - \frac{s}{X_1}) \tanh(\frac{E_n dt}{X_1})} \quad (2.2)$$

$$iper_s = \frac{d}{dt} (S + (P_s - E_s)dt) (1 - (1 + (\frac{4S + (P_s + E_s)dt}{9X_1})^4)^{\frac{1}{4}}) \quad (2.3)$$

$$iPr_s = iper_s + P_n - P_s \quad (2.4)$$

$$Q_9 = 0.9 \sum_{j=1}^l UH1_j iper_{k-j-l} \quad (2.5)$$

$$Q_1 = 0.9 \sum_{j=1}^m UH2_j iper_{k-j-l} \quad (2.6)$$

$$iF = \frac{d}{dt} X_2 (\frac{R}{X_3})^{\frac{7}{2}} \quad (2.7)$$

$$Q'_r = \frac{d}{dt} (R + (Q_9 - iF)dt) (1 - (1 + (\frac{R + (Q_9 + iF)dt}{X_3})^4)^{-\frac{1}{4}}) \quad (2.8)$$

$$Q'_d = Q_1 + iF \quad (2.9)$$

$$Q_{tot} = (Q'_r + Q'_d)A \quad (2.10)$$

2.3.4. Adecuación del modelo GR4J

El modelo GR4J fue adecuado siguiendo un criterio espacial semidistribuido, la cuenca fue subdividida considerando las estaciones hidrológicas en la cuenca. Además, se consideró las subcuencas de la cuenca del Rímac. Para el modelamiento hidrológico se usó el software RS Minerve (Foehn et al., 2016; García et al., 2016), la adecuación del esquema de modelamiento semidistribuido se observa en la Figura 2.3.

El modelo GR4J fue calibrado considerando 15 años de información hidrometeorológica, el periodo comprendió de Set/95-Ago/10 y el de validación de Set/10-Ago/15. A partir de la adecuación a escala diario se procedió con una calibración horaria siendo el periodo comprendido de Mar/15-Ene/16. Para tal efecto, se tomó como parámetros iniciales los parámetros obtenidos en el modelamiento diario. Para evaluar la respuesta de los modelos se empleó 3 indicadores estadísticos de eficiencia, a saber: [1] El coeficiente de Nash-Sutcliffe (Nash and Sutcliffe, 1970) el cual permite juzgar el desempeño de la serie de caudales simulados en periodos de avenida (Ec.2.11). [2] El Relative Root Mean Square Error RRMSE (acrónimo en inglés de root mean square error) (Feyen et al., 2000), el cual evalúa los errores (Ec. 2.12). [3] El coeficiente de Bias (Ajami and Al, 2004), el cual evalúa el sesgo entre las dos series (Ec. 2.13).

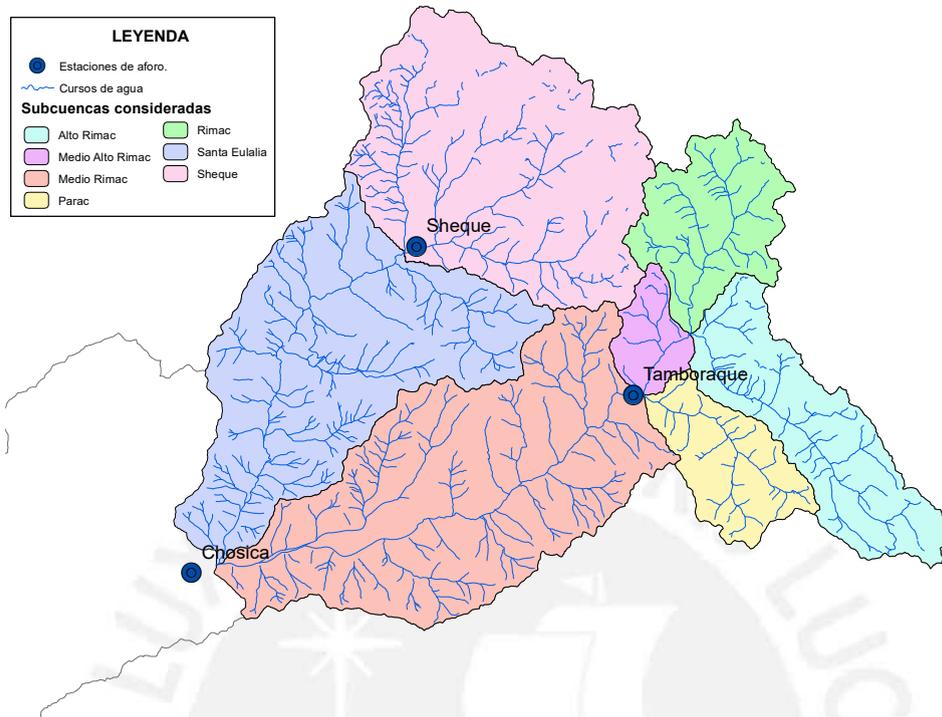


Figura 2.3: Subcuencas consideradas para el modelamiento y esquema de modelación.

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{j=1}^n (Q_{sim} - Q_{obs})^2}{\sum_{j=1}^n (Q_{obs} - Q_{obs})^2} \quad (2.11)$$

$$RRSME = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n (Q_{sim} - Q_{obs})^2}{n}}}{\bar{Q}_{obs}} \quad (2.12)$$

$$Bias = \frac{\sum_{j=1}^n (Q_{sim} - Q_{obs})}{\sum_{j=1}^n Q_{obs}} \quad (2.13)$$

2.4. Resultados y discusión

La adecuación del modelo GR4J con una escala temporal diaria presenta una respuesta eficiente a lo largo del periodo de estudio (Figura 2.4). Se observa que los años húmedos están correctamente representados incluyendo el Fenómeno del Niño del 97-98, sin embargo existen sub-estimaciones para los años set/02-Ago/03 y set/10-Ago/11. Esto es entendible en la medida que comprendamos las idealizaciones que toman el modelo y la presencia de precipitaciones locales que las estaciones climáticas no hayan captado. Por otro lado, el modelo representa fielmente los años secos a excepción del año set/06-Ago/07 en donde se observa sobrestimaciones.

En la Figura 4(a) y 4(c) se observa la respuesta del modelo GR4J a escala multidiaria, en donde se aprecia un buen ajuste. Así se tiene variaciones promedio menores a 7% entre el caudal multidiario simulado y observado, mientras que en la etapa de validación las variaciones promedio se incrementan en 3%.

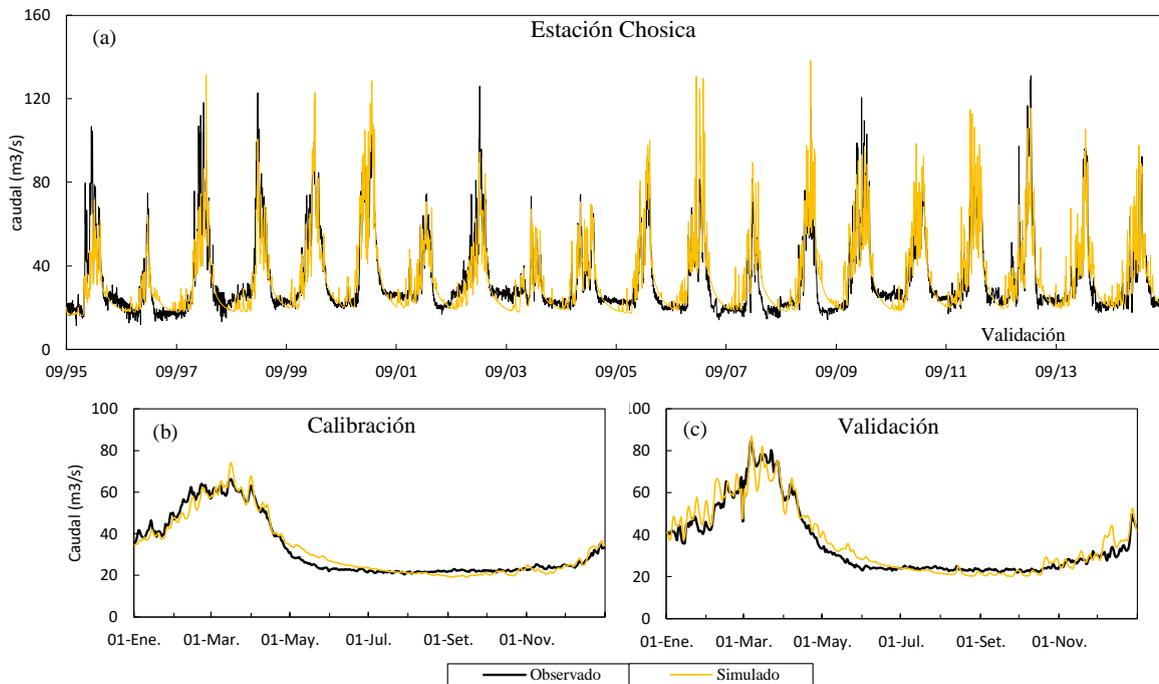


Figura 2.4: (a) Salida del modelo GR4J a escala diaria (Set/95 – Ago/15). (b) y c) Calibración (Set/95 – Ago/10) y Validación (Set/10 – Ago/15) de caudales multidiarios, Estación Chosica.

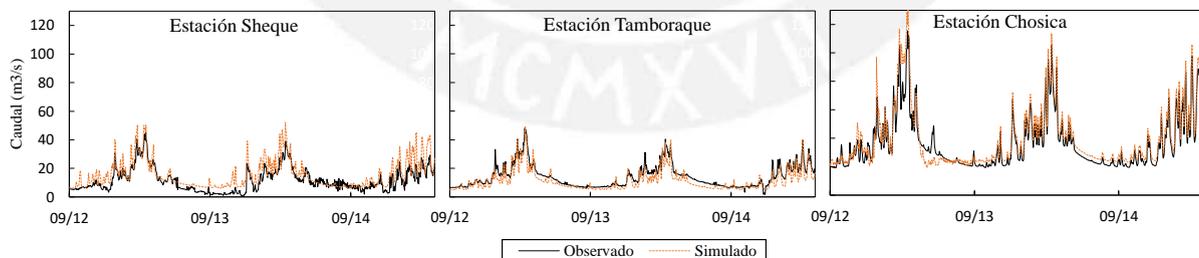


Figura 2.5: Validación del modelo GR4J a escala diaria para un periodo común (Set/12 – Ago/15).

En la etapa de calibración el modelo responde con un coeficiente de Nash-Sutcliffe de 0.78 mientras que en la etapa de validación se tiene una eficiencia de 0.79. Por otro lado, tanto los errores y el sesgo producido por el modelo se mantienen, indicando una adecuación estable (Tabla 2.3). Con la finalidad de validar con mayor robustez

el modelo GR4J se evaluó la respuesta del modelo con registros de aforos ubicados en la parte alta de la cuenca (ver Figura 2.1), tomando un periodo común para la validación. De la respuesta de las validaciones se tiene eficiencias distintas, siendo el registro de aforo de Tamboraque la de mayor eficiencia (Nash-Sutcliffe = 0.77) mientras que para la estación Sheque se observa eficiencias menores y una sobreestimación de los caudales observados (Bias = 0.53, ver 2.3 y Figura 2.5).

Esto puede ser consecuencia de un patrón de precipitación distinto en la subcuenca la cual requerirá una calibración más específica. Además, la baja densidad de estaciones en esta zona limita replicar los procesos de precipitación locales (i.e celdas de precipitación convectivas).

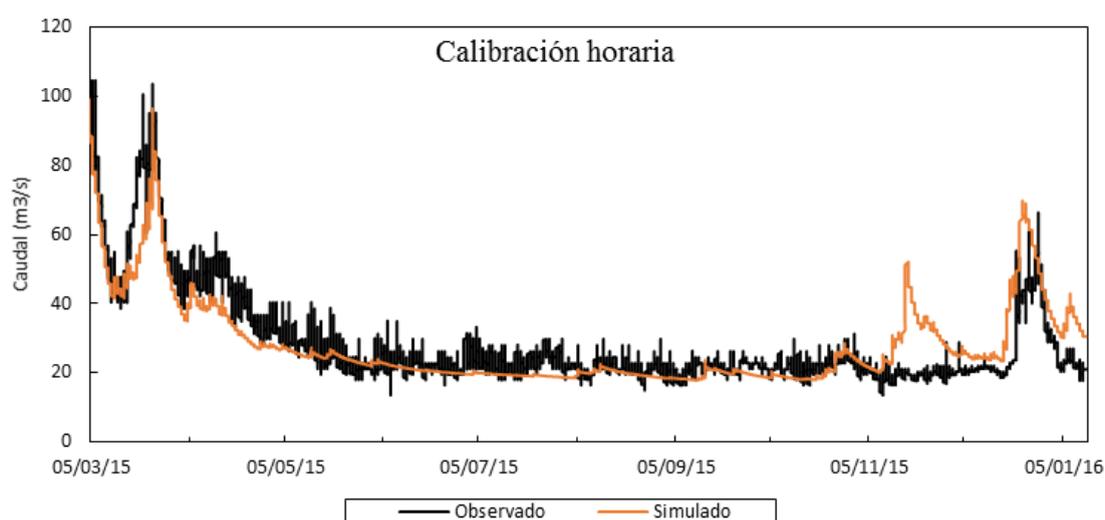


Figura 2.6: Salida del modelo GR4J a escala horario ((Mar/15 - Ene/16).

Tabla 2.3: Indicadores estadísticos de bondad.

Etapa	Estadísticos	Estaciones hidrométricas			
		Chosica Diario	Chosica horario	Sheque	Tamboraque
Calibración	Nash	0.78	0.70	-	-
	RRMSE	0.26	0.29	-	-
	Bias	0.01	-0.01	-	-
validación	Nash	0.79	-	0.60	0.77
	RRMSE	0.25	-	0.53	0.27
	Bias	-0.03	-	0.34	0.17

Los resultados obtenidos muestran que el modelo GR4J a escala horaria reproduce los hidrogramas de avenida así como los meses de estiaje, sin embargo

en estos meses el modelo no reproduce las fluctuaciones presentes (Figura 2.6). Esto es debido a que en época de estiaje existe una mayor afección a las descargas horarias debido a las regulaciones en la cuenca. El modelo a escala horaria presenta un coeficiente de Nash-Sutcliffe = 0.7 con errores de 0.29. Además, se observa una sub-estimación ligera (Bias = -0.01) al contrario del modelo a escala diaria (Tabla 2.3). Al respecto, es razonable esperar una disminución de la eficiencia debido al cambio de escala y al limitado registro de estaciones automáticas en la cuenca.

El modelo a escala horaria reproduce un hidrograma de crecida para el mes de Nov/15 el cual no es corroborado por el hidrograma de caudales observados, sin embargo los registros de precipitación así lo corroboran. Por otro lado, esto puede deberse a una mal entrenamiento por parte del modelo debido a una baja densidad de estaciones automáticas presentes en la cuenca. Una herramienta válida para suplir esta necesidad es el uso de la información de precipitación satelital, el cual con el paso de los años se está convirtiendo en una alternativa viable en el monitoreo de la precipitación y la escorrentía en países de desarrollo, como el Perú (Hossain, 2015).

Tabla 2.4: Parámetros obtenidos.

Modelo GR4J		
Parámetros	Diario	Horario
X1[mm]	6.37	7.84
X2[mm]	0.62	1.08
X3[mm]	1.00	2.46
X4[d] y [h]	1.08	2.00

Con la finalidad de evaluar la influencia de los parámetros del modelo GR4J se elaboró un análisis de sensibilidad para los parámetros obtenidos (Tabla 2.4) en la etapa de calibración para los dos enfoques de modelamiento propuesto (Figura 2.7). En donde se observa que el parámetro X1 del modelo horario presenta una mayor sensibilidad respecto al diario. En consecuencia, para valores menores a 7.8mm, del modelo horario, la eficiencia decrece drásticamente mientras que los errores se magnifican al igual que para el coeficiente de Bias. El comportamiento de este parámetro, para el modelo diario, es similar a partir de valores menores a 6.3 mm. Se observa también, que no existe influencia de este parámetro para valores mayores a 11 mm. Este comportamiento es debido a la mayor fluctuación del primer reservorio (ver Figura 2.3) por parte del modelo horario, el cual es sometido a variaciones horarias de precipitación.

Por otro lado, la pérdida de sensibilidad del parámetro X1 se justifica al comprender que para valores altos del mismo la intensidad de flujo generado (ver Figura 2.2 y Ec. 2.2) tiende a ser nula. Respecto a los parámetros X2 y X3 se observa un alto grado de sensibilidad, siendo más fluctuante la respuesta del modelo horario, lo cual es de esperarse pues estos parámetros están involucrados en la función de

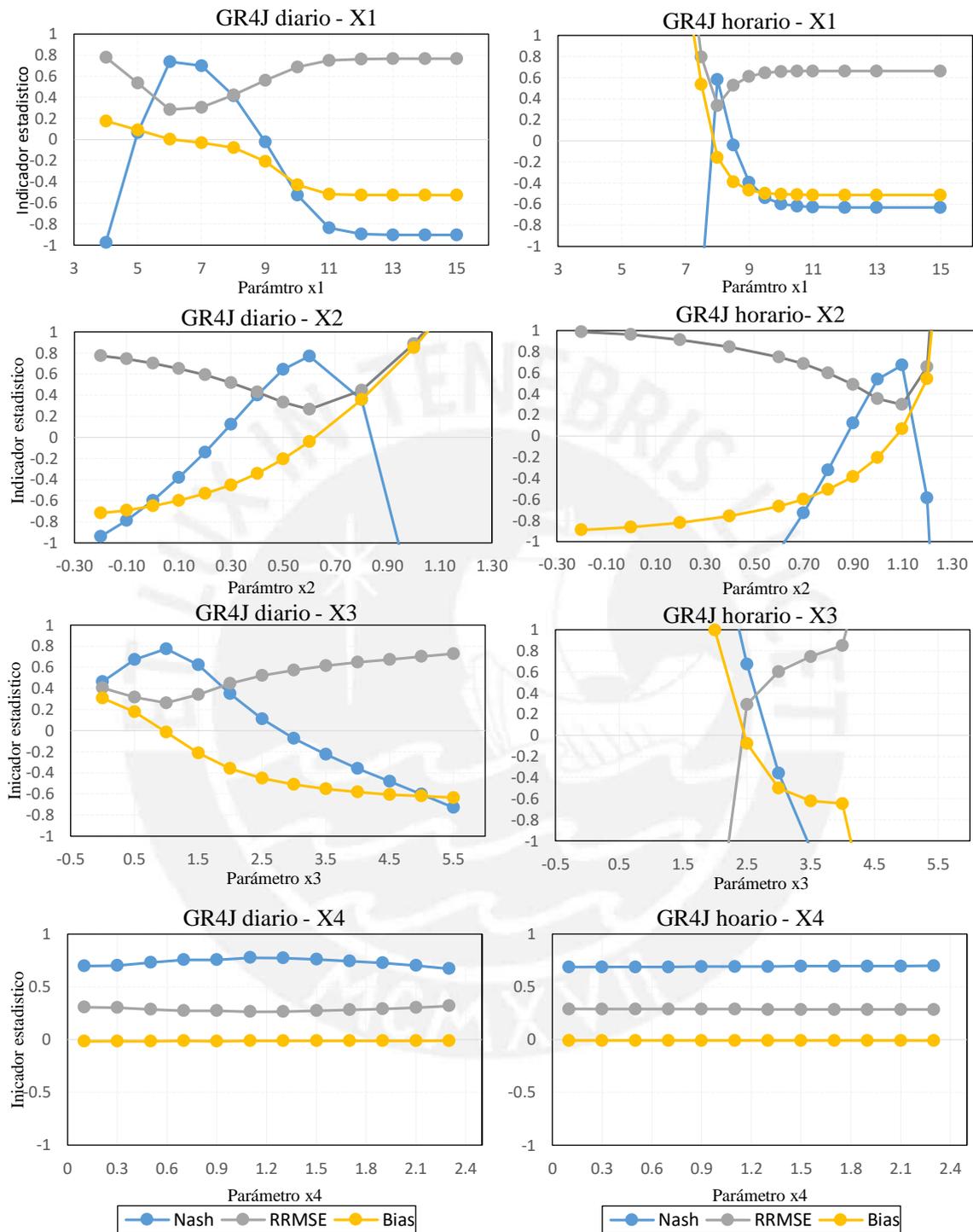


Figura 2.7: Análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo GR4J a escala diaria y horaria.

cambio iF (Figura 2.2 y Ec. 2.7). Lo cual hace más propenso a mayores variaciones en las eficiencias del modelo. El parámetro $X4$, que relaciona los HU presenta una baja sensibilidad siendo el modelo diario más sensible respecto al horario.

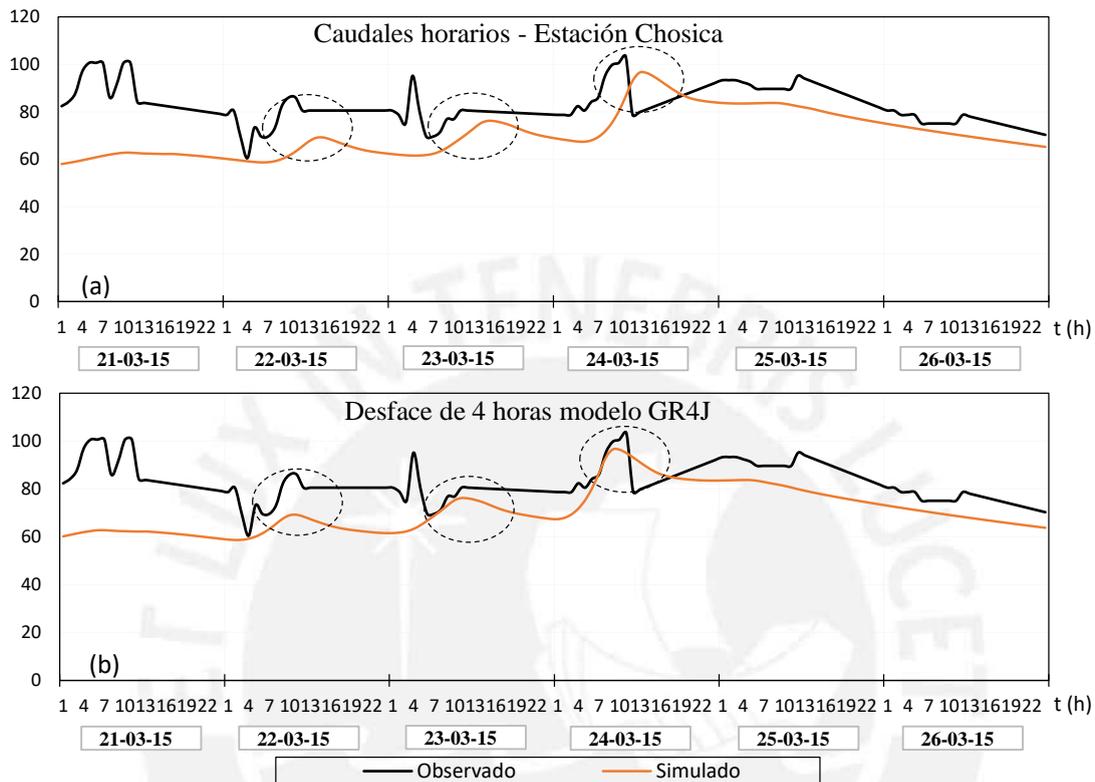


Figura 2.8: Respuesta del modelo horario frente a las descargas horarias en la estación Chosica, para los días de mayor descarga.

A partir del cambio temporal del modelo GR4J es posible analizar con mayor detalle los hidrogramas de caudales en el periodo de estudio. En la Figura 2.8a se observa el comportamiento del modelo GR4J a escala horaria y las descargas horarias registradas en la estación Chosica para los días de mayor caudal. Se observa una tendencia a subestimar por parte del modelo, así como un desfase en el tiempo de la respuesta respecto a los hidrogramas observados. Esto probablemente se justifique por el corto periodo en el proceso de calibración (~ 1 año), por lo que el modelo podría no representar toda la hidrológica de la cuenca (Clarke, 1973). Además, otro factor que probablemente justifica este proceso son las complejas regulaciones que existen en la parte alta de la cuenca (SENAMHI, 2016). Por otro lado, se encontró que existe un desfase de 4 horas (Figura 2.8b) lo cual está fuertemente relacionada a las regulaciones que presenta la cuenca y al tiempo de retardo.

2.5. Conclusiones

Los resultados sugieren que el modelo GR4J puede ser calibrado a una resolución temporal horaria obteniéndose buenos resultados; por lo que, el procedimiento seguido debe tomarse como una alternativa para la extensión y generación de series de caudales. Así también, adecuar un modelo que reproduzca la escorrentía a escala horaria permitirá monitorear con mejor detalle eventos extremos, pues en la actualidad el empleo de modelos hidrológicos para el monitoreo se limita al moldeamiento de caudales diarios. Sin embargo, debe entenderse que el procedimiento seguido es solo un ensayo y actualmente está limitado a la extensión temporal de datos climáticos en la cuenca. Esto es debido a la reciente instalación de estaciones automáticas en la cuenca, por lo que se prevé calibraciones futuras en un escenario de mayores registros.

La generación de datos a escala horaria mejorará la incertidumbre en el diseño hidrológico de obras hidráulicas, esto se traduce en una disminución del riesgo y costos asociados a las obras. Por otro lado, se ha determinado que existe un desfase de 4 horas entre la precipitación y la generación de escorrentía en la cuenca, lo cual fortalece la importancia de modelar el tránsito de la escorrentía en modelos lluvia escorrentía con pasos de tiempo horarios, pues al no tomarse en cuenta se pueden incurrir en errores.

Capítulo 3

Reproducción digital de la topografía de un río poco profundo aplicando las técnicas Structure-from-motion y la optical-bathymetric-mapping

3.1. Resumen

En la actualidad el Perú presenta limitaciones en la disponibilidad de datos geomorfológicos de ríos. Equipos sofisticados como los LIDAR y Laser Scanning tienen el potencial de remontar estas limitaciones, en tanto reproducen la topografía de extensas áreas con gran precisión. Sin embargo, el alto costo de estos equipos limitan su uso. Por otro lado, el desarrollo de vehículos de vuelo no tripulados (UAVs, Acrónimo en inglés de Unmanned Aerial Vehicle) permite hoy registrar áreas extensas con gran precisión y calidad y unidas a ordenadores sofisticados hacen factible el uso de la técnica structure-from-motion (SfM). La técnica permite la generación de modelos de elevación digital (MED) con un coste menor y con similares precisiones que los equipos LIDAR y Laser Scanning. El estudio se orienta a la evaluación de la técnica SfM para la generación de la batimetría de un tramo del río Rímac de 1.1 km de longitud ubicado en la provincia de Lima, Perú. Para tal fin, se obtuvieron fotografías aéreas mediante un UAV, puntos de control topográfico y mediciones de la cota del fondo del cauce. Así, se generó un modelo discreto (i.e., nube de puntos densa, NPD) del área de estudio que no sólo proporciona información de ubicación espacial del terreno, sino también información de los espectros del modelo de color RGB (acrónimo en inglés de Red, Green and Blue). La NPD fue calibrada a partir de la información espacial de los puntos de control topográfico, encontrándose errores menores a 0.29 m en el MED. A partir de un análisis de sensibilidad se determinó que los errores medios más altos se establecen

al considerar una separación media de $5B$ (B es el ancho del canal) de los PCs. Además, siguiendo el criterio denominado optical-bathymetric-mapping se formuló un modelo empírico lineal con la finalidad de reproducir la forma del fondo del río a partir de la información obtenida por el SfM. Corregida la NPD para el fondo del río, se incorporó la NPD de las zonas no inundadas con el fin de generar el MED final, con una resolución de 0.5 m, a partir de una interpolación espacial. A la luz de los resultados, el SfM tiene el potencial para generar información morfológica requerida en modelos hidráulicos 2D y 3D.

3.2. Introducción

Gran parte de la población de la provincia de Lima, la cual representa cerca del 30 % de la población peruana (INEI, 2007), está asentada en zonas potencialmente vulnerables. Uno de los problemas recurrentes es el flujo de escombros y el desborde de los ríos en épocas de crecidas en diversos distritos de la provincia (Desinventar, 2013). Por lo que, acortar las brechas en cuanto a la falta de información morfodinámica fluvial se hace apremiante. Así, se presenta la técnica Structure-from-motion (SfM) (Javernick et al., 2014; Woodget et al., 2015) la cual unida a la optical bathymetric-mapping (OBM) (Westoby et al., 2012; Winterbottom and Gilvear, 1997) tiene el potencial de remontar estas limitaciones.

Uno de los principales inconvenientes para la aplicación del SfM fue la dificultad por registrar imágenes aéreas y el alto gasto computacional que se demanda para procesar las imágenes. En la actualidad el desarrollo de las computadoras y de los vehículos de vuelo no tripulados (desde ahora, UAVs) permiten reducir estos inconvenientes. Por otro lado, estudios previos concluyen que la reproducción digital de la topografía es factible a partir de equipos sofisticados (i.e. Laser Imaging Detection and Ranging o equipos Terrestrial Laser Scanning), los cuales minimizan los errores y disminuyen los tiempos de medición (Bryant and Gilvear, 1999; Wheaton et al., 2010). Sin embargo, el alto costo de estos equipos dificulta el acceso a su uso, por lo que la aplicación del SfM es una alternativa para minimizar costos (Plitt, 2015), sin perder precisión y resolución en la generación de modelos de elevación digital (MED) (Woodget et al., 2015).

En ese contexto, la aplicación del SfM es una gran alternativa si se desea conocer la topografía de extensas áreas y además, unida a la Optical-bathymetric-mapping, tiene el potencial de reproducir la morfología de ríos poco profundos, como es el caso de los ríos en la costa peruana. El estudio describe los resultados preliminares obtenidos al aplicar estas dos técnicas en un tramo del río Rímac. Se evalúa la exactitud y resolución para la obtención de un MED.

3.2.1. Structure-from-motion

A partir del desarrollo de las computadoras y de la necesidad por tener una mayor resolución y exactitud en la generación de modelos tridimensionales, a inicios de los 90 se empezó a automatizar la técnica, denominada, Structure from Motion (SfM) (Boufama et al., 1993; Spetsakis and Aloimonos, 1991; Zeliski and Kang, 1994). La técnica se basa en los principios de la fotogrametría, la cual permite conocer la forma tridimensional a partir de fotografías en 2D. Ella requiere de la ubicación geográfica de fotografías del área de interés así como de la inclinación de la cámara y de puntos de control georeferenciados para realizar procesos de triangulación lo cual da lugar a la generación de un modelo de elevación digital (MED) de terreno. En cambio el SfM es capaz de reconstruir una imagen 3D sin la necesidad a priori de lo descrito anteriormente, siendo necesario solo imágenes 2D del área de interés (Snavely, 2009). Sin embargo, para disminuir los errores de referenciación es necesario contar con puntos de control georeferenciados por un GPS si el área de interés es extensa, como es el caso en este estudio.

Estudios realacionados a la generación de bancos de ríos, erosión glaciología, cuatificación de superficie de glaciares, fueron posibles gracias a la aplicación de técnicas fotogramétricas (Barker et al., 1997; Brasington et al., 2003; Haneberg, 2008; Marzloff and Poesen, 2009). Por otro lado, en la actualidad diversos softwares han sido desarrollados para automatizar los procesos del SfM así tenemos al SFMToolkit3 (Astre, 2010) y el Agisoft PhotoScan (AgiSoft, 2016). Este último ha sido usado para la realización de este artículo.

3.2.2. Optical-bathymetric-mapping

La Optical-bathymetric-mapping (OBM) es una relación empírica (Ec. 1) entre las mediciones realizadas en campo de cotas del fondo de ríos poco profundos e información espacial de las bandas de frecuencia (e.g. en el estudio, el modelo de colores RGB), proporcionadas por el procesamiento de imágenes del área de interes (Lyon et al., 1992; Winterbottom and Gilvear, 1997). Ella tiene sus bases en el desarrollo de técnicas para la reproducción de la forma de fondo de estuarios a partir de la correlación de los espectros de luz, con las mediciones de la cota de fondo (Cracknell et al., 1982; Lyzenga, 1978) y fue propuesta por Lyzenga (1981).

$$Z_{fondo} = f(Z_{modelo}, \ln(B_i)) \quad (3.1)$$

Así se presenta la Ec. 3.1 donde Z_{fondo} es la cota de fondo del caude, Z_{modelo} es la cota del espejo del agua obtenida por procesos fotogramétricos a partir de fotografías y B_i es el registro de los espectros de frecuencia de las imagenes.

Estudios recientes han demostrado el potencial de esta técnica para generar la batimetria de ríos con poco tirante y con mínima turbidez, empleando fotografías aéreas y mediciones puntuales de la forma del fondo (Javernick et al., 2014; Williams et al., 2013).

3.3. Datos y métodos

En la presente investigación se ejecutó trabajos de campo y gabinete (Figura 3.1). El trabajo de campo se dividió en tres etapas, a saber: [1]. La medición de secciones en el cauce de estudio, las cuales tuvieron una separación de 20 m. [2] Monumentación de hitos de concreto a lo largo del tramo de estudio los cuales corresponden a la localización de puntos de control topográfico (PC). [3] Obtención de fotografías aéreas del tramo de estudio a partir del uso de un UAV en dos días vuelo.



Figura 3.1: Esquema de la metodología seguida.

El trabajo de gabinete inició con la generación de la nube de puntos densa (NPD) mediante la técnica SfM. La NPD fue calibrada a partir de los PC ubicados a lo largo del cauce. Por otro lado, siguiendo el criterio de la OBM se generó seis modelos de regresión múltiple que relacionan la forma del fondo del río observadas en campo, las cotas obtenidas por la NPD y los valores del modelo de colores RGB (acrónimo en inglés de Red, Green and Blue). El modelo empírico generado fue validado con cotas observadas encontrándose eficiencias de $R > 0.9$. Corregida la NPD correspondiente a la forma de fondo esta fue interpolada junto con NPD de las áreas no inundadas para la obtención de un MED.

3.3.1. Área de estudio

El área de estudio comprende un tramo de 1100m del río Rímac, el cual políticamente está inscrito en el distrito de Lurigancho-Chosica, provincia y departamento de Lima. El tramo en mención está ubicado entre las coordenadas [S11° 56' 38.4" - O76° 42' 7.2"] y [S11° 56' 20.4" - O76° 41' 45.6"] y entre los puentes Cantuta y Papelera. El tramo de estudio pertenece al curso principal de la cuenca del Rímac, subcuenta Medio Bajo Rímac (Figura 3.2).

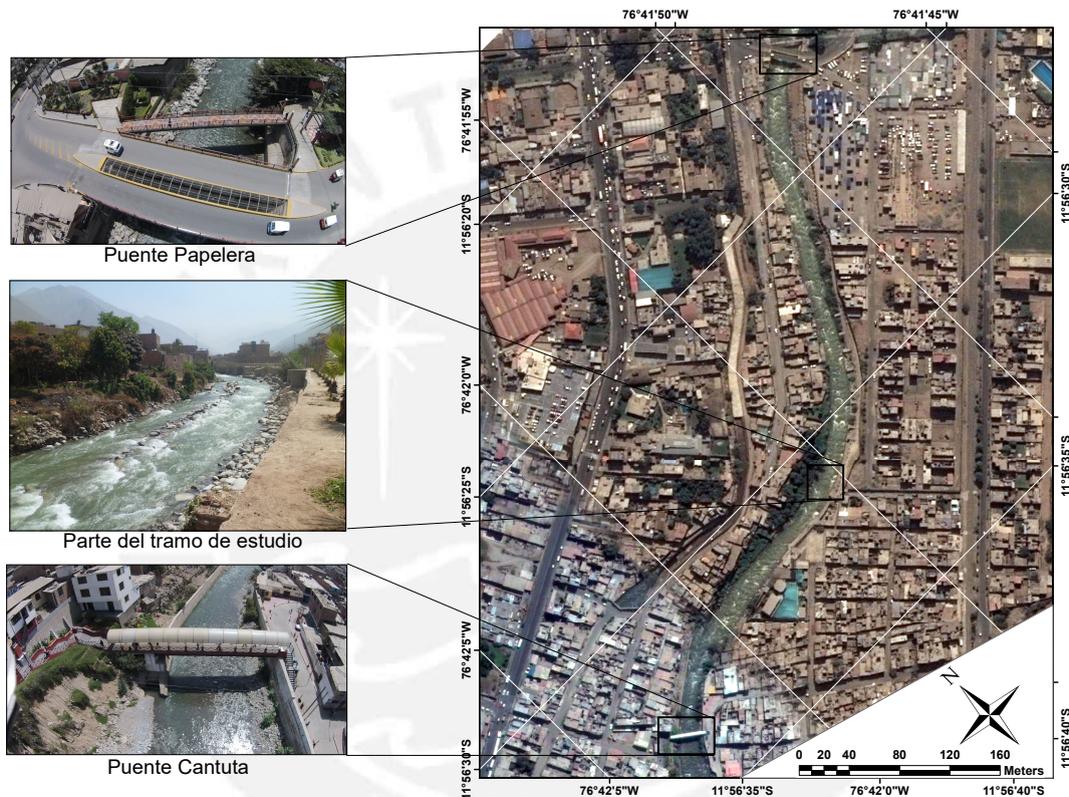


Figura 3.2: Área de estudio y ubicación de los puentes que limitan el tramo de estudio.

El tramo presenta un espejo de agua promedio de 30 m, además el caudal promedio en estiaje es de 16 m³/s mientras que en avenidas el valor promedio es de 90 m³/s llegando a sobrepasar los 100 m³/s en años húmedos. Además, según registro de pluviometría en la zona la precipitación es de intensidad baja superando en algunos años los 10 mm (base de datos del Senamhi). El área de estudio se muestra altamente urbanizada, y ha sido afectada por inundaciones y huaycos, según registros (Desinventar, 2013).

3.3.2. Recolección de datos campo

Trabajos de campo fueron necesarios y estuvo a cargo de un equipo multidisciplinario, demandándose tres días de labores. El trabajo de campo inició con la puesta de 5 de puntos de control (PC) cada 200 m a lo largo del tramo de estudio (Figura 3.3). Los PC fueron enmarcados en monumentos de concreto de 50x50 cm (Figura 3.4a), con la consigna de ser visibles en las fotografías aéreas. La ubicación geográfica de los PC presenta errores en el margen de 5 cm siendo de orden “C” según la clasificación Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas adoptada por el Instituto Geográfico Nacional del Perú. Además, se realizó la medición de 40 secciones cada 20m a lo largo del tramo (Figura 3.3 y 3.4b).



Figura 3.3: Ubicación de los PC y mediciones batimétricas en el área de estudio.



Figura 3.4: (a) Hito de concreto ubicado en el margen derecho del cauce. (b) Medición de una las secciones del tramo estudio. (c) UAV empleado para el registro de fotografías aéreas.

Para el registro de fotografías aéreas se empleó un UAV de la serie Phantom 2 Vision +, el equipo posee una cámara incorporada de 14 Megapíxeles con una resolución de 4384×3288 (DIJ, 2015), mostrando una gran estabilidad para la toma de fotografías aéreas. En total se tomó 870 fotografías entre vuelos altos y bajos a 50 y 20 m de altura, respectivamente (Figura 3.4c).

3.3.3. Procesamiento de la información

El trabajo de gabinete inició con la alineación de las fotografías registradas en campo, esto permitió obtener una mayor claridad en la estimación de los parámetros iniciales de la posición de la cámara empleada para el registro de las fotografías aéreas en el UAV empleado. Como consecuencia, un registro de nube de puntos (NP) fue generado, con esta información se inicializó el algoritmo SfM para la generación de un nube de puntos densa (NPD) que al igual que la NP guardan información espacial del tramo de estudio e información numérica del modelo de colores RGB (Figura 3.5).

La generación de la NPD requirió cerca de 36 horas de procesamiento para su generación y se realizaron diferentes esquemas para procesamiento. Además, se asignó los parámetros estimados en la alineación de las fotografías. Cabe resaltar, que para el procesamiento se empleó una Workstation de 128 Gb Ram y 4Gb de tarjeta gráfica, por lo que se recomienda en trabajos similares tomar las precauciones en cuanto a la consideraciones de Hardware a emplear.

Tabla 3.1: Coordenadas de los PC y errores encontrados luego de la corrección de la NPD.

PC	Ubicación geográfica UTM			Errores en el modelo			Error total (m)
	X (m)	Y (m)	Z (m)	X (m)	Y (m)	Z (m)	
1	315 224.02	8 679 537.09	831.95	-0.123	-0.182	0.117	0.24
2	315 193.39	8 679 499.54	831.90	0.309	-0.021	-0.09	0.32
3	315 124.75	8 679 391.60	830.18	-0.032	0.278	-0.201	0.35
4	315 032.75	8 679 294.82	828.74	-0.200	0.175	-0.086	0.27
5	314 861.41	8 679 283.50	824.44	0.049	-0.246	-0.086	0.26
RSME	-	-	-	0.176	0.201	0.124	

Procesos de corrección fueron realizados, para ello se empleó los puntos de control (PC) monumentados en las laderas del tramo de estudio (Figura 3.3), lo cual permitió corregir el modelo de puntos (NPD) y minimizar los errores, encontrándose errores en el rango de [0.02 - 0.30 m] como se muestra en la Tabla 3.1. Además, para evaluar los errores medios por cada coordenada, se empleó la raíz del error medio cuadrático RMSE (Feyen et al., 2000) como indicador estadístico. Así, en la Tabla 3.1 se observa que los mayores errores se encuentran en el eje Y, mientras que los menores errores se encuentran en el eje Z. Además, siendo las mediciones de las coordenadas mayor igual al rango de las centenas los errores encontrados son aceptables y menores a 1%. Por otro lado, se realizó un análisis de sensibilidad a partir de las diferentes consideraciones de los PC en la corrección de la NPD, encontrándose que los errores tienden a disminuir al no considerar los PC en el extremo de la NPD. Además, se determinó que los errores medios más altos se establecen al considerar

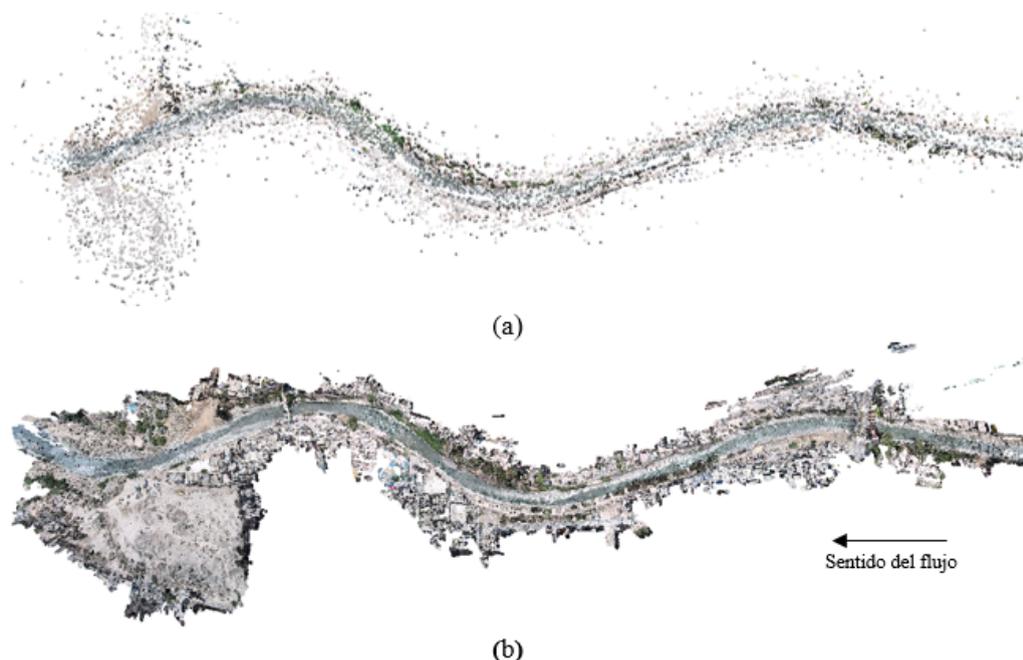


Figura 3.5: (a) Nube de puntos NP y (b) Nube de Puntos Densa NPD.

una separación media de los PC de $5B$, siendo B el ancho del canal.

3.3.4. Análisis de sensibilidad de los puntos de control

Con la finalidad de evaluar la respuesta del NPD respecto a la ubicación de los PC se generó cuatro escenarios de calibración alternando la eliminación de un PC para cada caso. A partir de cada escenario se obtuvieron diferentes errores para cada PC. Los resultados obtenidos muestran que los menores errores en promedio son para el escenario 1, el cual no considera el PC-5 el cual se ubican en el límite aguas abajo del tramo de estudio (Tabla 3.2). Además, eliminando los puntos ubicados al extremo aguas arriba del tramo de estudio, se obtiene errores menores, como es el caso del escenario II y IV. Por otro lado, los errores obtenidos en los cuatro escenarios, son menores a los obtenidos en el modelo original, el cual considera los 5 PC.

Tabla 3.2: Cuadro de errores a partir de la calibración de la NPD.

Caso I			Caso II			Caso III			Caso IV		
PC	Altitud [m]	Error [m]	PC	Altitud [m]	Error [m]	PC	Altitud [m]	Error [m]	PC	Altitud [m]	Error [m]
1	831.95	0.243	2	831.91	0.276	1	831.95	0.203	1	831.95	0.203
2	831.91	0.256	3	830.18	0.270	3	830.18	0.318	2	831.91	0.318
3	830.18	0.159	4	828.74	0.294	4	828.74	0.311	4	828.74	0.311
4	828.74	0.096	5	824.44	0.251	5	824.44	0.203	5	824.44	0.200
Total	-	0.189	-	-	0.272	-	-	0.259	-	-	0.258

En la Figura 3.6 se observa gráficamente la ubicación espacial de los PC y los errores asociados a ellos. Se puede observar claramente que los errores son menores para los PC en el escenario I (línea naranja) respecto a los demás casos. Además los errores considerando todos los PC (línea verde) presentan similar magnitud que para los escenarios II, III y IV. En la figura también se observa que para el escenario III (línea amarilla), el cual elimina el PC ubicado al extremo aguas arriba del tramo de estudio, presenta errores menores a los extremos que para los escenarios II y IV.

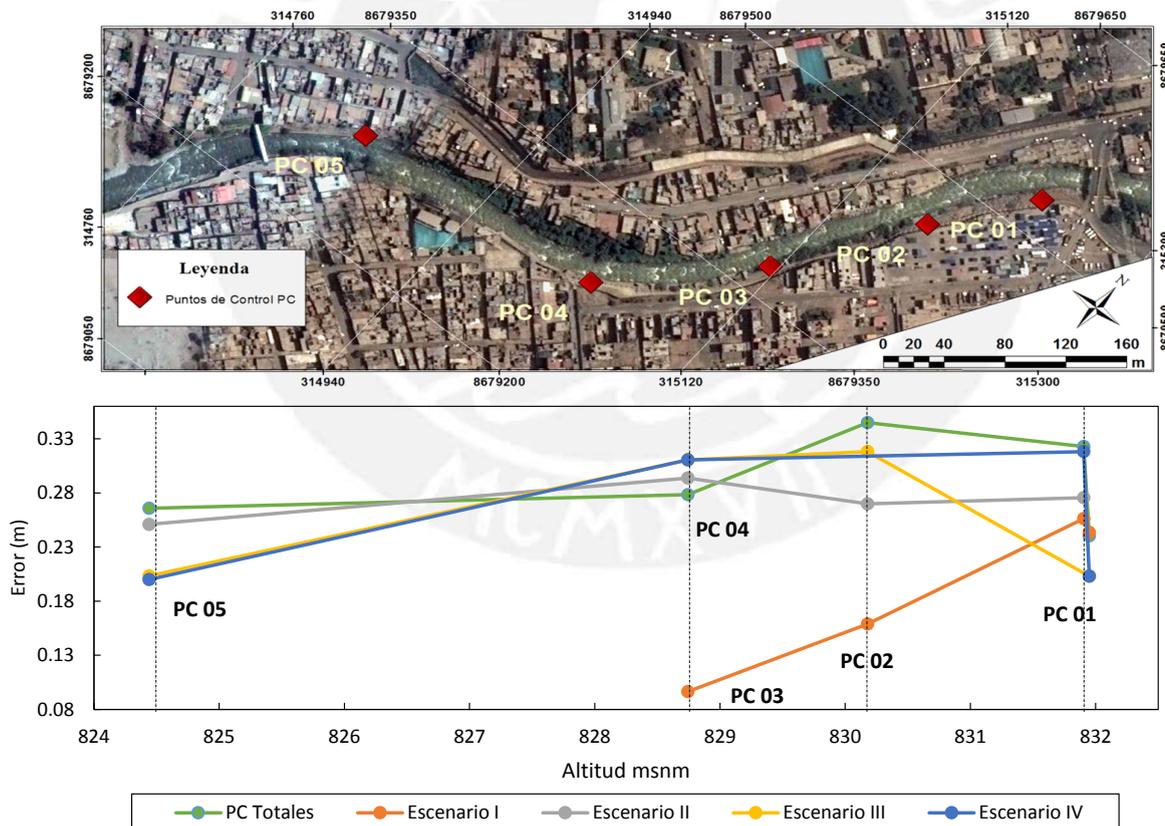


Figura 3.6: Ubicación de los PC y Errores obtenidos por cada escenario.

3.3.5. Generación de la batimetría del tramo de estudio

A partir de la corrección del modelo de puntos, la NPD fue dividida en dos partes, siendo una de ellas correspondiente a el área del terreno inundado, con el objetivo de reproducir la batimetría del tramo de estudio. Para tal fin, se empleó la OBM, técnica descrita anteriormente (Winterbottom and Gilvear, 1997).

Es así, que siguiendo el criterio de la OBM se construyó diferentes modelos empíricos lineales a partir de la información de la altitud registrada en el modelo, su correspondiente medición en campo y los valores de los espectros de colores del modelo RGB; siendo la variable independiente en el modelo empírico (ME) las cotas medidas campo. El objetivo fue reproducir la batimetría del tramo de estudio a partir de la NPD de las áreas inundadas, las cuales guardan información de las cotas del espejo de agua. Los modelos empíricos (MEs) fueron construidos a partir de 340 cotas batimétricas registradas en el trabajo de campo (Figura 3.3c), empleándose 250 mediciones para la generación y los restantes para la validación de los MEs (Figura 3.8).

El modelo de colores RGB fue obtenido a partir de la aplicación del SfM, el mismo presenta una distribución espacial del área de estudio, para los fines de este estudio el modelo que es un archivo Grid, ha sido acotado solo para las áreas inundadas. A continuación, se ha exportado los valores de las bandas de color, los cuales presentan valores de 0 y 255. En la Figura 3.7 se presenta la correlación en pares de las bandas de color. Se observa una fuerte correlación, siendo las bandas rojo y verde y verde y azul las de más alta correlación ($R=0.94$).

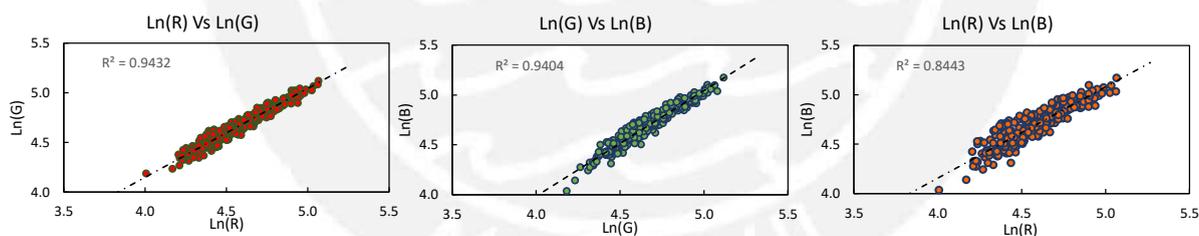


Figura 3.7: Diagrama de dispersión entre las bandas RGB para los 340 puntos medidos en campo.

En la Tabla 3.3 se muestra un resumen de las eficiencias obtenidas por cada modelo empírico calculado. Podemos notar que existe un mayor error para los modelos de menores parámetros. Tanto el coeficiente de determinación (R^2) como el error presentan una variación porcentual baja de 1.7 % y 22 % y de 0.8 % y 7.7 % para la etapa de calibración y validación, respectivamente.

Es así que el modelo empírico ME con 4 parámetros (Ec. 3.2) fue seleccionado para la corrección de la NPD de las áreas inundadas. El ME relaciona las tres bandas de color con las cotas obtenidas del espejo de agua. Cabe resaltar que un modelo con eficiencias similares considera las bandas verde y azul.

Tabla 3.3: Indicadores de eficiencia para los modelos empíricos generados.

		Variables del modelo de regresión múltiple					
	Estadísticos	Z*,R	Z*,G	Z*,B	Z*,R,G	Z*,G,B	Z*,R,G,B
Ajuste	R2 (%)	95.6	95.8	96.1	96.7	96.9	97.3
	RRSME	0.95	0.92	0.89	0.82	0.79	0.74
Validación	R2 (%)	95.7	95.7	95.7	96.3	96.2	96.5
	RRSME	0.91	0.91	0.91	0.85	0.87	0.84

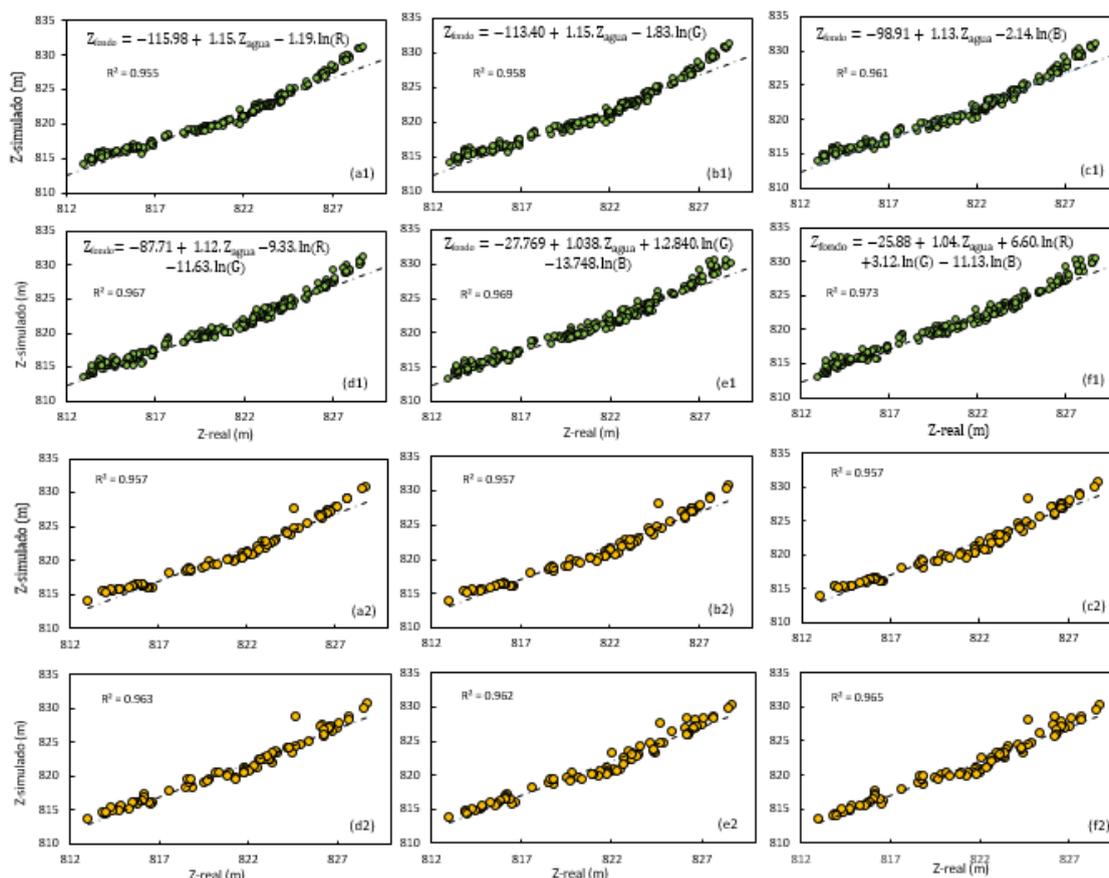


Figura 3.8: Modelos empíricos lineales generados.

Como se observa en las figuras 3.8a1-f1 se presentan seis modelos empíricos, generados a partir de la combinación de la información de las banda del modelo RGB, dejando constante las cotas batimétricas. Se observa que en la etapa de calibración la eficiencia de los MEs están por encima de 0.9 de su coeficiente de determinación (R2), existiendo variaciones menores a 0.1 de R2. Por otro lado, en la etapa de validación las eficiencias disminuyen ligeramente (menos del 0.1 de R2), mostrando estabilidad para su extrapolación (figuras 3.8a2-f2).

El modelo empírico seleccionado (Ec. 3.2) corresponde a la figura 3.8f y considera las tres bandas de color así como las cotas batimétricas. El ME presenta una eficiencia 0.97 de R^2 para la etapa de calibración y 0.96 para la etapa de validación. Cabe resaltar, que las eficiencias son altas debida a la poca profundidad de las aguas (menor a 25 cm). Sin embargo, se sabe que estas eficiencias pierden efectividad para tirantes mayores a 1.2 m (Winterbottom and Gilvear, 1997), por lo que debe considerarse el registro de fotografías en épocas de estiaje, en donde además la turbidez de las aguas que escurren es mayor, favoreciendo el empleo de la OBM.

3.3.6. Evaluación del SfM para la generación del fondo de un canal experimental

Se presenta los resultados obtenidos al aplicar el SfM en un canal de laboratorio con fondo de arena, para reproducir las ondulaciones formadas por el paso del un flujo de agua. Lo presentado a continuación pertenece a un reporte realizado dentro de un trabajo de colaboración realizado con la Technische Universität Braunschweig, Alemania.

3.3.6.1. Ubicación de puntos de control y fotografías del canal

Para la aplicación del structure-from-motion se precedió a alinear las fotografías (82 en total). En este paso se generó la nube de puntos (NP) representativa del canal (Figura 3.9). Como se observa el SfM no reproduce las paredes de vidrio por ser transparente, mas si el fondo de canal.

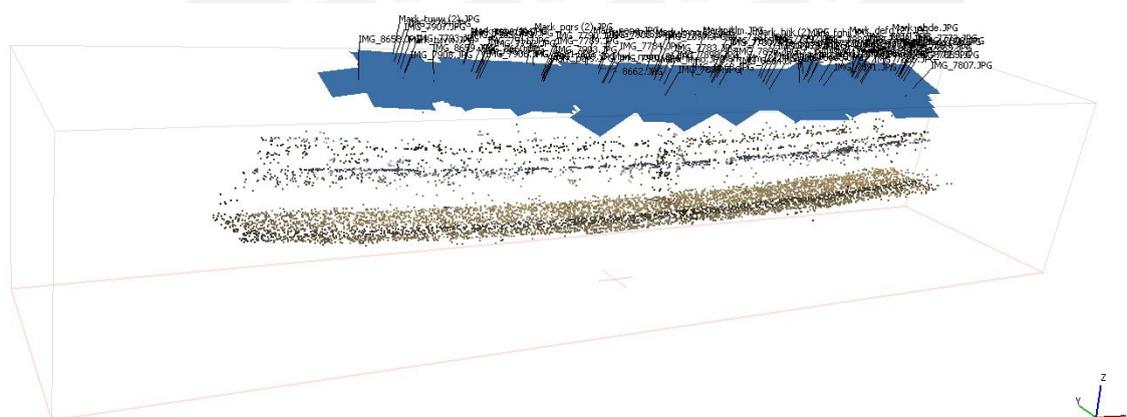
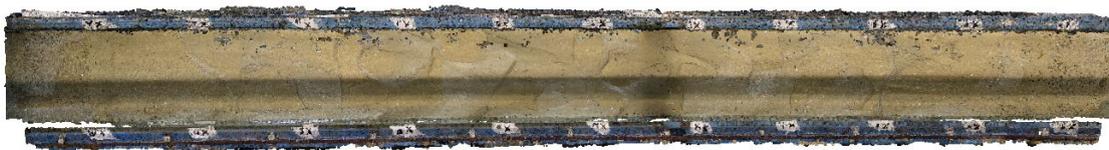


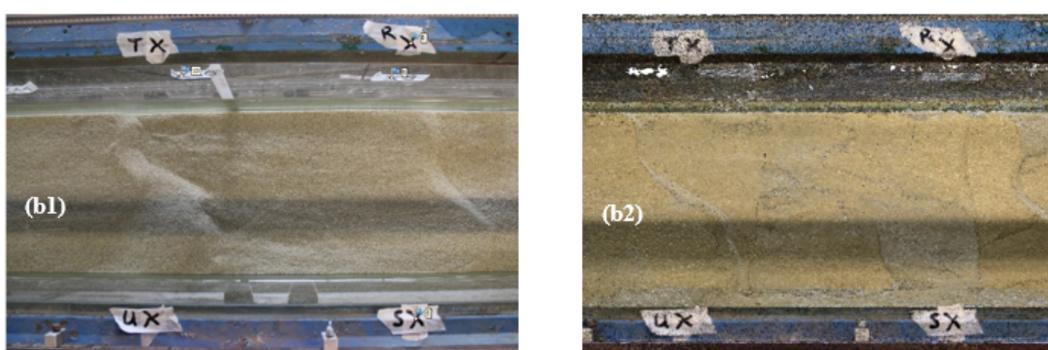
Figura 3.9: Nube de puntos representativa del fondo del canal.

A partir de la aplicación del SfM a la NP se generó la nube de puntos densa (NPD). En la Figura 3.10a se muestra la NPD de la forma del fondo del canal, cabe resaltar que los puntos guardan información espacial de ubicación geográfica. En la Figura 3.10b se muestra la ubicación de los PC, se puede observar un gran detalle

por parte de la NPD, lo cual permitirá minimizar procesos de interpolación en la NPD.



(a) Nube de puntos densa (NPD) del canal.



(b) Ubicación de los puntos de control en la NPD.

Figura 3.10: Modelo discreto del área de estudio.

3.3.6.2. Calibración del modelo y generación de la forma del fondo del canal experimental

Como tercer paso se corrigió el modelo de NPD a partir de los puntos de control ubicados alrededor del modelo (Figura 3.10b1 y Figura 3.11) los cuales fueron luego ubicados en una escala relativa a partir de una medición clásica en laboratorio. Con el fin de evitar problemas de distorsión en el modelo se empleó 12 de 22 puntos ubicados en el fondo del canal y 3 de 10 puntos ubicados en la pared del canal (Tabla 3.4). En la Figura 3.11 se observa 12 puntos de control alrededor del fondo del canal, los cuales sirvieron para realizar procesos de calibración automática empleando el software Agisoft Photoscan para tal fin (AgiSoft, 2016).

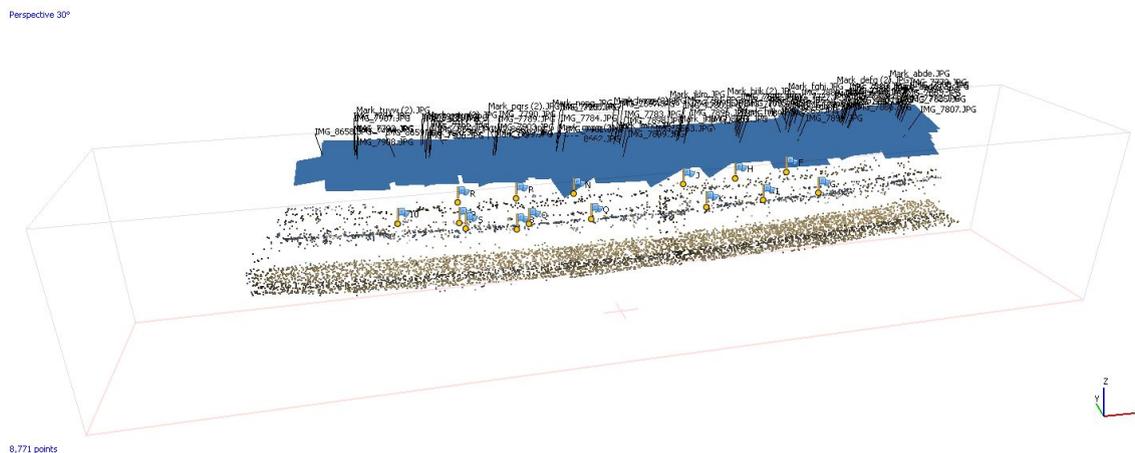


Figura 3.11: Ubicación de los puntos de control a lo largo de la NPD.

Tabla 3.4: Coordenadas de los PC en el canal.

PC	Observado			Modelo			Error relativo		
	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z
[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]
8	3.000	0.300	0.246	2.997	0.304	0.238	0.001	0.014	0.033
9	2.700	0.300	0.307	2.701	0.304	0.305	0.001	0.012	0.006
10	2.400	0.300	0.325	2.399	0.302	0.336	0.000	0.007	0.032
F	4.500	0.315	0.410	4.496	0.312	0.417	0.001	0.009	0.017
G	4.500	-0.020	0.410	4.506	-0.016	0.422	0.001	0.276	0.028
H	4.200	0.318	0.410	4.196	0.315	0.407	0.001	0.009	0.006
I	4.200	-0.015	0.410	4.204	-0.013	0.411	0.001	0.157	0.003
J	3.900	0.314	0.410	3.899	0.309	0.403	0.000	0.016	0.018
K	3.900	-0.015	0.410	3.900	-0.014	0.403	0.000	0.054	0.018
N	3.300	0.313	0.410	3.299	0.313	0.404	0.000	0.001	0.016
O	3.300	-0.016	0.410	3.304	-0.017	0.404	0.001	0.061	0.016
P	3.000	0.313	0.410	2.998	0.310	0.408	0.001	0.008	0.004
Q	3.000	-0.015	0.410	3.000	-0.016	0.407	0.000	0.057	0.007
R	2.700	0.311	0.410	2.703	0.310	0.416	0.001	0.002	0.015
S	2.700	-0.016	0.410	2.700	-0.018	0.417	0.000	0.100	0.016
Promedio							0.001	0.052	0.016

En la tabla 3.4 se observan las variaciones entre los valores espaciales de los puntos de control y los del modelo discreto obtenido a partir del SfM. Se encontraron errores en el orden de 23 mm en promedio, siendo el eje Z el de mayor error (16 mm).

Con la finalidad de disminuir los errores, se realizó un proceso de optimización, es así que se presentan los errores finales luego de este proceso (Tabla 3.5). Se encontró que los errores medidos a partir de dos indicadores, el primero de ellos es el error medio

cuadrático el cual sirvió para evaluar el RMSE para cada eje y usado anteriormente. Además, se empleó la raíz de la suma de los cuadrados (RSSE). Se determinó que los errores disminuyeron en un 50 % en promedio, siendo positivo para los objetivos del presente trabajo.

Tabla 3.5: Error en los Puntos de control.

PC	X	Y	Z	RSSE
[m]	[m]	[m]	[m]	[m]
8	-0.00288	0.00412	-0.00796	0.00941
9	0.00146	0.00378	-0.00196	0.0045
10	-0.00065	0.00218	0.01063	0.01087
F	-0.00428	-0.00271	0.00719	0.0088
G	0.00578	0.00432	0.01165	0.0137
H	-0.00428	-0.0027	-0.00257	0.00568
I	0.00371	0.00204	0.00138	0.00446
J	-0.00148	-0.00501	-0.00734	0.00901
K	-0.00032	0.00077	-0.00707	0.00712
N	-0.0014	0.00019	-0.00631	0.00646
O	0.00374	-0.00104	-0.00634	0.00743
P	-0.00171	-0.00263	-0.00164	0.00354
Q	-0.00033	-0.0009	-0.00269	0.00286
R	0.00262	-0.00063	0.00641	0.00695
S	0.00003	-0.00177	0.00661	0.00685
RMSE	0.00286	0.00273	0.00661	0.0077

3.4. Resultados y discusión

3.4.1. Modelo: tramo del río Rímac

Del proceso de corrección de la NPD se determinó un error promedio de 29cm siendo los menores errores para la coordenada Z con un error medio de 12cm (Tabla 3.1). Al respecto, es importante la obtención de un error bajo para la altitud, debido a que errores mayores no reflejarían la pendiente ni el tirante de agua. Además, los resultados obtenidos en la etapa de calibración muestran errores ligeramente mayores en la coordenada Y. Los PC 2 y 3 presentan los mayores errores. Esto puede deberse a la inclinación de las fotografías o la mayor superposición de las fotografías al centro del tramo de estudio, lo que puede originar mayor ruido en las zonas no inundadas. Debe recordarse que el flujo en el río varía con el paso de las horas debido a las regulaciones.

$$Z_{fondo} = -25.88 + 1.04 * Z_{modelo} + 6.60 * \ln(R) + 3.12 * \ln(G) - 11.13 * \ln(B) \quad (3.2)$$

En la Ec. 3.2 se presenta la el ME empleado para la corrección de la NPD de las áreas inundadas, el modelo requiere como input los registros de las cotas del

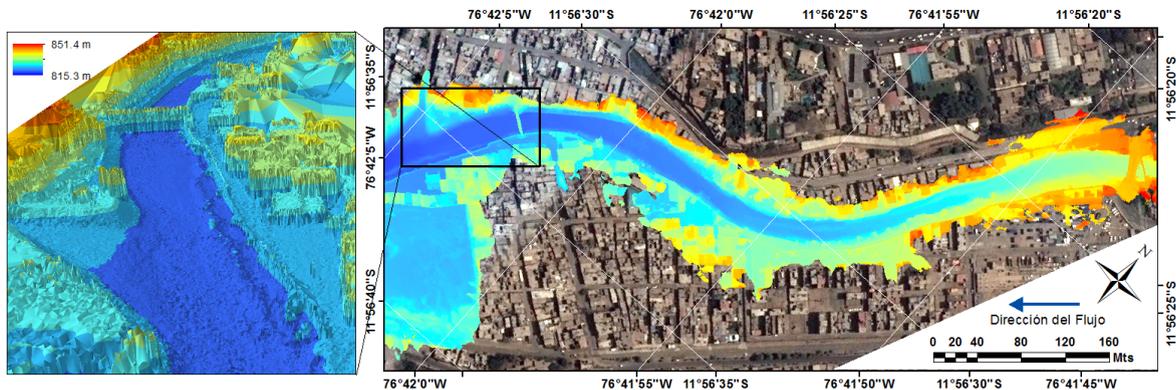


Figura 3.12: Modelo de elevación digital final.

modelo de puntos y los valores de las tres bandas de colores RGB. Corregida la NPD correspondiente a la forma de fondo del tramo de estudio, esta fue interpolada junto con la NPD de las áreas no inundadas para la obtención de un Modelo de elevación digital MED (Figura 3.12). Cabe resaltar que el MED fue elaborado con una resolución espacial de 0.5m, sin embargo la resolución espacial de la NPD se encuentra en el orden de 0.01 m. La resolución elegida para el MED están en función de los errores encontrados por cada PC siendo estos en promedio 0.29 m.

3.4.2. Modelo: canal experimental

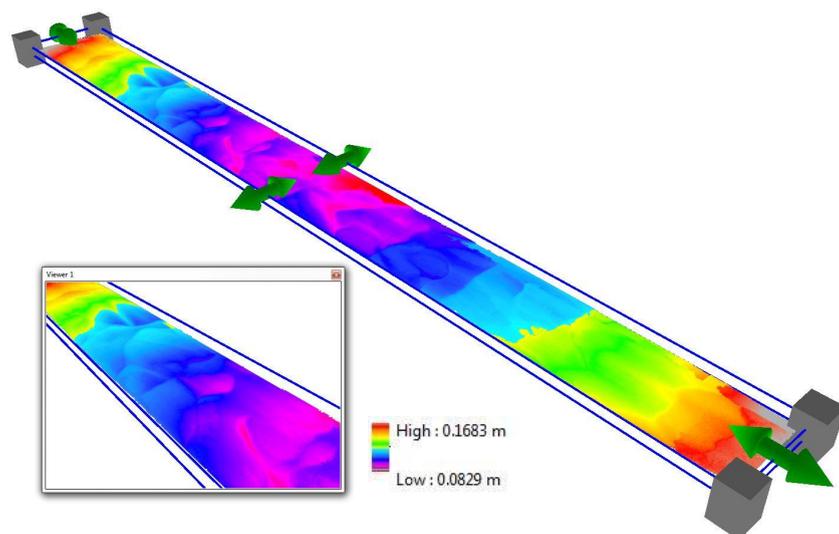


Figura 3.13: Modelo final.

Los resultados de la calibración muestran que los errores se encuentran en promedio por debajo de un centímetro, siendo los menores errores para los PC p , q

i y 9 y los mayores errores representados en los PC f , g y 10 . Los errores más altos pueden estar relacionados a su ubicación al final del canal; sin embargo, también puede ser consecuencia de su medición en campo (Tabla 3.5).

A partir de la calibración del modelo procesos de interpolación fueron realizados generando un MED de 1x1 cm de resolución con errores globales alrededor de 7.7 mm.

3.5. Conclusiones

Los resultados permiten concluir que la técnica structure-from-motion unida a la optical-bathymetric-mapping posee el potencial para reproducir la batimetría de ríos con flujos someros, por lo que se recomienda su empleo en los ríos de la costa peruana y parte de la sierra. Además, los niveles de resolución obtenidos y errores sugieren que podrían ser aplicados para generar MED menores a 1 m que comúnmente son empleados en modelos hidráulicos 2D y 3D. Los errores obtenidos en el MED están en función de la cantidad y exactitud de los PC, por lo que se sugiere tomar cuidado en la medición de los mismos. Por otro lado, se concluye que la técnica SfM puede ser usado para la generación de la forma de fondo en canales experimentales, y en general para estructuras que requieran una representación virtual.

Por otro lado, a partir del análisis de sensibilidad de los puntos de control (PC) se puede concluir, que los errores en promedio son menores al no considerar los PC al extremo del tramo de estudio; sin embargo, se comprende que se requieren nuevos análisis con una mayor cantidad de PC para encontrar una conclusión definitiva. además, se determinó que los errores se minimizan al considerar distancias iguales entre los PC.

Finalmente, a la luz de los resultados obtenidos, consideramos que ésta técnica representa una alternativa viable y de menor costo que equipos convencionales para la reproducción de la morfodinámica de ríos de la costa. Así, como su aplicación en modelos hidráulicos siendo el modelo de elevación digital de mayor demanda para la adecuación de modelos hidráulicos.

Capítulo 4

Corrección de los modelos de circulación general *HadGEM2* empleando *downscaling estadístico*

4.1. Resumen

La ciudad de Lima cuya población es $\sim 30\%$ de la población peruana es considerada dentro de las 30 ciudades más pobladas del mundo y desde la década pasada afronta un nivel severo estrés hídrico. En este contexto evaluar la precipitación bajo escenarios del cambio climático en la cuenca del Rímac es crucial, mucho más si se sabe que las aguas que escurren en ella representan $\sim 60\%$ del agua que abastece a la ciudad. En este trabajo se usó el método de regionalización *downscaling estadístico* (DE) para corregir el sesgo presente en la familia de modelos de circulación general (GCM) *HadGEM2*, llamados: HadGEM2-CC, HadGEM2-ES and HadGEM2-EO. Se corrigió 22 años de precipitación (Set/1982 – Ago/2004) de información histórica a una escala diaria, con la finalidad de evaluar escenarios de precipitación futura bajo escenarios de cambio climático al 2045. Para la aplicación del DE se empleó el método quantil-mapping considerando como función de no-parámetrica como función de transferencia; así se empleó una función de probabilidad mixta Bernoulli-Gamma para corregir 8 series de precipitación observada circunscritas a la cuenca del Rímac. Los GCM fueron evaluados considerando dos criterios de eficiencia, a saber: Raíz del error medio cuadrático relativo (RRSME) y el coeficiente de bias. Los resultados muestran que el coeficiente de bias y el RRSME fueron reducidos a un rango de 0.7–1.6 y -2.3% –8.3%, respectivamente. Además, se determinó que los GCM HadHGEM2-ES y HadHGEM2-CC tienen los mejores resultados representando mejor los patrones de precipitación en la parte alta de la cuenca.

4.2. Introducción

La ciudad de Lima ubicada en la costa peruana es considerada la principal ciudad del Perú, pues cerca de un tercio de la población peruana se ubica en ella (INEI, 2007). Como consecuencia, la ciudad presenta stress hídrico lo que ha obligado a las autoridades a largo de los últimos 50 años a la edificación de obras hidráulicas que permitan trasvasar recurso hídrico de las cuencas vecinas y a un plan de racionalización en los meses de estiaje. Además, estudios recientes prevén que para el 2040 la falta de recurso hídrico en el Perú se agudice (Luo et al., 2015). Por lo que, estudiar las unidades hidrológicas circunscritas en la ciudad y en otras partes del Perú tiene un rol preponderante para una eficiente gestión de los recursos hídricos.

Por otro lado, la cuenca del Río Rímac, cuyas aguas cubren cerca del 60 % de la demanda de agua en la ciudad de Lima (AQUAFONDO, 2011), se presenta como la cuenca con mayor importancia en el país siendo además la cuenca más poblada del Perú \sim 5 millones de habitantes (PNUD, 2010).

En este contexto, la presente investigación tiene por objetivo evaluar el comportamiento de los patrones de precipitación para la cuenca del Rímac, a partir de modelos de circulación global (GCM). Los GCM se fundamentan en los principios de la mecánica de fluidos y la termodinámica (Block et al., 2009), ellos modelan el comportamiento de las variables climáticas a nivel del globo considerando las diferentes capas de la atmósfera así como los efectos antrópico (e.g concentraciones del dióxido de carbono y los gases de efecto invernadero). Además, proveen información futuro del clima (IPCC, 2014) bajo diferentes escenarios del cambio climático. Sin embargo, las resoluciones presentes en estos modelos no permiten modelar el comportamiento de patrones locales de precipitación (Fowler et al., 2007; Kim et al., 2015). Por lo que, usualmente se emplean métodos de regionalización dinámica que permiten mejorar la resolución espacial, dando como resultado a los modelos climáticos regionales (RCM). Cabe resaltar que los RCM en la actualidad solo están presentes en ciertas partes del globo por lo que la información de los RCM es limitada.

En la presente investigación se empleó la regionalización estadística para corregir la precipitación de los GCM a nivel de estación climática, evaluando dos escenarios de precipitación futura, a saber: Representative Concentration Pathways (RCP) 4.5 y 8.5 con una proyección centrada al 2030. Cabe resaltar, que la presente investigación toma como base, un estudio anterior en donde se determinaron 7 GCM que presentan un comportamiento aceptable a nivel de Sudamérica (Barreto and Llacza, 2014). Por lo que, en este estudio se consideraron tres modelos de este grupo, asumiendo un criterio de mejor resolución y disponibilidad de información. Es así, que se presenta a la familia de los HadGEM2 como modelos de estudio.

4.3. Materiales y métodos

4.3.1. Familia de los HadGEM2

Los Hadley Global Environment Model 2 (HadGEM2) es una familia de modelos globales de circulación (GCM) desarrollados por el Met Office Hadley Centre (MetUM) Earth System Models del Reino Unido y la National Institute of Meteorological Research, Korea Meteorological Administration, South Korea. Los HadGEM2 pertenecen a los más de 40 (GCM) de la Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) (IPCC, 2014). Tres modelos de la familia de los HadGEM2 (Tabla 4.1 y Figura 4.1) presentan un periodo histórico de modelamiento así como escenarios de cambio climático conocidos como Representative Concentration Pathways (RCPs). Ellos presentan una estructura física similar, pero con variaciones en la complejidad de su conceptualización considerando diferentes aspectos como los procesos atmosféricos, marinos, ciclo del carbono y aerosoles y su interacción con el ecosistema de la tierra. Los modelos fueron evaluados por Collins et al. (2011) y Martin et al. (2011) con buenos resultados, por lo que la familia de los HadGEM2 han sido empleados en diversas aplicaciones del clima (Easterbrook and Johns, 2009).

Tabla 4.1: Familia de los modelos HadGEM2.

Institución	País	Modelo	Resolución	RCP
Met Office Hadley Centre	UK	HadGEM2-ES	1.875° Lat	2.6, 4.5, 6.0 y 8.5
		HadGEM2-CC	^x 1.250° Lon	4.5 y 8.5
National Institute of Meteorological Research	Korea	HadGEM2-AO		2.6, 4.5, 6.0 y 8.5

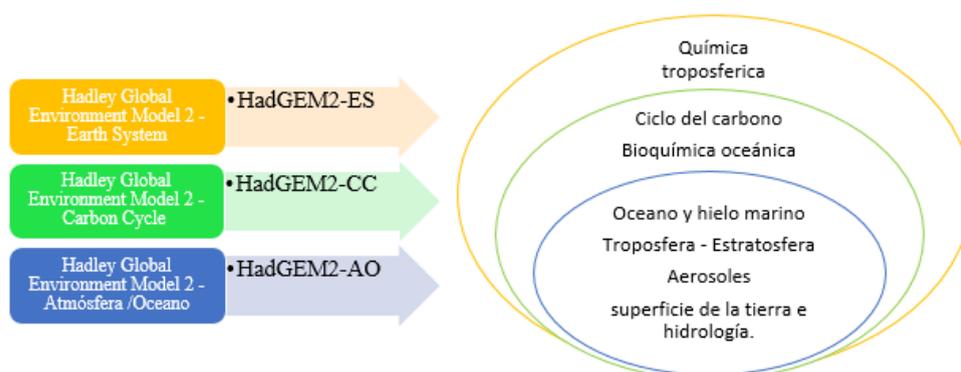


Figura 4.1: Configuración de la familia de los HadGEM2.

Fuente: Adaptado de Martin et al. (2011).

La familia de los HadGEM2 presenta mejoras respecto del HadGEM1, la cual fue la primera versión de esta familia de modelos que se conoce presentaron ciertos errores en su respuesta (e.g. baja variabilidad, problemas de sobreestimación en la temperatura de la superficie del mar) para más detalle se recomienda revisar a Johns et al. (2006) y Martin et al. (2006). Además, los HadGEM2 al igual que su antecesor HadGEM1 presentan una resolución estándar horizontal de $1.25^\circ \times 1.875^\circ$ de latitud y longitud en el ecuador disminuyendo la grilla cerca de los polos ($\sim 55^\circ$ de latitud). Así mismo, presentan 38 capas verticales de atmósfera cubriendo una altura \sim de 40 km (Collins et al., 2011).

El primero modelo de la familia de los HadGEM2 es el Hadley Global Environment Model 2 - Atmósfera /Oceano (HadGEM2-AO), este modelo fue desarrollado por la Institute of Meteorological Research de Korea. El HadGEM2-AO considera en su conceptualización el acople de los procesos de la atmósfera y el oceano así como la superficie terrestre, por lo que es capaz de modelar el ciclo hidrológico, además de considerar a los aerosoles (Baek et al., 2013). El modelo, además de presentar una fase histórica de modelamiento, presenta 4 escenarios de cambio climático (RCP: 2.6, 4.5, 6.0 y 8.5) con una proyección hasta el 2200 (Tabla 4.1). Los HadGEM2-AO incluyen también en su configuración un criterio verticalidad cubriendo la troposfera y la estratosfera. Para más detalle se recomienda revisar a (Martin et al., 2011) y a Baek et al. (2013).

El segundo modelo de la familia de los HadGEM2 es el Hadley Global Environment Model 2 - Carbon Cycle (HadGEM2-CC), el modelo fue desarrollado en el Reino Unido por el MetUM. El HadGEM2-CC además de presentar la configuración del HadGEM2-AO considera el efecto del ciclo del carbono terrestre y la bioquímica del oceano (Butchart and Hardiman, 2015) presentando la misma resolución horizontal y vertical que el HadGEM2-AO. Este modelo presenta 2 escenarios de cambio climático (RCP: 4.5 y 8.5).

El tercer modelo de la familia de los HadGEM2 es el Hadley Global Environment Model 2 - Earth System (HadGEM2-ES) este modelo presenta una estructura más compleja al considerar la interacción entre la atmósfera y el oceano y ecosistema de la tierra cubriendo la configuración del HadGEM2-AO. El HadGEM2-ES fue modelado a representar el comportamiento de los procesos químicos en la troposfera y es por lo tanto el modelo más completo en la familia de los HadGEM2 (Teixeira, 2015). Este modelo presenta los mismos escenarios de cambio climático que el modelo HadGEM2-AO.

4.3.2. Métodos de regionalización o Downscaling

La baja resolución de los GCMs y la limitada capacidad para modelar patrones climáticos locales obligaron a los investigadores a desarrollar técnicas de regionalización (Figura 4.2). Una de las primeras técnicas descritas en la literatura e.g. en Camici and Brocca (2013) es el método Delta Change, el cual se basa en

una simple corrección de la salida de los GCM a partir de la obtención de los errores obtenidos al restar la series observadas y simuladas, para luego agregarlas a la serie futura.

Otra conjunto de técnicas más sofisticadas son las de regionalización estadística denominadas Statistical Downscaling (SD), estas son un conjunto de técnicas desarrolladas para corregir el sesgo de la información climática (al igual que el método Delta Change) que se presenta al evaluar la salidad de los GCMs o RCMs en un área relativamente pequeña (e.g. ciudad o cuenca) por lo que la técnica también es denominada Bias Correction. Estas a su vez pueden ser clasificadas de diversas formas, sin embargo es posible definir dos grandes grupos entre ellos, a saber métodos de transformación paramétrica y no paramétrica (Gudmundsson et al., 2012; Johnson and Sharma, 2011; Mercogliano et al., 2015).

El objetivo de los métodos de regionalización estadística de transformaciones paramétricas es encontrar una función lineal o no lineal entre los datos observados y simulados (provenientes de los GCMs). En donde la información observada P_{obs} es la variable dependiente y la información del modelo P_{mod} la variable independiente (Ec. 4.1). En este sentido, el éxito de estos métodos radica en determinar las constantes o coeficientes de la función, a la cual llamaremos de aquí en adelante *funciones de transferencia* (FD), con el objetivo de modelar con eficiencia los datos observados.

$$P_{obs} = f(P_{mod}) \quad (4.1)$$

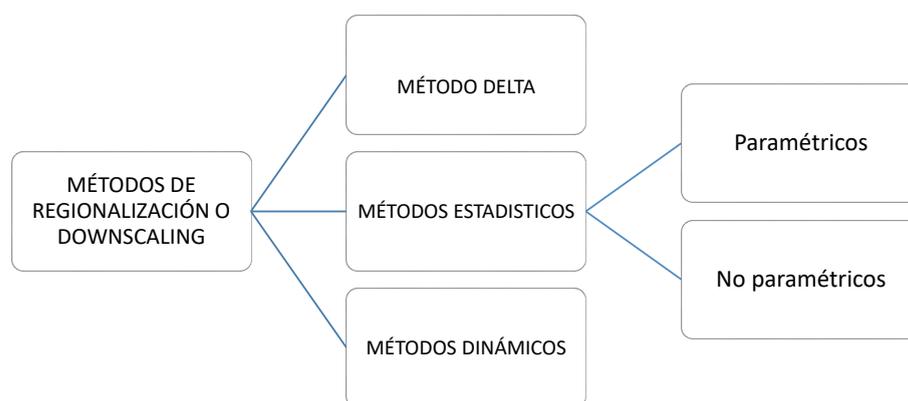


Figura 4.2: Clasificación de los métodos de regionalización.

Por el contrario, los métodos regionalización estadística de transformaciones no paramétricos, emplean como funciones de transferencia distribuciones teóricas de probabilidad (Camici and Brocca, 2013; Gudmundsson et al., 2012; Piani et al., 2010; Wood et al., 2004). Estos métodos denominados también *Quantil mapping*, y que se ha demostrado tienen una ventaja respecto de métodos de transformación paramétrica, fueron empleados en la presente investigación.

Finalmente, se tiene a los métodos de regionalización denominados Dynamic Statistical Downscaling (4.2) los cuales permiten reducir la escala espacial de los GCMs, generando los RCMs. Sin embargo, estas técnicas requieren un alto costo computacional; además, que las procesos de calculo pueden durar meses. Por lo general estos modelos son trabajados en centros de numéricos a cargo de instituciones meteorológicas, para el caso del Perú se tiene al Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología.

4.3.2.1. Quantile-mapping

Hoy en día la literatura exhibe diversos métodos para corregir el sesgo que presentan los GCMs, empleándose por lo general como función de transferencia la función teórico de probabilidad (CDF) Gamma (Block et al., 2009; Kim et al., 2015; Piani et al., 2010). Sin embargo, otros autores proponen una mixtura dada por dos funciones teóricas de probabilidad (CDF) es así que en este artículo empleamos la mixtura dada por dos CFD Bernoulli-Gamma para corregir la información de precipitación de la familia de los HadGEM2. Esta CDF fueron empleadas con éxito por (Gudmundsson et al., 2012) y más tarde por (Mercogliano et al., 2015) encontrando buenos resultados. La mixtura Bernoulli-Gamma presentan tres parámetros siendo el primero de ellos ρ perteneciente al CDF Bernoulli, este función de probabilidad es empleada para modelar la ocurrencia de valores ceros de precipitación, siendo su probabilidad dada por $1 - \rho$. Además se tiene un parámetro de forma α y escala β , estos dos últimos provenientes de la CDF Gamma (Cannon, 2008). Así se tiene a la función de densidad dada en la Ec. 4.2.

$$f(x) = \begin{cases} \rho \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}} & \forall x > 0 \\ 1 - \rho & \forall x = 0 \end{cases} \quad (4.2)$$

donde $\Gamma(\cdot)$ es la función Gamma con media $\mu = \rho\alpha/\beta$ y desviación estándar $\sigma = \rho\alpha[1 + (1 - \rho)\alpha]/\beta^2$.

Sobre la base de la mixtura Bernoulli-Gamma se empleó el quantile-mapping, el método consiste en [1] ajustar la series precipitación observada y del modelo (provenientes de los GCMs) a la mixtura con el objetivo de determinar los parámetros de la mixtura para ambas series; [2] conocida la CDF del modelo es posible conseguir la probabilidad para cada valor de serie del modelo, estos a su vez son evaluados en la función cuantil o inversa con parámetros $\rho_{mod}, \alpha_{obs}, \beta_{obs}$ de la serie observada, de esta manera la salida de la función cuantil devuelve el valor de la precipitación del modelo corregida (Ec. 4.3).

$$P_{corr} = F_P^{-1}[F_P(P_{mod}, \rho_{mod}, \alpha_{mod}, \beta_{mod}), \rho_{mod}, \alpha_{obs}, \beta_{obs}] \quad (4.3)$$

Donde P_{corr} es la serie de precipitación corregida del modelo; F_P y F_P^{-1} es la CDF y la función cuantil o inversa de la mixtura Bernoulli-Gamma; y $[\alpha_{mod}, \alpha_{obs}, \beta_{obs}]$ y $[\rho_{mod}, \alpha_{obs}, \beta_{obs}]$ representan los parámetros de la mixtura del la serie observada y del modelo.

4.3.3. Área de estudio e información climática

La cuenca del río Rímac (área \sim 3504 km²) se encuentra inscrita entre los paralelos 11° 27' y 12° 11" de latitud sur y 76° 06' y 77° 11" de longitud oeste. Sus aguas se originan en la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes a una altitud máxima aproximada de 5508m s.n.m en el nevado Pacay aproximadamente a 132km al nor-este de la ciudad de Lima desembocando en el Callao, en el Océano Pacífico. La precipitación, en la parte baja de la cuenca, pocas veces excede los 50mm-año mientras que en la parte alta o cuenca húmeda la precipitación pasa los 1000mm-año. El caudal medio de la cuenca es de 34.7m³-s, llegando incluso a más de 100m³-s en épocas de avenida (ANA, 2010).

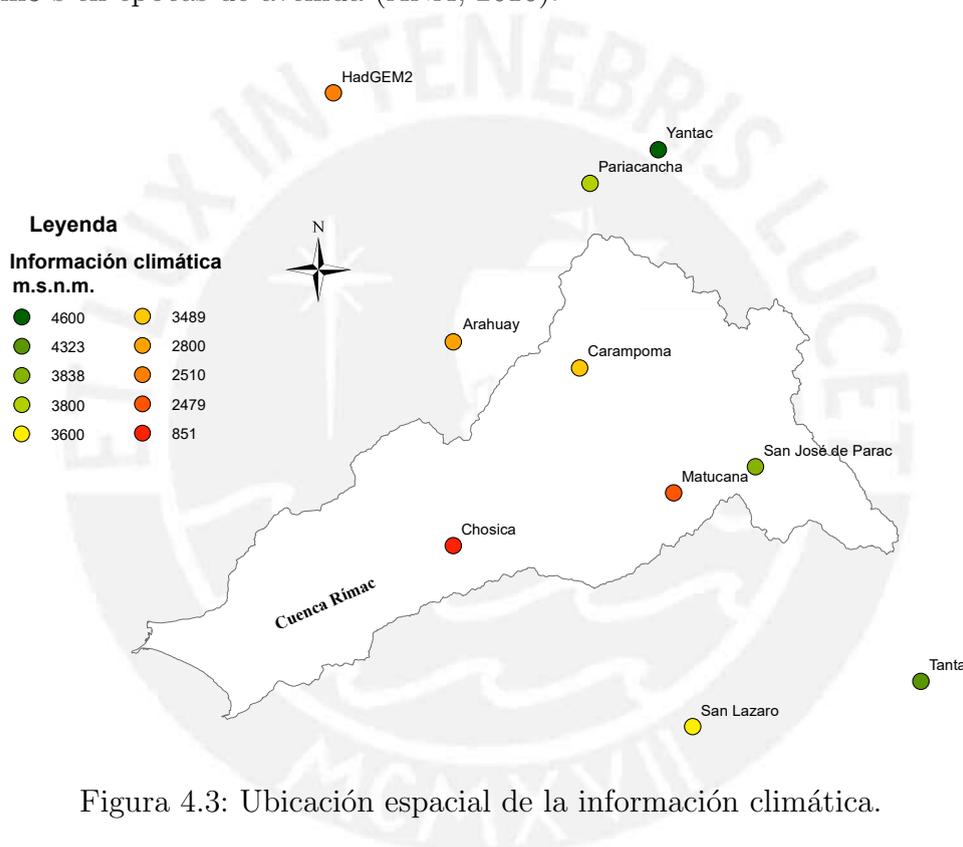


Figura 4.3: Ubicación espacial de la información climática.

Para el estudio se consideró ocho series precipitación diaria observada y tres series de precipitación de la familia de los modelos HadGEM2 (Figura 4.3) abarcando un periodo de 22 años de información (Set/82 – Ago/04) climática. Así un análisis exploratorio de la información fue realizada, evaluando la varibilidad de las series, en donde se observa una mayor presencia de valores extremos en la estaciones de Tanta y Arahua (Figura 4.4), correspondiendo estos valores a los eventos del Fenómeno del Niño del 83-84 y 97-98. Además, se observa que los valores de precipitación en la estación climática de Chosica presenta valores muy por debajo de la precipitación media de las demás estaciones, por lo que no se consideró en el estudio.

Tabla 4.2: Cuadro resumen de las estaciones de precipitación para el estudio.

Estación	Etiqueta	Longitud [°]	Latitud [°]	Altitud [msnm]
HadGEM2	ES, AO y CC	76°30' 56"	11°39' 19"	2550
Yantac	Yanta	76°24' 01"	11°20' 10"	4146
Tanta	Tanta	76°01' 00"	12°07' 00"	4323
San José de P.	San.J	76°21' 01"	11°11' 01"	3808
Pariacancha	Paria	76°30' 01"	11°23' 01"	3800
San Lazaro	San.L	76°21' 00"	12°11' 00"	3600
Carampoma	Cara	76°30' 56"	11°39' 19"	3489
Arahuay	Arah	76°42' 01"	11°37' 01"	2800
Matucana	Matu	76°22' 48"	11°30' 00"	2479
Chosica	Chosi	76°42' 00"	11°55' 00"	851

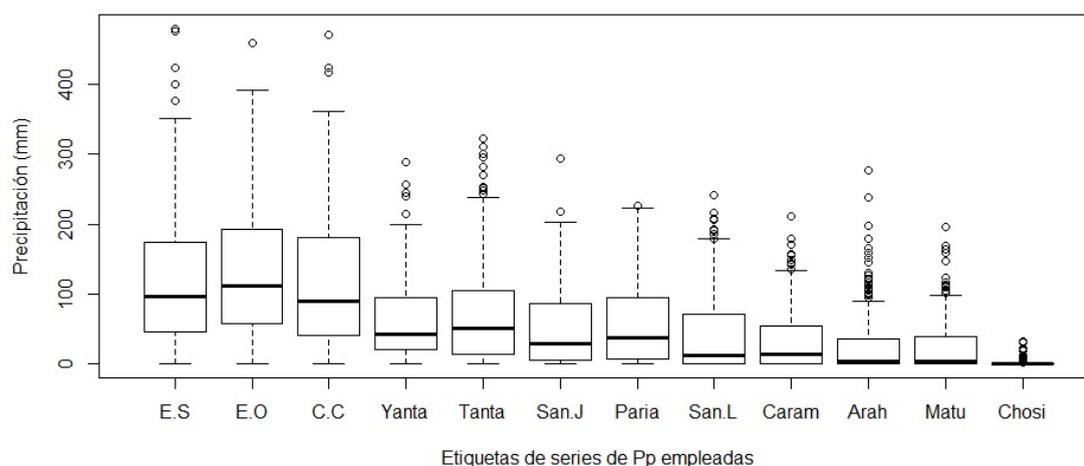
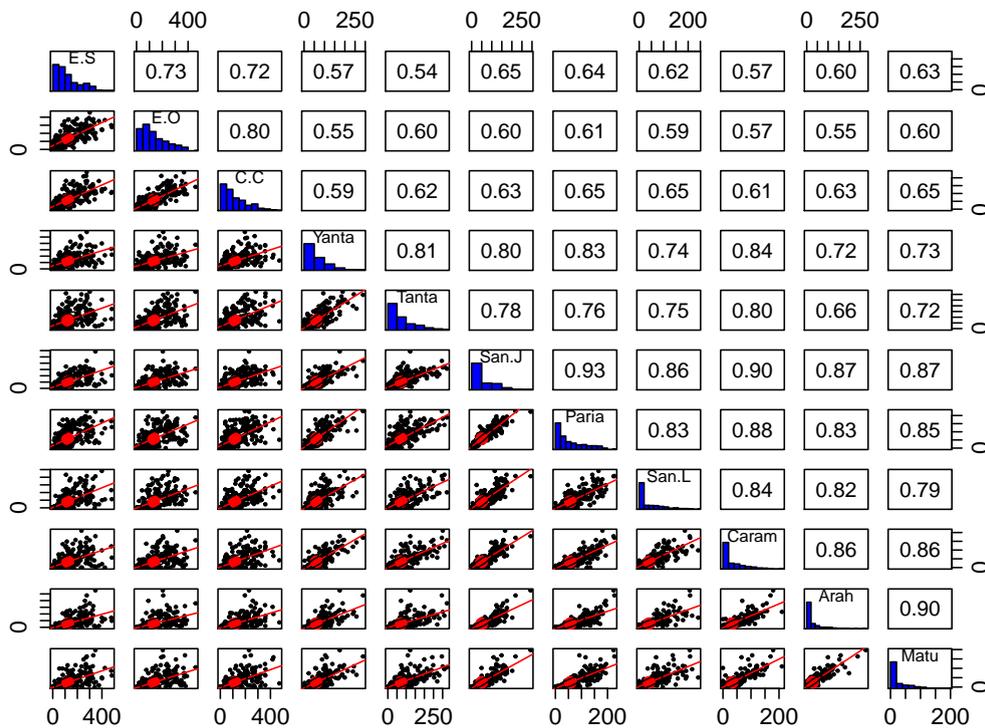
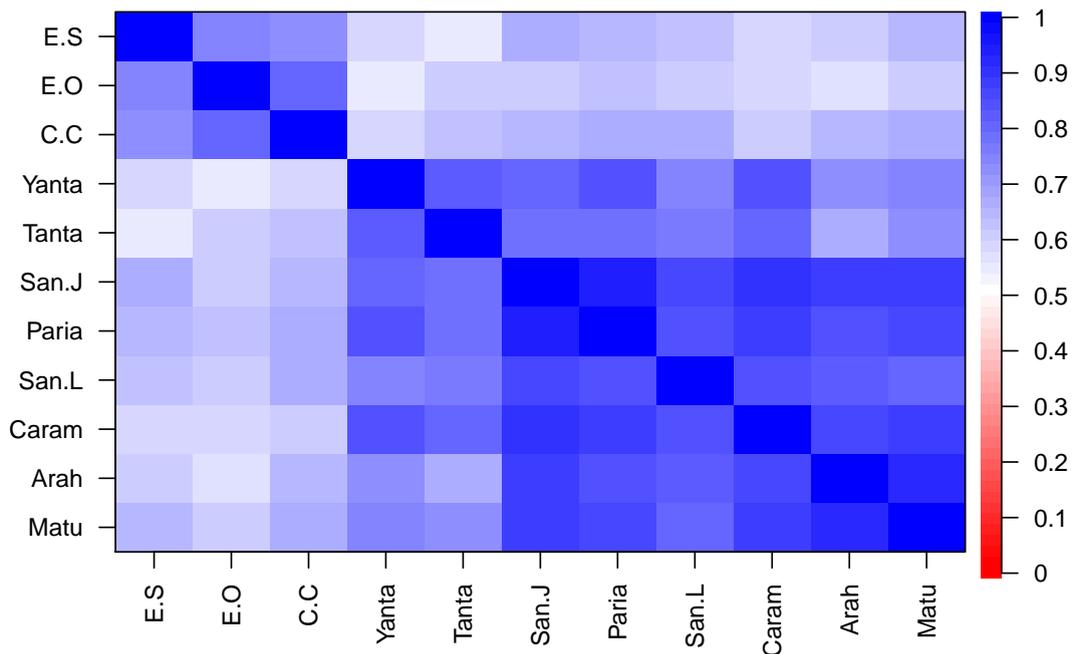


Figura 4.4: Diagramas de cajas de las series empleadas.

Por otro lado, se evaluó el nivel de correlación que existe entre las 8 y 3 series de precipitación observada y del modelo HadGEM2. Se encontró un coeficiente de Pearson de 0.6 en promedio para las series observadas respecto al modelo, incrementándose en promedio a $R=0.8$ al evaluar el nivel de correlación entre series observadas (Figura 4.5a).



(a) Diagramas de dispersión, histogramas y coeficientes de correlación.



(b) Análisis exploratorio de la información climática

Figura 4.5: Análisis exploratorio de la información climática.

En la Figura 4.5b se observa una paleta de colores la cual califica el nivel de correlación que existe un a uno entre todas las series climáticas en la presente tesis, siendo una matriz visual de correlación de Pearson. Se determina que los GCMs se encuentran correlacionadas con la información observada de precipitación, sin embargo se observan una gran dispersión (Figura 4.5a) entre ellas. Esto se interpreta como un alto valor de sesgo entre ambas series, llegando a presentarse variaciones hasta por encima del 100 % (Figura 4.6).

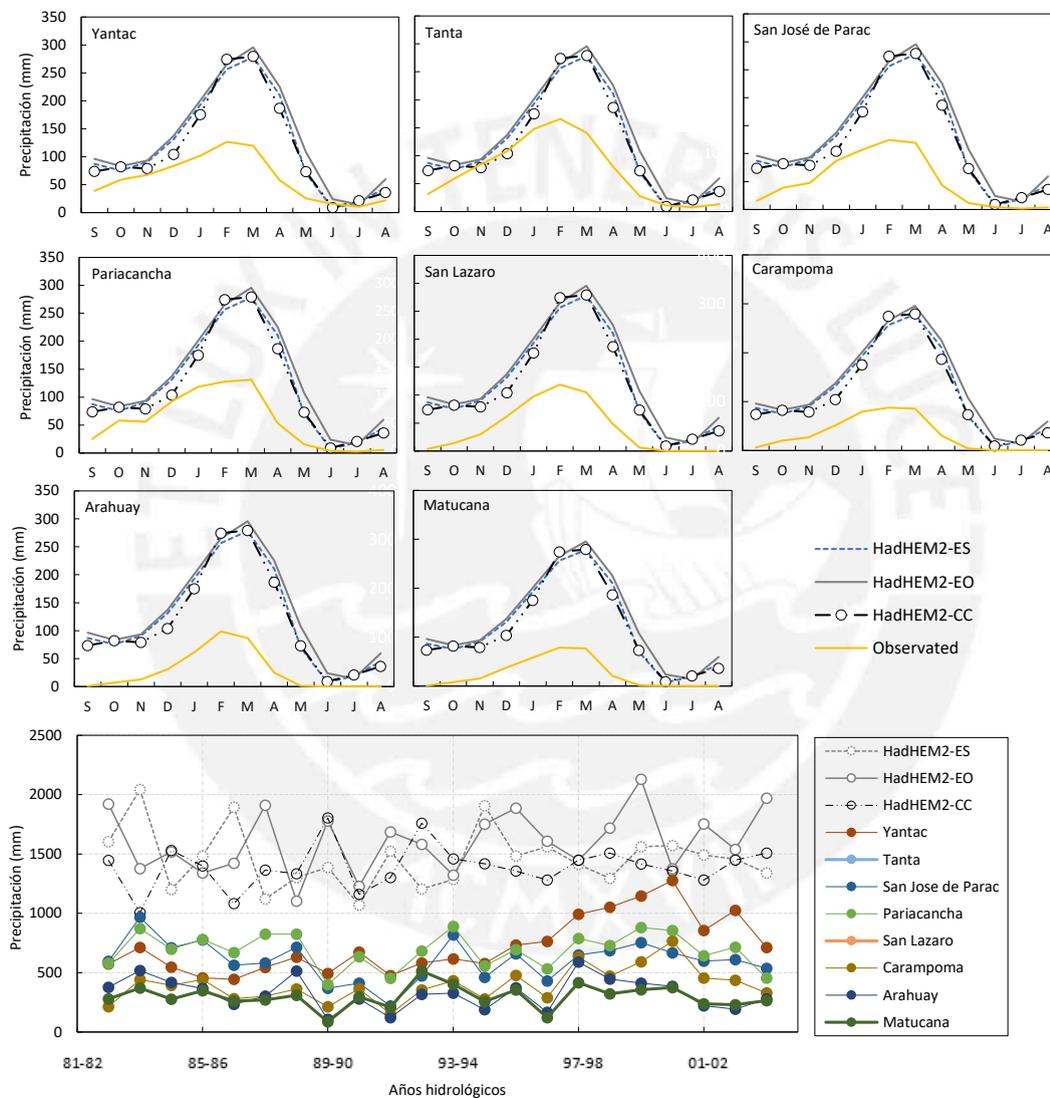


Figura 4.6: Series de precipitación multimensual y anual.

Finalmente, se comparó el comportamiento multimensual de las series observadas con la respuesta de los HadGEM2 corroborándose un alto sesgo en el orden de 100 mm, ello es de esperarse pues los GCMs tienden a sobreestimar los eventos de precipitación. El sesgo presente fue alto para las estaciones de Arahuay, Matucana y Carampoma, cuyas altitudes están al rededor de los 2500 m.s.n.m. Mientras que

las estaciones de mayor altitud presentan un menor sesgo. Por otro lado, se observa un comportamiento diferenciado de las series de precipitación anual de Yantac. Sin embargo, esto es de esperarse pues espacialmente se ubican en la cabecera de la cuenca del Rímac por el norte, con una altitud superior a los 4000 m.s.n.m. En la Figura 4.6 se observa además la comparación de las ocho series de tiempo de precipitación observada a escala anual junto con las series de tiempo de los GCMs en donde se aprecia con mayor detalle el elevado sesgo de los GCMs.

4.3.4. Corrección de la data climática

Siguiendo el criterio de la técnica Quantile-mapping se ajustó las series de precipitación observada y de los HadGEM2 a la mixtura teórica de probabilidad Bernoulli-Gamma separando las series en doce subseries de precipitación correspondientes a cada mes. Es así que se empleó el método de máxima verosimilitud para determinar los 3 parámetros de la mixtura de probabilidad para las series observadas y simuladas de precipitación, determinándose un juego de parámetros por mes, con el fin de emplear la Ec. 4.2 para corregir las series de los GCMs. La corrección de los GCMs fue realizada punto a punto, quiere decir empleándose una serie de precipitación observada a la vez, como consecuencia los HadGEM2 corregidos les corresponde una ubicación espacial similar a los estaciones climáticas de series observadas empleadas (Figura 4.3). Por lo tanto, a partir del método de regionalización estadística es posible disminuir la escala espacial de los GCMs estando en función de las estaciones climáticas existentes.

Con el fin de evaluar visualmente el performance de los modelos climáticos corregidos se realizó la Figura 4.7 en donde se muestra la serie corregidas de los tres modelos (HadGEM2-ES, HadGEM2-AO y HadGEM2-CC) y su respectiva serie observada empleada para su corrección. Se observa que el problema de sesgo presente comúnmente en los GCM fue levantada, siendo los modelos HadGEM2-ES y HadGEM-AO los de mejor performance, mientras que el modelo HadGEM-CC tiende a sobrestimar ciertos años húmedos como el del año hidrológico 92-93 (Figura 4.7 siendo más notorio para las estaciones de Yantac carampoma y arahuay. La menor capacidad del modelo HadGEM2-CC para modelar la serie observada probablemente pueda deberse a su menor complejidad en su configuración física (Butchart and Hardiman, 2015).

Por otro lado, los HadGEM2 corregidos sobrestiman cerca de un 5% a la serie observada, presentando un buen comportamiento a escala multimensual. Sin embargo, existe ciertas diferencias sobre todo en los meses de estiaje para las estaciones de menor altitud. Por otro lado, La serie corregidas de los modelos HadGEM2 presenta un comportamiento inusual sobre-estimando a la serie observada de precipitación correspondiente a la estación San Lazaro para el mes de enero (Figura 4.7).

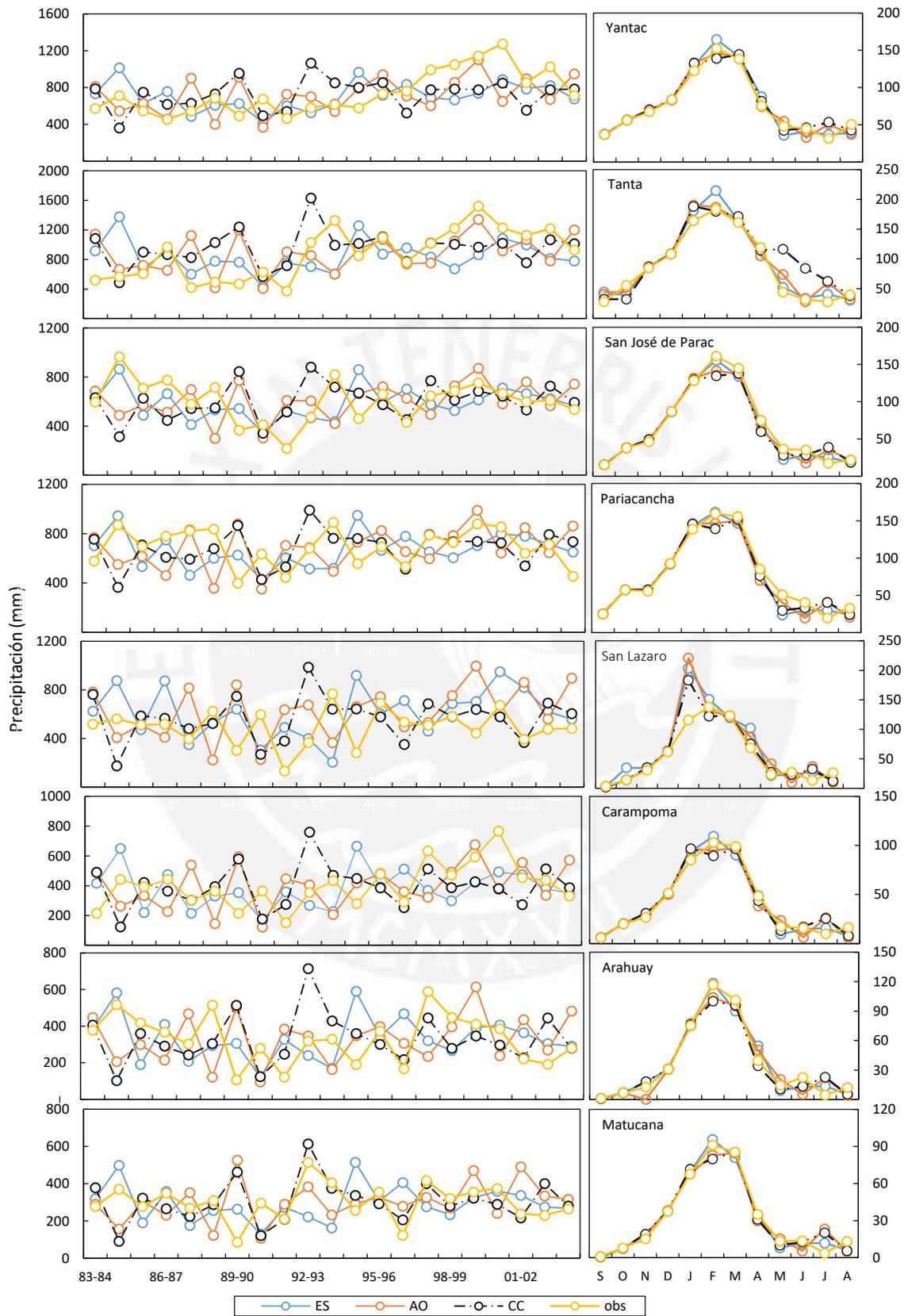


Figura 4.7: Series de tiempo corregidas a escala anual y mensual.

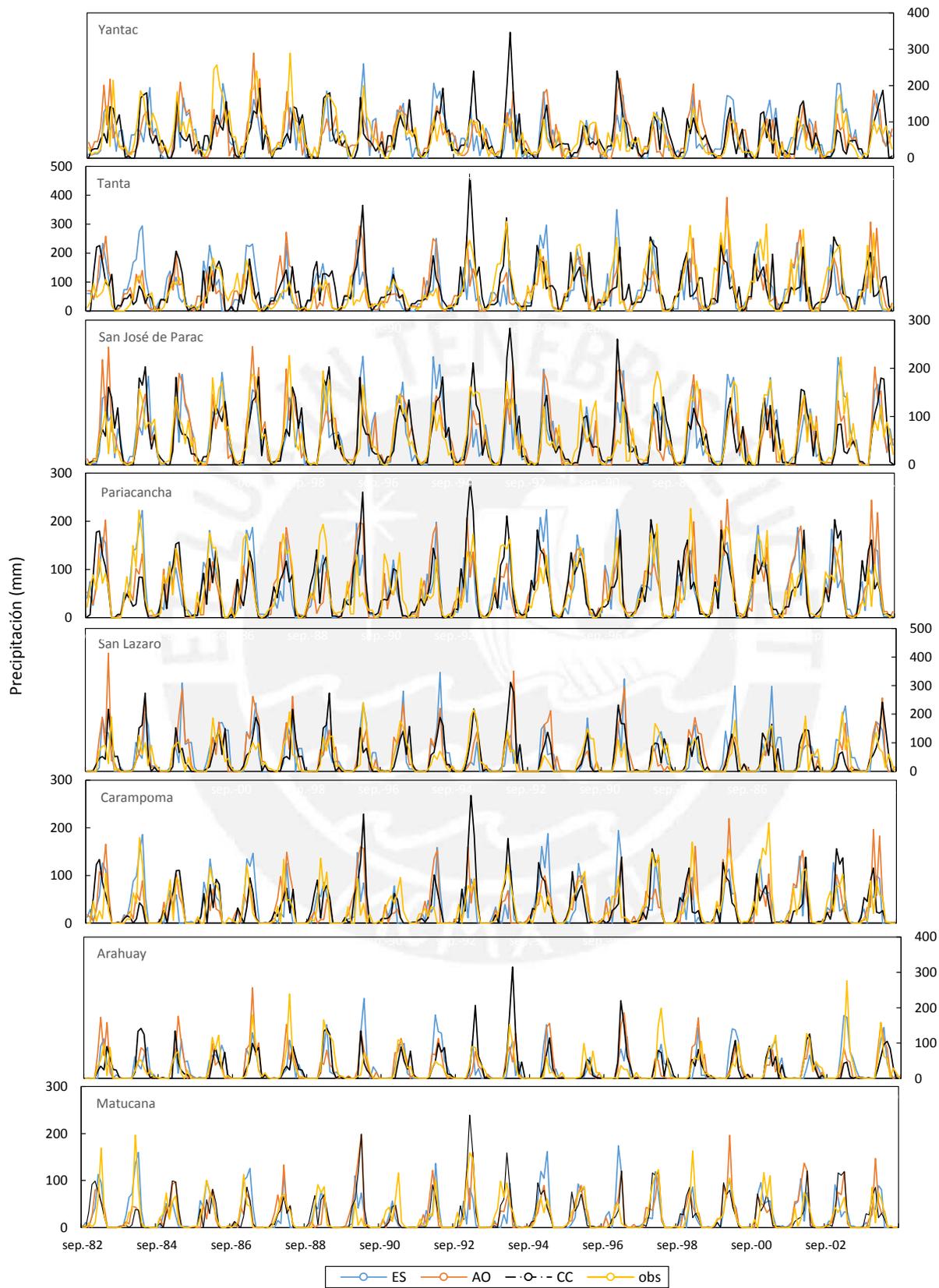


Figura 4.8: Series de tiempo corregidas a mensual.

Esto se justifica por el hecho que esta estación se encuentra en una cuenca diferente a la cuenca de estudio, y que en consecuencia presente un patrón de precipitación diferente al de los modelos. Además, debe recordarse que existen errores sistemáticos en la generación de modelos de circulación global (GCM) como es el caso de los HadGEM2, por lo que es razonable esperar que los GCM no puedan reproducir toda la variabilidad de la cuenca (Kim et al., 2015).

En la Figura 4.8 se muestra la corrección de las series de precipitación de los tres modelos HadGEM2 a escala mensual, donde se observa variaciones marcadas entre cada uno de los modelos corregidos. Así, se tiene una sobre-estimación de hasta 40 mm de precipitación por parte del modelo HadGEM2-ES para los años hidrológicos 85/86 y 94/95 así como el modelo HadGEM2-AO que sobrestima en los años hidrológicos 89/90 y 92/93 y el modelo HadGEM2 en los años 99/00 y 02/03. Por otro lado, se observa que las variaciones de sesgo se encuentran con mayor diferencia en las estaciones que se ubican en la parte media y baja de cuenca. Al respecto, es de esperarse que los GCM HadGEM2 no preproduscan ciertos años, despues de ser corregidos, pues la baja de resolución que presentan (Camici and Brocca, 2013) no permite cubrir ciertos eventos de precipitación, por lo que una regionalización dinámica podría ser la solución.

4.4. Resultados y discusión

Los resultados muestran que a una escala temporal mensual de los HadGEM2 corregidos se tiene una disminución de los coeficientes relative root mean square error (RRMSE) y bias, midiendo el primero los errores relativos y el segundo la sobre y sub-estimación presentes. Se encontró que la técnica de regionalización estadística quantil-mapping redujo los errores relativos y las sobre-estimaciones en las ocho series de precipitación consideradas en este estudio (Tabla 4.3).

Tabla 4.3: RRMSE coeficiente de bias para las series de precipitación corregidas de los HadGEM2.

Station	RRMSE [-]						BIAS [%]					
	No corregido			Corregido			No corregido			Corregido		
	CC	EO	ES	CC	EO	ES	CC	EO	ES	CC	EO	ES
Yantac	1.61	1.84	1.72	0.88	0.87	0.79	90.7	119.5	100.4	-0.9	-0.9	-1.5
Tanta	1.23	1.40	1.39	0.99	0.91	0.96	58.7	82.6	66.8	8.1	0.5	-1.9
San Jose de P	2.01	2.20	2.13	0.93	0.93	0.78	130.2	192.2	142.0	-1.1	-0.1	-1.3
Pariancancha	1.66	1.92	1.72	0.93	0.82	0.73	101.4	131.8	100.4	-2.0	-1.9	-2.3
San Lazaro	2.66	3.07	2.86	1.35	1.57	1.44	187.3	230.6	202.0	13.7	25.5	26.2
Carampoma	3.53	4.00	3.78	1.31	1.28	1.22	253.2	306.5	271.3	-1.4	-0.6	-1.3
Arahuay	4.44	5.08	4.74	1.56	1.58	1.34	331.9	397.1	354.0	0.2	0.9	4.7
Matuna	4.92	5.58	5.23	1.34	1.40	1.20	369.0	439.9	393.1	0.2	0.1	0.1

Se tiene que los mayores errores relativos están presentes en las estaciones ubi-

cadadas en la parte baja de la cuenca, lo cual se corrobora con los gráficos de series multimensuales y mensuales de precipitación corregidas (Figura 4.5a y Figura 4.8). Como es de esperarse, los valores del indicador estadístico RRSME tienden a incrementarse también para las series corregidas de los HadGEM2 a medida que la ubicación altitudinal disminuye. Sin embargo, ellos están por debajo de los registrados en las series no corregidas. Así, los errores para las series no corregidas y corregidas se encuentran en el rango de 1.2-5.2 y 0.7-1.6, respectivamente.

Además, los menores errores relativos están presentes en los modelo HadGEM2-ES y HadGEM2-CC aunque no existen variaciones significativas. Las series corregidas representativas de las estaciones climáticas Yantac and Pariacancha exhiben los menores errores.

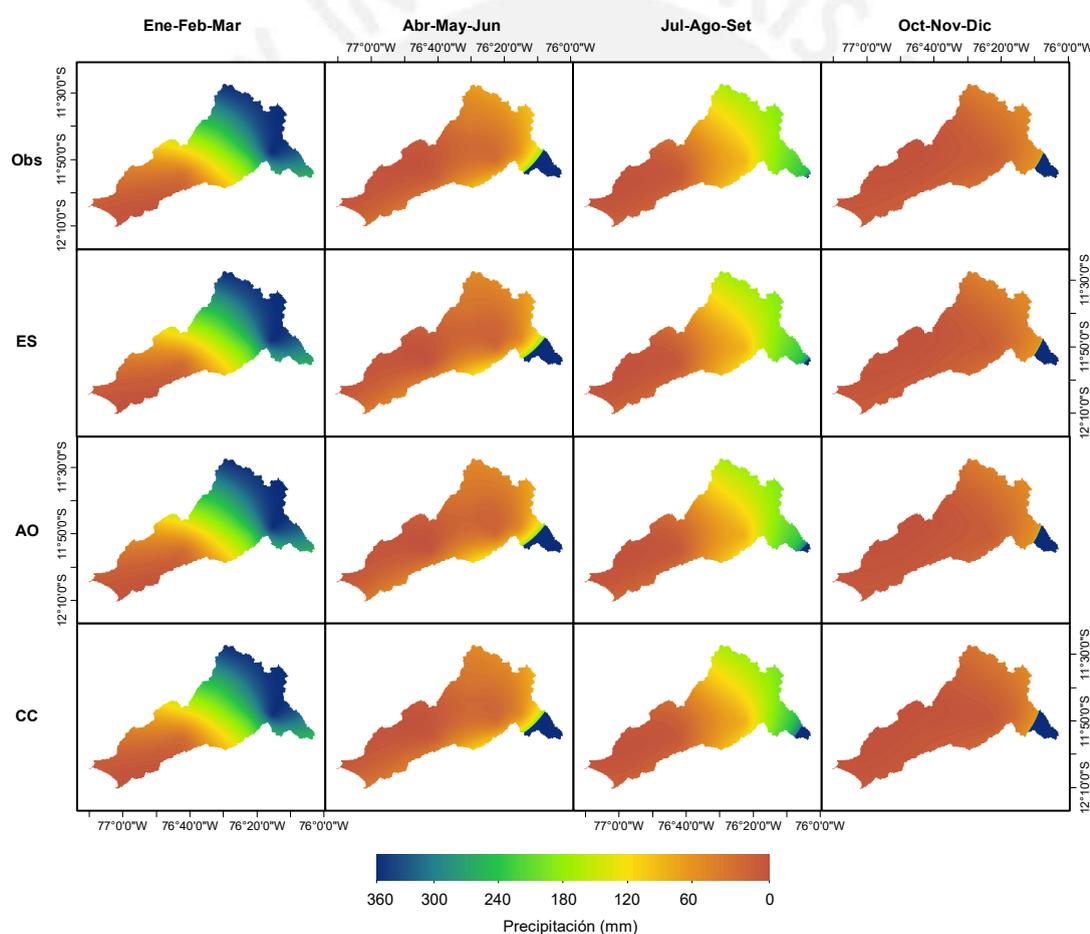


Figura 4.9: Mapas de precipitación estacional de los modelos HadGEM2 corregidos.

El coeficiente de bias, muestra sobre-estimaciones que superan el 100 % para las series de los HadGEM2 no corregidas de las estaciones ubicadas en la parte baja de la cuenca. Cabe destacar que las sobrestimaciones disminuyen marcadamente para las

series corregidas, las cuales se encuentran en el rango de -2.3% – 8.3% . Los modelos HadGEM-AO y HadGEM-CC presentan los menores sobre-estimaciones, las cuales corresponden a las estaciones climáticas Yantac, Pariacancha y Matucana.

Es importante mencionar que las series corregidas de los modelos para la estación de Matucana presentan los menores valores del coeficiente de bias. Esto probablemente se justifica por el hecho que la estación Matucana se ubica a una altitud similar al de la familia de los HadGEM2 considerada para el estudio (ver Figura 4.3). Esto sugiere, que existe una dependencia no solo de la altitud sino de la distancia espacial entre las series del modelo y las estaciones climáticas.

Se generaron mapas de precipitación promedio estacionales (Figura 4.9). Los resultados muestran que las estaciones de mayor precipitación (verano e invierno) son bien representadas por la familia de los HadGEM2. Sin embargo, para las estaciones de invierno y primavera se observa ligeras diferencias para los modelos HadGEM2-AO y HadGEM2-CC, en la cuenca húmeda del Rímac. Por otro lado, la figura corrobora la mayor eficiencia del modelo HadGEM2-ES para modelar la información observada, aunque no existen variaciones entre uno y otro modelo. Cabe destacar que la familia de los HadGEM2 tiende a representar correctamente la precipitación a esta escala temporal de tiempo (multi-mensual).

4.5. Conclusiones

Se concluye que la función de distribución mixta Bernoulli-Gamma empleada en el métodos de regionalización estadística Quantil-mapping tiene el potencial para corregir los productos de lluvia de los modelos circulación general, disminuyendo los problemas de bias presentes comúnmente en los GCM. Sin embargo, debe tomarse en cuenta que la resolución espacial de estos tipos de modelos, que son del orden de 290 km, lo que limita su uso. Además, las series corregidas pueden servir para el empleo de modelos hidrológicos y para la toma de decisiones bajo escenarios del cambio climático.

Finalmente, el empleo de estas técnicas podrían ser aplicados en productos de lluvia satelital como el Tropical Rainfall measuring mission (TRMM) o el Global Precipitation measurement (GPM), cuyas resoluciones se encuentran por debajo de los 100 km.

Capítulo 5

Perspectivas y trabajo futuro

Los trabajos de investigación contenidos en la presente tesis potencialmente serán empleados en trabajos futuros como es la adecuación de un sistema de alerta temprana que pueda monitorear, predecir y evaluar riesgos de inundación en un contexto de cambio climático. En esta segunda etapa se plantean sendas investigaciones, como son: [1] Evaluar los procesos de calibración en fase de pronóstico; [2] modelar la hidrodinámica de las descargas reproducidas por modelos lluvia-escorrentia empleando modelos de elevación digital; [3] y evaluar la productos de lluvia corregidos en modelos hidrológicos. Si bien es cierto los estudios planteados requerirán de un arduo trabajo, los resultados vertidos en la presente tesis corroboran y emplazan la viabilidad de lo planteado.

Por otro lado, los estudios revelan que es posible generar información climática en un contexto de falta de información, siendo esto relevante para los trabajos futuros planteados. Además, la necesidad por generar información hidro-climática a lo largo de los años tiene asidero en la falta y continuidad de datos medidos en campo por causa de la poca cobertura de estaciones hidro-climáticas en el país. Sin embargo, se reconoce el esfuerzo por parte de las instituciones del estado responsables y se alienta a seguir avanzando.

Finalmente, consideramos que existe la urgencia de que la comunidad científica continúe investigando en temas relacionados a los recursos hídricos.

Bibliografía

- AgiSoft (2016). Agisoft PhotoScan User Manual. *Professional Edition*, Version 1.1-96.
- ANA (2010). Evaluación de los Recursos Hídricos en la Cuenca del Río Rímac: Estudio Hidrológico y Ubicación de la Red de Estaciones Hidrométricas en la Cuenca del Río Rímac. *Dirección de Conservación y Planeamiento de Recursos Hídricos - Área de Aguas Superficiales*, 1:225.
- AQUAFONDO (2011). El Fondo de agua para Lima y Callao : Asegurando calidad y disponibilidad de agua. In *Simposio Internacional por el Día Mundial del Agua, agua para las ciudades: respondiendo al desafío urbano*, Lima.
- AQUAFONDO (2013). Las cuencas de Lurín, Rímac y Chillón, fuentes de agua para Lima y Callao. *Módulo para la creación de materiales de difusión sobre el problema hídrico en Lima y Callao*.
- Astre, H. (2010). SFMToolkit3. [en línea] disponible en: <http://www.visual-experiments.com/demos/>.
- Baek, H. J., Lee, J., Lee, H. S., Hyun, Y. K., Cho, C., Kwon, W. T., Marzin, C., Gan, S. Y., Kim, M. J., Choi, D. H., Lee, J., Lee, J., Boo, K. O., Kang, H. S., and Byun, Y. H. (2013). Climate change in the 21st century simulated by HadGEM2-AO under representative concentration pathways. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49(5):603–618.
- Barker, R., Dixon, L., and Hooke, J. (1997). Use of terrestrial photogrammetry for monitoring and measuring bank erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(13):1217–1227.
- Barreto, C. and Llacza, A. (2014). Validation of CMIP5 models by means of representing patterns of mesoscale systems on South America for the summer and winter. In *WCRP VAMOS/CORDEX Workshop on Latin-America and Caribbean*, Santo Domingo, Dominican Republic.
- Block, P. J., Souza Filho, F. A., Sun, L., and Kwon, H. H. (2009). A streamflow forecasting framework using multiple climate and hydrological models. *Journal of the American Water Resources Association*, 45(4):828–843.

- Boufama, B., Mohr, R., and Veillon, F. (1993). Euclidean constraints for uncalibrated reconstruction. In *1993 (4th) International Conference on Computer Vision*, pages 466–470. IEEE Computer Society Press.
- Brasington, J., Langham, J., and Rumsby, B. (2003). Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. *Geomorphology*, 53(3-4):299–316.
- Bryant, R. G. and Gilvear, D. J. (1999). Quantifying geomorphic and riparian land cover changes either side of a large flood event using airborne remote sensing: *River Tay, Scotland*. *Geomorphology*, 29:307–321.
- Butchart, N. and Hardiman, S. (2015). Earth System documentation. Technical report, MOHC.
- Camici, S. and Brocca, L. (2013). Impact of Climate Change on Flood Frequency Using Different Climate Models and Downscaling Approaches. *Journal of Hydrologic ...*, 19(8):1–15.
- Cannon, A. J. (2008). Probabilistic Multisite Precipitation Downscaling by an Expanded Bernoulli–Gamma Density Network. *Journal of Hydrometeorology*, 9(6):1284–1300.
- Clarke, R. T. (1973). *Mathematical models in hydrology*. Rome : FAO, 1973., fao irriga edition.
- Collins, W. J., Bellouin, N., Doutriaux-Boucher, M., Gedney, N., Halloran, P., Hinton, T., Hughes, J., Jones, C. D., Joshi, M., Liddicoat, S., Martin, G., O'Connor, F., Rae, J., Senior, C., Sitch, S., Totterdell, I., Wiltshire, A., and Woodward, S. (2011). Development and evaluation of an Earth-system model – HadGEM2. *Geoscientific Model Development Discussions*, 4(2):997–1062.
- Cracknell, A. P., MacFarlane, N., McMillan, K., Charlton, J. A., McManus, J., and Ulbricht, K. A. (1982). Remote sensing in Scotland using data received from satellites A study of the Tay Estuary region using Landsat multispectral scanning imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 3(2):113–137.
- De Oliveira Nascimento, N. (1995). *Appréciation à l'aide d'un modèle le empirique des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle d'un bassin versant*. Theses, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.
- Desinventar (2013). Sistema de inventario de efectos de desastres. *Corporation OSSO - Colombia*. [en línea] disponible en: <http://www.desinventar.org/>.
- Easterbrook, S. and Johns, T. (2009). Engineering the Software for Understanding Climate Change. *Computing in Science Engineering*, PP(99):1.

- Edijatno, De Oliveira Nascimento, N., Yang, X., Makhlouf, Z., and Michel, C. (1999). GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal*, 44(2):263–277.
- Edijatno and Michel, C. (1989). Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche*, 2(2):113–122.
- Feyen, L., Vázquez, R., Christiaens, K., Sels, O., and Feyen, J. (2000). Application of a distributed physically-based hydrological model to a medium size catchment. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 4(1):47–63.
- FFLA (2015). Proceso de conformación del Consejo de Recursos Hídricos de la Cuenca Interregional Chillón, Rímac y Lurín, Perú. Una experiencia de gobernanza. *Fundación Futuro Latinoamericano*.
- Foehn, A., García, J., Roquier, B., and Paredes, J. (2016). RS MINERVE – User’s manual. *RS MINERVE Group, Switzerland*, page 115.
- Fowler, H. J., Blenkinsop, S., and Tebaldi, C. (2007). Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *International Journal of Climatology*, 27(12):1547–1578.
- García, J., Paredes, J., Foehn, A., and Roquier, B. (2016). RS MINERVE – Technical manual. *RS MINERVE Group, Switzerland*.
- Gudmundsson, L., Bremnes, J. B., Haugen, J. E., and Engen-Skaugen, T. (2012). Technical Note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using statistical transformations – A comparison of methods. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(9):3383–3390.
- Haneberg, W. C. (2008). Using close range terrestrial digital photogrammetry for 3-D rock slope modeling and discontinuity mapping in the United States. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 67(4):457–469.
- Heidinger, H., Yarlequé, C., Posadas, A., and Quiroz, R. (2012). TRMM rainfall correction over the Andean Plateau using wavelet multi-resolution analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 33(14):4583–4602.
- Hossain, F. (2015). Data for All: Using Satellite Observations for Social Good. *Earth & Space Science News*, 96.
- INEI (2007). Censos Nacionales, XI de Población y VI de Vivienda Perfil Sociodemográfico del Perú Lima. *Presidencia del Consejos de Ministros-PCM. Agosto 2008*.
- INGEMMET (2015). Revista Institucional. *Ministerio de Energía y Minas del Perú*, 27:47.

- IPCC (2014). Cambio climático 2014: Informe de síntesis.
- Javernick, L., Brasington, J., and Caruso, B. (2014). Modeling the topography of shallow braided rivers using Structure-from-Motion photogrammetry. *Geomorphology*, 213:166–182.
- Johns, T. C., Durman, C. F., Banks, H. T., Roberts, M. J., McLaren, A. J., Ridley, J. K., Senior, C. A., Williams, K. D., Jones, A., Rickard, G. J., Cusack, S., Ingram, W. J., Crucifix, M., Sexton, D. M. H., Joshi, M. M., Dong, B.-W., Spencer, H., Hill, R. S. R., Gregory, J. M., Keen, A. B., Pardaens, A. K., Lowe, J. A., Bodas-Salcedo, A., Stark, S., and Searl, Y. (2006). The New Hadley Centre Climate Model (HadGEM1): Evaluation of Coupled Simulations. *Journal of Climate*, 19(7):1327–1353.
- Johnson, F. and Sharma, A. (2011). Accounting for interannual variability: A comparison of options for water resources climate change impact assessments. *Water Resources Research*, 47(4).
- 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.
- Luo, T., Young, R., and Reig., P. (2015). Aqueduct Projected Water Stress Country Rankings. Technical Report August, World Resources Institute, Washington, DC.
- Lyon, J. G., Lunetta, R. S., and Williams, D. C. (1992). *Airborne multispectral scanner data for evaluating bottom sediment types and water depths of the St. Mary's River, Michigan*. Photogrammetric engineering and remote sensing Vol. LVIII (1992) Nr. 7.
- Lyzenga, D. R. (1978). Passive remote sensing techniques for mapping water depth and bottom features. *Applied optics*, 17(3):379–383.
- Lyzenga, D. R. (1981). Remote sensing of bottom reflectance and water attenuation parameters in shallow water using aircraft and Landsat data. *International Journal of Remote Sensing*, 2(1):71–82.
- Martin, G. M., Bellouin, N., Collins, W. J., Culverwell, I. D., Halloran, P. R., Hardiman, S. C., Hinton, T. J., Jones, C. D., McDonald, R. E., McLaren, A. J., O'Connor, F. M., Roberts, M. J., Rodriguez, J. M., Woodward, S., Best, M. J., Brooks, M. E., Brown, A. R., Butchart, N., Dearden, C., Derbyshire, S. H., Dharsasi, I., Doutriaux-Boucher, M., Edwards, J. M., Falloon, P. D., Gedney, N., Gray, L. J., Hewitt, H. T., Hobson, M., Huddleston, M. R., Hughes, J., Ineson, S., Ingram, W. J., James, P. M., Johns, T. C., Johnson, C. E., Jones, A., Jones, C. P., Joshi, M. M., Keen, A. B., Liddicoat, S., Lock, A. P., Maidens, A. V., Manners, J. C., Milton, S. F., Rae, J. G. L., Ridley, J. K., Sellar, A., Senior, C. A., Totterdell, I. J., Verhoef, A., Vidale, P. L., and Wiltshire, A.

- (2011). The HadGEM2 family of Met Office Unified Model climate configurations. *Geoscientific Model Development*, 4(3):723–757.
- Martin, G. M., Ringer, M. A., Pope, V. D., Jones, A., Dearden, C., and Hinton, T. J. (2006). The Physical Properties of the Atmosphere in the New Hadley Centre Global Environmental Model (HadGEM1). Part I: Model Description and Global Climatology. *Journal of Climate*, 19(7):1274–1301.
- Marzolf, I. and Poesen, J. (2009). The potential of 3D gully monitoring with GIS using high-resolution aerial photography and a digital photogrammetry system. *Geomorphology*, 111(1-2):48–60.
- Mercogliano, P., Rianna, G., Vezzoli, R., Villani, V., and Coppola, V. (2015). Evaluation of downscaling and bias correction techniques to link climate and geo-hydrological impacts models. Technical Report November, Centro Euro-Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici, Italy.
- Metzger, L., Carpenter, T., and Georgakakos, K. (2001). Reliability Analysis of Discharge and Volume Forecasts for the Rio Rimac Basin in Peru. *HRC Technical Note No.16, Hydrologic Research Center, San Diego, California*, page 50.
- Nash, J. E. and Sutcliffe, J. V. (1970). River Flow Forecasting Through Conceptual Models Part I-a Discussion of Principles*. *Journal of Hydrology*, 10:282–290.
- Osinermin (2015). compendio de centrales de generación eléctrica del sistema interconectado nacional. *Organismo supervisor de la inversión en energía y minería. [En línea]. Disponible en: https://issuu.com/osinermin/docs/compendio_centrales_2014?e=14826589/30485968*.
- Perrin, C., Michel, C., and Andréassian, V. (2001). Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology*, 242(3-4):275–301.
- Perrin, C., Michel, C., and Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1-4):275–289.
- 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.
- Plitt, L. (2015). LIDAR, la tecnología que permite encontrar ciudades perdidas. *BBC*, pages 20–24.
- PNUD (2010). Informe sobre Desarrollo Humano Perú 2009. Technical report, Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo, Lima.

- Quiroz, R., Yarlequé, C., Posadas, A., Mares, V., and Immerzeel, W. W. (2011). Improving daily rainfall estimation from NDVI using a wavelet transform. *Environmental Modelling & Software*, 26(2):201–209.
- SENAMHI (2016). Vulnerabilidad Climática de los Recursos Hídricos en las Cuencas de los ríos Chillón, Rímac, Lurín y parte alta del Mantaro/ Informe técnico 2. Technical report, SENAMHI, Lima.
- Snavely, K. N. (2009). *Scene Reconstruction and Visualization from Internet Photo Collections*. PhD thesis, University of Washington, Seattle, WA, USA.
- Spetsakis, M. and Aloimonos, J. Y. (1991). A multi-frame approach to visual motion perception. *International Journal of Computer Vision*, 6(3):245–255.
- Teixeira, J. (2015). HadGEM2 Met Office Hadley Centre ESM. Technical report, European Network for Earth System modelling, Hamburg, Germany.
- Ummenhofer, C. C., Sen Gupta, A., England, M. H., Taschetto, A. S., Briggs, P. R., and Raupach, M. R. (2015). How did ocean warming affect Australian rainfall extremes during the 2010/2011 La Niña event? *Geophysical Research Letters*, 42(22):9942–9951.
- Westoby, M. J., Brasington, J., Glasser, N. F., Hambrey, M. J., and Reynolds, J. M. (2012). 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179:300–314.
- Wheaton, J. M., Brasington, J., Darby, S. E., and Sear, D. A. (2010). Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: Improved sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(2):136–156.
- Williams, R. D., Brasington, J., Hicks, M., Measures, R., Rennie, C. D., and Vericat, D. (2013). Hydraulic validation of two-dimensional simulations of braided river flow with spatially continuous aDcp data. *Water Resources Research*, 49(9):5183–5205.
- Winterbottom, S. J. and Gilvear, D. J. (1997). Quantification of channel bed morphology in gravel-bed rivers using airborne multispectral imagery and aerial photography. *Regulated Rivers-Research {& } Management*, 13(6):489–499.
- Wood, A. W., Leung, L. R., Sridhar, V., and Lettenmaier, D. P. (2004). Hydrologic Implications of Dynamical and Statistical Approaches to Downscaling Climate Model Outputs. *Climatic Change*, 62(1-3):189–216.
- Woodget, A. S., Carbonneau, P. E., Visser, F., and Maddock, I. P. (2015). Quantifying submerged fluvial topography using hyperspatial resolution UAS imagery and structure from motion photogrammetry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(1):47–64.

- Zeliski, R. and Kang, S. B. (1994). Recovering 3D Shape and Motion from Image Streams using Non-Linear Least Squares. *Journal of Visual Communication and Image Representation*, 6(1):10–28.
- Zucchetti, A., Arévalo, D. y. B. (2012). Una herramienta financiera para la gestión integral del agua. *AQUAFONDO: fondo del agua para Lima y Callao*, pages 135–148.

