## TEMÁTICA: HIDRO-CLIMA

# MONITOREO HIDROLÓGICO PARA EL ESTUDIO PRELIMINAR DE RELACIONES PRECIPITACIÓN ESCURRIMIENTO EN MICROCUENCAS CON PRESENCIA DE BOFEDALES, EN LA CORDILLERA OCCIDENTAL DE LOS ANDES, BOLIVIA

Dr. Ing. Freddy Soria Céspedes
2013

**CONTENIDO**


| | Página |
|---|---|
| **PREFACIO** | 4 |
| **1 AGUA, RECURSOS HÍDRICOS E HIDROLOGÍA** | 6 |
| **1.1** El tiempo, el clima y el agua | 6 |
| **1.2** El agua | 7 |
| **1.3** La hidrología y la hidroclimatología | 7 |
| **2 LAS MONTAÑAS DE LOS ANDES, SU CLIMA Y SUS BOFEDALES** | 8 |
| **2.1** El clima sudamericano | 8 |
| **2.2** Los bofedales | 9 |
| **2.3** El interés en el estudio de los bofedales | 10 |
| **3 DINÁMICA E HIDROLOGÍA DE LOS HUMEDALES DE ALTURA** | 11 |
| **3.1** Características y conocimientos generales | 11 |
| **3.2** Dinámica hídrica de los bofedales | 12 |
| **3.3** Relaciones precipitación-escurrimiento: Respuesta del sistema a escala de cuenca | 14 |
| **3.4** Acerca del estudio de la dinámica hídrica de los bofedales estudiada a escala regional | 14 |
| **4 LA MODELACIÓN HIDROLÓGICA** | 15 |
| **4.1** Los modelos precipitación-escurrimiento | 15 |
| **4.2** El problema de la escala | 17 |
| **4.3** ¿Para qué construir un modelo hidrológico? | 17 |
| **5 ÁREA DE ESTUDIO, GEOLOGIA Y CLIMA** | 18 |
| **5.1** Los sitios de estudio | 18 |
| **5.2** Características geológicas | 19 |
| **5.3** La hidrogeología de la microcuenca Sururía | 19 |
| **5.4** Clima regional | 21 |
| **6 METODOS Y HERRAMIENTAS PARA EL ESTUDIO** | 22 |
| **6.1** Estrategia general | 22 |
| **6.2** Materiales, instrumental para las mediciones y periodicidad de monitoreo | 23 |
| **6.3** Modelo matemático para la descripción de las relaciones precipitación - escurrimiento | 24 |
| **6.4** Justificación de aplicación del modelo | 25 |
| **6.5** El modelo semi distribuido de Collick *et al.* (2009) | 25 |
| **7 APLICACIÓN DEL MODELO A LA CUENCA DEL RÍO SAJAMA** | 27 |
| **7.1** Esquema de aplicación del modelo | 27 |
| Breve descripción del método del número de curva | 27 |
| **7.2** Descripción de las características de la cuenca | 29 |
| **7.3** Principales entradas al modelo | 33 |
| **7.4** Acerca de la disponibilidad de datos en el periodo 2011-2013 | 35 |
| **7.5** Aprovechamiento de los recursos hídricos en la cuenca del río Sajama | 35 |
| **8 PRINCIPALES RESULTADOS DEL ESTUDIO** | 35 |
| **8.1** Sinopsis del clima local | 35 |
| **8.1.1** Sinopsis del clima registrado en las estaciones Sajama y Chungará Ajata | 37 |
| **8.1.2** El Clima en la cima del volcán Sajama, clima en las microcuencas | 40 |

Sururía y Jaruma e impactos del ENSO en la zona
**8.2** Relaciones precipitación-escurrimiento en la cuenca del río Sajama (punto de control en el puente Río Sajama) 50
**8.2.1** Calibración del modelo matemático 50
**8.2.2** Predicción de caudales para el periodo 2005-2013 53
**8.3** Mapa para orientar el aprovechamiento de los recursos hídricos en la cuenca del Río Sajama, aguas arriba del puente Río Sajama, Ruta 4 de la Red Fundamental en el Tramo Patacamaya Tambo Quemado, Bolivia 54
Acerca del mapa: Limitaciones 55
**8.4** Posibles relaciones precipitación-escurrimiento en las microcuencas Sururía y Jaruma 57

**9 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES** 63

**10 TRABAJOS FUTUROS** 64

**11 REFERENCIAS** 67

## PREFACIO

El uso y aprovechamiento de los recursos hídricos en los Andes tropicales es un tema de interés científico e ingenieril, debido a la connotación directa sobre la vida del medio biótico que se desarrolla en aquel entorno. El estudio presente está fuertemente motivado por la relevancia citada y se enfoca al análisis de las respuestas del sistema hidroclimático a través de un estudio realizado a nivel de cuenca, a escalas temporales definidas. Este documento constituye el producto del estudio preliminar (periodo julio de 2012 a noviembre de 2013) de las relaciones precipitación-escurrimiento en un sector de la Cordillera Occidental de los Andes en Bolivia, a través del monitoreo de la hidrología superficial en las microcuencas Sururía y Jaruma y en la cuenca del río Sajama, con punto de control en el puente Río Sajama, ubicado en la intersección entre el río mencionado y la ruta 4 de la red fundamental (Bolivia), tramo Patacamaya-Tambo Quemado.

El estudio fue realizado en el periodo 25 de marzo de 2013 al 31 de octubre de 2013 y constituye la primera parte de un largo y encomiable emprendimiento, que como objetivo general de proyecto busca *identificar las relaciones hídricas que se estructuran en las áreas de recarga de dos microcuencas y su importancia para los sistemas de producción, promoviendo el diálogo de saberes a través de la investigación participativa y la identificación de medidas endógenas de adaptabilidad a los efectos del cambio climático* (objetivo O2 del Marco Lógico del Proyecto). En el transcurso de la Consultoría se coadyuva con el logro parcial del resultado de proyecto de identificar *los roles de bofedales permanentemente húmedos, bofedales estacionalmente húmedos, pajonales, y otras unidades de vegetación relevantes en la variabilidad espacio-temporal del régimen hídrico superficial y subsuperficial, observada en las áreas de recarga y en las áreas donde se desarrollan los bofedales, en dos microcuencas*. A través de este proceso se coadyuva al logro de los indicadores de proyecto siguientes:

Indicador 1. Una estación climatológica automática instalada, que conjuntamente a la información generada por los lisímetros y los piezómetros, permite explicar la variabilidad espacio-temporal del régimen hídrico superficial y subsuperficial de las unidades de vegetación identificadas.

Indicador 2. Un número por definir de campañas de campo de: aforos de cursos superficiales, aforo de caudales efluentes de manantiales, levantamiento del número y características de manantiales en la superficie de los bofedales permanentemente húmedos y los bofedales estacionalmente húmedos, los cuales permiten explicar las características de los entradas al sistema hídrico del sistema de los bofedales.

En este documento se resumen y analizan los resultados logrados durante el desarrollo de la consultoría presente, plasmados en cuatro informes de avance presentados de forma paulatina a la entidad ejecutora. El presente informe aborda una breve revisión del conocimiento contenido en la literatura acerca de la dinámica hídrica en las zonas de montaña del trópico y continúa con la presentación y descripción de los métodos y herramientas considerados en el estudio. Luego se presentan los elementos particulares a los alcances definidos en el proyecto; se introduce el área de estudio, los datos disponibles, la escala del estudio. A partir de allí se analiza la información obtenida a través del monitoreo hidrológico, se presenta un breve análisis de las relaciones entre las variables recopiladas, se estudia los procesos precipitación-escurrimiento en la cuenca del río Sajama. Adicionalmente a aquel contenido, como elemento importante para el logro de los alcances del proyecto, se presenta un breve estudio de las posibles relaciones precipitación-escurrimiento en las microcuencas Sururía y Jaruma, interpretadas a través del análisis de datos recopilados en sitio, durante los periodos mayo de 2012 a septiembre de 2013 para el caso de Sururía y abril de 2013 a septiembre de 2013 para el caso de Jaruma.

Este estudio es financiado por Agua Sustentable a través de la Consultoría "Monitoreo hidrológico para el estudio de relaciones precipitación-escurrimiento en microcuencas con presencia de bofedales en la Cordillera Occidental de los Andes en Bolivia". Su ejecución no habría sido posible sin el apoyo y trabajo en las campañas de campo del técnico de Agua Sustentable Víctor Mamani, del consultor independiente Horacio Lorini y de las pasantes Vilma Alanoca y Viviana Casas. Fueron también valiosos los comentarios y observaciones realizados por el consultor Horacio Lorini, para la mejora en la ejecución y preparación del presente documento y el análisis del material que dio lugar a la construcción del mismo. El apoyo y trabajo de todo el personal técnico y administrativo de Agua Sustentable es igualmente reconocido.

- El Autor

# MONITOREO HIDROLÓGICO PARA EL ESTUDIO PRELIMINAR DE RELACIONES PRECIPITACIÓN-ESCURRIMIENTO EN MICROCUENCAS CON PRESENCIA DE BOFEDALES EN LA CORDILLERA OCCIDENTAL DE LOS ANDES, BOLIVIA

*Los cambios en el ciclo global del agua en respuesta al calentamiento en el siglo 21 no serán uniformes. El contraste entre la precipitación en zonas húmedas y secas y entre las estaciones húmeda y seca, se incrementará, aunque es posible que ocurran excepciones regionales*

Panel Intergubernamental para el Cambio Climático,
Resumen para los Tomadores de Decisiones, 27 de septiembre de 2013

## 1 AGUA, RECURSOS HÍDRICOS E HIDROLOGÍA

El interés en el estudio de la ciencia de los recursos hídricos y las implicaciones políticas de su manejo, tiene raíces en la relación entre el ser humano y el agua y el menos explícito rol del agua en el mantenimiento de la salud del planeta (Anisfeld, 2010). Originados en el nivel de relevancia de los recursos hídricos en la vida, varios métodos se han ido desarrollando para examinar y monitorear la variabilidad de éstos, con el objetivo de incrementar el conocimiento científico a diferentes escalas y otorgar herramientas para desarrollar opciones para su manejo. Los métodos varían de acuerdo a las características del sistema estudiado, a los aspectos generales, geológicos, geomorfológicos, hidrológicos, meteorológicos, pero principalmente en función a la escala espacial y temporal del estudio (Klemes, 1983; Sivapalan, 2003). Por esta razón y por otras adicionales, el monitoreo en cuencas y principalmente en cuencas de montaña es un tema complejo, atractivo y relevante (Beniston, 2003).

Como elemento de los sistemas andinos de montaña, los estudios en humedales demandan con frecuencia la recolección de información cuantitativa de los regímenes de las aguas subterráneas almacenadas en las capas superficiales cercanas a los bordes verticales (y horizontales), a diversas escalas espaciales y temporales (*e.g.*, Soliz, 2011). El monitoreo de pozos y piezómetros es una de las formas más sencillas y conocidas de estudiar la profundidad del agua dentro del cuerpo del humedal, investigar su movimiento entre las capas de aireación y la capa de saturación y, dependiendo de la profundidad de los pozos y piezómetros, observar variaciones en las capas debajo del suelo (Sprecher, 2000). Lo complejo no es su interpretación individual; lo complejo es su integración a la explicación de la respuesta de la cuenca como sistema y lo demandante es su conceptualización como herramienta de predicción; allí se origina el interés del presente estudio.

### 1.1 El tiempo, el clima y el agua

Existen tres componentes del sistema terrestre que han acompañado y fomentado la evolución de la humanidad: el tiempo, el clima y el agua. El tiempo traduce un fenómeno instantáneo, cambiante y en cierto modo irrepetible; es el estado de la atmósfera en un momento y lugar determinados. El clima, por otro lado, aunque se refiere a los mismos fenómenos, los traduce a una dimensión más permanente duradera y estable; es una sucesión periódica de tipos de tiempos (Casas y Alarcón, 1999). El agua, en todos sus estados y principalmente desde los grandes reservorios de los mares y océanos, es parte de la atmósfera, escenario de la ocurrencia del tiempo. Entre la atmósfera y la superficie terrestre se produce un intercambio permanente de calor a través de los movimientos

constantes del aire, la evaporación y la condensación del vapor de agua. Cualquier alteración en la atmósfera, inducida por variaciones de la temperatura media del aire y de la temperatura de la superficie terrestre, alteraría el sistema y provocaría trastornos en las formas de vida (Solomon *et al.*, 2007). La variabilidad natural del clima y el cambio climático provocado por el hombre están transformando las perspectivas para la agricultura y la producción de alimentos, representando una amenaza para los recursos hídricos en unas zonas, mientras que amplían la temporada de crecimiento de los cultivos en otras (Solomon *et al.*, 2007; OMM, 2012). Una información meteorológica, climática e hidrológica es fundamental, entre otras razones, para orientar las actividades del sector alimentario y agrícola (OMM, 2012).

### 1.2 El agua

El agua como elemento principal para el sustento y la agricultura ha sido la pieza clave en el desarrollo de la civilización (Asawa, 2008). A lo largo de esta historia, los filósofos griegos iniciaron el camino en el entendimiento, por separado, de los procesos del agua en la naturaleza, pero no fue sino hasta el año 1694 cuando se proveyó evidencia convincente de la forma del ciclo hidrológico aceptado en la actualidad: a través de un trabajo donde se procedió a realizar mediciones de precipitación y caudales en la parte alta del río Sena, demostrando que la primera era suficiente para sostener el flujo en el río (Shaw *et al.*, 2011).

En el siglo presente, la hidrología ha evolucionado desde el momento de su instauración en la currícula académica en la década de los 40, hasta los adelantos de los últimos años cuyos objetivos se han concentrado en pretender llenar la laguna que existe entre el gran potencial de aplicación de potentes herramientas computacionales para la resolución de complejos esquemas numéricos y la capacidad que en la actualidad tenemos para producir, generar y colectar toda la información implícita en el medio que nos rodea (Uhlenbrook *et al.*, 2002; Hughes, 2012).

En los últimos 50 años, la necesidad de cerrar la brecha entre la práctica y la investigación ha promovido el interés por combinar datos recolectados en estudios de campo con el potencial de la modelación numérica. El advenimiento de fuentes de información no tradicionales y las nuevas técnicas de investigación, a su vez han incrementado el creciente interés y la necesidad por ampliar el conocimiento actual del dominio de la hidroclimatología sobre los diferentes caminos que recorre el agua a lo largo del ciclo hidrológico, a escalas de cuenca y globales (Shaw *et al.*, 2011).

### 1.3 La hidrología y la hidroclimatología

La hidrología es la ciencia que estudia la ocurrencia y el movimiento del agua sobre y debajo de la superficie de la Tierra, sus propiedades químicas y físicas, sus relaciones con el medio biótico y abiótico y los efectos del ser humano sobre la misma, desde una perspectiva con predominancia hacia los procesos del ciclo hidrológico que ocurren en la superficie (Shelton, 2009). La climatología es una ciencia aplicada que examina los flujos horizontales y verticales de energía, masa y momentum entre las superficies de la tierra, los océanos y la atmósfera; por otro lado, la meteorología es el estudio del tiempo y los movimientos de la atmósfera a escalas de tiempo cortas (Shelton, 2009).

Conceptualmente, la hidroclimatología reconoce que el clima es la fuerza que rige el ciclo hidrológico (Shelton, 2009). Esta rama del conocimiento constituye la intersección entre el estudio de la hidrología y la climatología, al enfocarse en el estudio de la influencia del clima sobre las aguas de la superficie de la Tierra. Su estudio define la investigación e interpretación de la humedad en sus tres fases, en la atmósfera y en la superficie terrestre, incluyendo los intercambios

de humedad y energía entre la superficie y la atmósfera, además del transporte de humedad en la atmósfera (Shelton, 2009). La hidroclimatología incorpora la atmósfera, los océanos y los suelos, y sus interrelaciones a través de intercambios de energía, masa y momentum; esta rama del conocimiento provee la estructura para analizar las formas en que el clima ocasiona variaciones en la ocurrencia espacio-tiempo de los componentes del ciclo hidrológico y a escalas amplias (Shelton, 2009).

La hidrometeorología tiene un enfoque ingenieril, al concentrarse en la medición y análisis de datos de precipitación, en su extrapolación en el espacio, la definición de probabilidades de ocurrencia de eventos de inundación y eventos de precipitación y en el análisis de la intensidad de las tormentas, además de proveer elementos para el diseño de estructuras hidráulicas (Shelton, 2009). La hidroclimatología enfatiza el balance (o desbalance) en las relaciones precipitación-escurrimiento, su distribución durante el año y la significancia de este balance-desbalance (Shelton, 2009). En la presente consultoría, ambos conceptos conjuntamente con el concepto de la hidrología son estudiados y aplicados, dada su relevancia hacia los objetivos del proyecto.

## 2 LAS MONTAÑAS DE LOS ANDES, SU CLIMA Y SUS BOFEDALES

Desde una perspectiva general, la relevancia de las montañas radica en su capacidad de proveer de manera directa los medios de vida para aproximadamente el 10% de la población global y de manera indirecta para aproximadamente un 50% de la misma (Beniston *et al.*, 2003). Para la hidrología, la relevancia de los ecosistemas de montaña es enorme, al contribuir hasta en un 95% los caudales que definen la descarga total de las cuencas en regiones áridas (Liniger *et al.*, 1998). La importancia de tales ecosistemas se origina también en su enorme valor como fuente de conocimiento científico, debido a su alta sensibilidad a los efectos del cambio climático global, originada principalmente en la limitada superficie de sus cumbres (Beniston *et al.*, 2003; Solomon *et al.,* 2007), y sus altamente diferenciadas condiciones climáticas en el sentido vertical (McCarthy *et al.*, 2001; Hofer, 2005). A pesar de tal relevancia, el conocimiento del funcionamiento e interrelación de los componentes, elementos y variables que definen estos interesantes sistemas es muy limitado (Buytaert y Beven, 2011), por el carácter remoto de su geografía y la mencionada enorme variabilidad del comportamiento del clima.

### 2.1 El clima sudamericano

El clima en la región está definido por los patrones de tiempo sudamericanos, donde la variabilidad del clima a escala interdecadal, interanual y estacional es resultado de la superposición de varios fenómenos de escala global y elementos geográficos (Vuille, 1999; Garreaud *et al.*, 2003; Garreaud *et al.*, 2008; Martinez *et al.*, 2011). Entre los fenómenos globales están: el desplazamiento de la Zona de Interconvergencia Tropical (ZCIT), los vientos del norte, forzantes de altas latitudes como la Oscilación Antártica (AAO) y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y el gradiente meridional de la temperatura de la superficie del mar (SST) sobre el Atlántico tropical (Garreaud *et al.*, 2008; Martinez *et al.*, 2011). Entre los elementos geográficos están Los Andes y los elementos que se desarrollan sobre el Escudo Brasileño. El primero representa un obstáculo para el transporte de humedad, dando lugar a condiciones áridas hacia el oeste y condiciones extratropicales hacia el este (Garreaud *et al.*, 2003; Garreaud *et al.*, 2008). El Escudo Brasileño también tiende a bloquear la circulación baja sobre el continente y su enorme extensión de tierra proporciona las condiciones para el desarrollo de tormentas convectivas que alimentan el bosque lluvioso más grande del planeta, en la cuenca del río Amazonas (Garreaud *et al.*, 2008).

La Oscilación Sur El Niño (ENSO) es el principal elemento que define la variabilidad interanual del clima sudamericano (Garreaud *et al.*, 2008; Garreaud, 2009; Martinez *et al.*, 2011). El ENSO es un fenómeno que tiene fuertes efectos sobre Ecuador, Perú y Chile. Se ubica en el sistema océano-atmósfera del Pacífico tropical y se caracteriza por fluctuaciones irregulares de 2 a 7 años entre condiciones cálidas (El Niño) y frías (La Niña) (Vuille, 1999; Garreaud *et al.*, 2003; Garreaud *et al.*, 2008; Garreaud, 2009). Sobre el Altiplano, tal influencia se refleja en los años con precipitación por debajo de la media durante la ocurrencia de El Niño, tendencias a incremento en la temperatura del aire y condiciones opuestas durante la ocurrencia de La Niña (Garreaud *et al.*, 2008; Garreaud, 2009). Tal relación no siempre es evidente cuando la fase de El Niño se desplaza en relación al verano austral del Altiplano (Martinez *et al.*, 2011). Durante los años con condiciones El Niño, el gradiente termal meridional es mayor entre el trópico y el subtrópico, resultando en vientos del oeste más intensos que ocasionan menor transporte de humedad desde el interior del continente y limitada convergencia sobre el Altiplano; nuevamente, anomalías en estos patrones resultan en condiciones alternadas de humedad y aridez entre las partes sur y norte del Altiplano (Garreaud, 2009).

En los Andes tropicales de Bolivia y Perú, a escala estacional (intranual) el clima se caracteriza por cortos periodos húmedos y periodos secos prolongados, en respuesta a las fluctuaciones de la ZCIT, del Anticiclón del Pacífico Sur (SPAC) y la alta subtropical o alta boliviana (Garreaud *et al.*, 2008; Martinez *et al.*, 2011). La estabilidad estática del SPAC se mueve en dirección a los polos durante el verano austral y hacia el ecuador durante el invierno, atrapa humedad en una capa cerca de la superficie y evita el transporte de humedad desde el este hacia los Andes (Martinez *et al.*, 2011). La relevancia de la intensidad y posición del SPAC es su probable relación con las fases del ENSO (Martinez *et al.*, 2011). Por el contrario, la relevancia de la alta boliviana está en que además de influir en la variabilidad estacional de las lluvias en Sud América (Lenters and Cook, 1997), la misma es también responsable del transporte de humedad hacia los Andes en el periodo diciembre-marzo, cuando la misma se intensifica cuando el verano incrementa la temperatura del Altiplano, al cual convierte en una fuente de calor atmosférico (Lenters and Cook, 1997); la alta boliviana se debilita en abril, en coincidencia con el desplazamiento hacia el norte de ZCIT (Garreaud *et al.*, 2008; Martinez *et al.*, 2011).

### 2.2 Los bofedales

Los sistemas hidrológicos de las montañas de los Andes tropicales tienen elementos que los distinguen de sus similares a otras latitudes. Uno de estos elementos es la presencia de humedales de altura o bofedales, los que al formar parte de estos sistemas de montaña comparten sus cualidades, indefectiblemente heredan las dificultades para su estudio, pero fundamentalmente comparten su potencial para proveer conocimiento, tanto para el campo ingenieril como para el campo científico.

Un humedal es una región donde la saturación con agua es el factor dominante que determina la naturaleza del desarrollo de sus suelos, las formaciones de la superficie y las comunidades de plantas y animales que allí habitan (Cowardin *et al.*, 1979). La naturaleza y configuración de los humedales varía de acuerdo a la latitud y elevación del sitio, debido a diferencias regionales y locales en los suelos, topografía, clima, química de las aguas, vegetación y las actividades antrópicas (Rasmussen, 2003). En las montañas y en las tierras bajas, los humedales constituyen un ecosistema especial, porque comparten las condiciones que definen las características de un ambiente terrestre, donde la superficie del agua permanece por debajo de la superficie de los

suelos. Es así que en el ambiente "somero" de un humedal se crean condiciones biogeoquímicas únicas (Rasmussen, 2003).

Los humedales se forman en depresiones y zonas con bajas pendientes topográficas, donde la velocidad de escurrimiento de las aguas es notoriamente menor a la que rige el escurrimiento superficial sobre las laderas; es también común la formación de humedales en zonas aisladas, con suelos de poca profundidad (Cowardin *et al.*, 1979; Rasmussen, 2003; Ramsar, 2002; WWF, 2005). Los humedales se forman en las riberas de los ríos, lagunas, pantanos, charcos, pasturas con alto grado de humedad o totalmente saturadas, sobre zonas de descarga de aguas subterráneas, zonas periódicamente inundables, pero también aislados sobre sustratos de permafrost, roca o arcilla donde la permeabilidad es baja (Rasmussen, 2003).

En Centro y Sudamérica los humedales altoandinos se encuentran en tres bioregiones: los Páramos, la Jalca y la Puna (Ramsar, 2002; WWF, 2005). Los primeros, abarcan los Andes del norte y la alta montaña centroamericana, desde el norte de Perú, Ecuador, Colombia, Venezuela y Costa Rica. Se caracterizan principalmente por la diversidad de las fuentes de agua (fuentes glaciares y atmosféricas), las bajas temperaturas, las pronunciadas variaciones climáticas durante el día, la humedad relativa superior al 80%, los suelos ricos en materia orgánica con alta capacidad de almacenamiento de agua, la vegetación dominada por pajonales o pastizales con plantas con forma de roseta, arbustos, bambúes y cojines de musgos (Ramsar, 2002; WWF, 2005).

La Jalca se desarrolla en el norte del Perú, en la bioregión que define la transición entre el Páramo y la Puna. Comparte características y funciones con el Páramo, al tener alta humedad relativa y altas tasas de precipitación, pero con fluctuaciones climáticas marcadas (WWF, 2005). Para la zona altoandina y puneña, en las altiplanicies de Perú, Bolivia, Argentina y Chile, los humedales se desarrollan en zonas con cambios drásticos en el clima (WWF, 2005). Estos humedales se conocen principalmente en el altiplano Perú-Boliviano, el norte de Chile y el norte de Argentina con el término de bofedales. Los bofedales tienen un tipo de vegetación intrazonal característica, formada a bajas temperaturas, sobre suelos anóxicos sobresaturados de agua. Debido a estas condiciones, durante su proceso de descomposición la vegetación propicia la formación de turba, lo cual otorga a estas formaciones el nombre de turberas de altura (Beck, 1988, citado en Estenssoro, 1991; Cadima y López, 2009).

Los bofedales se desarrollan en condiciones extremas para la vida, en general en regiones áridas, con radiación solar intensa, vientos con altas velocidades, heladas y temporadas de crecimiento cortas (Squeo *et al.*, 2006). Estas condiciones son particularmente atractivas para la ciencia y la ingeniería, por el potencial latente de que allí se desarrollen ecosistemas únicos y sensibles, bajo condiciones remotas y eventualmente hostiles, en consecuencia poco estudiados (Ramsar, 2002).

### 2.3 El interés en el estudio de los bofedales

El estudio de los humedales y sus ecosistemas tiene relevancia en intereses ingenieriles e intereses científicos. Desde una perspectiva ingenieril, el interés en el estudio de los humedales busca en general investigar y asesorar potenciales medidas para atenuar los efectos de la intervención humana. En este tema, globalmente los estudios en humedales naturales y artificiales se concentran en la cuantificación, evaluación y asesoramiento de los incrementos en la producción de sedimentos, las alteraciones en los volúmenes y concentraciones de nutrientes, los cambios en la capacidad de almacenamiento de agua, y las variaciones en los regímenes de escurrimiento superficial y subterráneo (*e.g.*, Guzmán, 2010; Hayes *et al.,* 2000; McIntyre *et al., 2012*).

En las partes altas de la región andina y particularmente en el Altiplano, el interés ingenieril en el estudio de los humedales naturales se concentra en su mayoría alrededor de la capacidad de estas unidades geomorfológicas de producir forraje, para beneficio de los camélidos sudamericanos y los consecuentes beneficios económicos para los habitantes de la región (*e.g.,* Castellaro *et al.*, 1996; Villagrán y Castro, 1999; Cárdenas y Encina, 2003; Buttolph y Coppock, 2004; Squeo *et al.*, 2006; Fugal *et al.*, 2010); el interés en temas tales como la construcción de humedales artificiales se relega a la ejecución de proyectos piloto (*e.g.,* Villegas, 2005; Delgadillo et al., 2010).

Desde una perspectiva científica, el interés en el estudio de humedales de altura es amplio. Se relaciona frecuentemente a la fragilidad de los ecosistemas hídricos y lacustres hacia cambios causados por la intervención humana y cambios en las variables climáticas (*e.g.*, Ramsar, 2002; Buytaert *et al.*, 2006; Solomon *et al*., 2007; Joosten, 2009; Buytaert *et al.*, 2011; Joosten *et al.,* 2012; Bridgham *et al.*, 2013), el estudio de las variaciones de la oferta de agua por cambios en el uso del suelo (*e.g.*, Buytaert, *et al.*, 2007), la provisión de servicios ambientales de estas unidades geográficas (*e.g.*, Buytaert *et al.*, 2011), entre otros.

## 3 DINÁMICA E HIDROLOGÍA DE LOS HUMEDALES DE ALTURA

### 3.1 Características y conocimientos generales

El conocimiento actual acerca de las características y dinámica (desde varias perspectivas) de los humedales de altura se deriva principalmente de estudios botánicos y agronómicos (*e.g.*, Estenssoro, 1991; Salazar *et al.*, 2000; Alzérreca, 2001 (citado en Soliz, 2011); Cárdenas y Encina, 2003; Moreau *et al.*, 2003; Squeo *et al*. 2006; Coronel *et al.,* 2009; Otto *et al.*, 2011; Coronel, 2011; Ruthsatz, 2012). Es a partir de estos estudios, se ha demostrado que estas formaciones tienen características que los distingue de otras similares que se desarrollan a altas latitudes. Los estudios señalados han demostrado que las únicas características aparentemente compartidas entre los bofedales y los humedales situados a altas latitudes son los patrones de microtopografía, que definen la formación de zonas con aguas estancadas y las pequeñas ondulaciones que se forman en su superficie, las cuales a su vez están directamente relacionadas con la dominancia de especies herbáceas en cojines compactos por sobre las especies rizomatosas que forman los céspedes planos de las vegas (Salazar *et al.*, 2000; Squeo, 2006). Las características distintivas tienen también origen en las fuentes que alimentan los humedales: aguas semi salobres provenientes del deshielo glaciar y de aguas pluviales, y en el dominio de comunidades miembros de las Juncaceae, y la ocurrencia de especies como la *Oxychloe andina* y la *Patosia clandestina* (Ruthsatz 1993, 2000, y Squeo *et al*. 2006b, citado en Squeo, 2006). En la región Andina, es también distintivo el dominio de la *Distichia muscoides*, acompañadas por las especies *Scirpus deserticola, Werneria pigmaea, Plantago tubulosa, Deyeuxia curvula, Juncus stipulatus* (Coronel *et al.,* 2009).

En la región andina, el conocimiento de la dinámica de los humedales ha tenido importantes aportes desde los estudios realizados en los páramos de Venezuela, Colombia, Ecuador y el norte de Perú, a partir de la identificación de los humedales como unidades geográficas reguladoras de la respuesta y producción de agua desde las montañas hacia las zonas bajas. Desde este enfoque, una cantidad importante de publicaciones en materia hídrica se orientan en el asesoramiento de los potenciales impactos del cambio climático en las fuentes de provisión de agua a partir de estudios enfocados a los Páramos, las áreas situadas inmediatamente aguas arriba con cobertura glaciar parcial y las zonas de impacto adyacentes en la dirección aguas abajo (*e.g.,* , Villacis *et al*.,

2010; Marengo *et al.*, 2010; Martinez *et al.*, 2010). A partir de estas iniciativas, en el tema de glaciares y cambio climático las conclusiones son similares a las observadas a lo largo del trópico y son igualmente impactantes (*e.g.,* Kaser, 1999)

En el tema de los humedales de altura, los estudios realizados proporcionan información que sugiere una relevancia notoriamente alta de los páramos, como entes reguladores de al menos 70% de los ríos en sus cabeceras y como fuentes de aporte de aproximadamente 4% de la oferta de agua superficial en el caso de Colombia (Díaz-Granados *et al.*, 2005), y como entes proveedores-generadores-contribuyentes de aproximadamente 92% para el caso de Quito en Ecuador (Villacis *et al*., 2010b). En referencia a información específica directamente aplicable a los alcances del presente proyecto, estos estudios proporcionan datos limitados debido a que es probable que el comportamiento de ambos sistemas podría diferir (*e.g.*, en algunos sistemas de Páramo, la precipitación horizontal tiene alta relevancia). Es así que entre los aspectos rescatables se puede citar, *e.g.,* la probabilidad de una mayor abundancia de especies durante periodos de deshielo en humedales del Perú con dominio de diatomeas (Salazar y Huszar, 2009).

Las investigaciones en los Páramos otorgan información valiosa y diversa en materia científica, lo que incrementa el valor y el potencial de los estudios realizados en estas regiones. Estas investigaciones cubren temas que van desde estudios del potencial de la información contenida en las formaciones de los humedales como herramienta para la reconstrucción de paleoclimas (*e.g.*, Skrzypek *et al.*, 2011), investigaciones que analizan la acumulación de carbono en los humedales y los potenciales efectos negativos en escenarios de cambio climático por efecto de eventuales deterioros en la cobertura vegetal (*e.g.,* Chimner y Karberg, 2008; Castro, 2011), hasta los tradicionales estudios descriptivos de las condiciones biofísicas del medio donde se desarrollan los humedales (*e.g.,* Bosman *et al.*, 1993; Podwojewski, 1999; Díaz-Granados *et al.*, 2005; Squeo *et al.*, 2006).

En Bolivia, el conocimiento que aporta la literatura está en su mayoría enfocado a estudiar los humedales de altura desde perspectivas palinologicas y paleoecológicas (*e.g.*, Estenssoro, 1991; Coronel *et al.,* 2004; Carafa, 2009). En el tema hídrico, existen estudios enfocados a identificar características hidrogeológicas (*e.g.*, Soliz, 2009; Soliz, 2011), al estudio de manera indirecta de su relevancia desde perspectivas hidroglaciológicas (*e.g.*, Ramirez, 2008) e inclusive existen estudios aún en progreso que buscan estudiar el rol hídrico de los bofedales a escala de cuenca (*e.g.*, Ledezma, 2012); sin embargo, desde la perspectiva del conocimiento del presente autor, los avances reportados con enfoque ingenieril están aún muy limitados por las condiciones remotas de los sitios donde se desarrollan los bofedales andinos y la consecuente falta de información histórica de las variables hidroclimáticas e hidrogeológicas.

### 3.2 Dinámica hídrica de los bofedales

Los bofedales son humedales de altura que se desarrollan en la Hidro-ecoregión Altoandina, sobre los 3900-4000 msnm (Cadima y López, 2009), que heredan la consecuencias de la variabilidad espacial característica de las regiones de montaña. Los efectos de tal herencia otorga medios para analizar la relevancia de la incertidumbre contenida en la regionalización de los resultados. Al respecto, los estudios de Coronel *et al.* (2004), Coronel *et al.* (2009), Cadima y López (2009) y previamente los estudios de Navarro y Maldonado (2002) y Goitia *et al.* (2007) (citados en Cadima y López, 2009) proveen información que sugiere que la composición fisico-química de los suelos y las aguas donde se desarrollan los bofedales, varía entre sitio y sitio aún dentro de zonas relativamente cercanas y están relacionadas a la ocurrencia de las especies. Para demostrar tal

variabilidad, la literatura citada recurre a la comparación de resultados de experimentos realizados en la Cordillera Oriental y la Cordillera Occidental de Bolivia y encuentra mayor mineralización (alcalinización) en el sector del volcán Sajama en comparación a los bofedales de la Cordillera Oriental. Tal variabilidad, es atribuida en los estudios citados a diferencias entre los factores bioclimáticos que definen ambientes xéricos hacia el sur y pluvioestacionales hacia el norte de Bolivia, que dan lugar a condiciones que a su vez definen una relación positiva entre la riquezas de las especies, la alcalinidad y la concentración de bicarbonatos.

La literatura provee también elementos interesantes para analiza el probable rol en materia hídrica de las capas que sucesivamente forman las unidades geográficas donde se desarrollan estas formaciones y se intenta inferir sus volúmenes de demanda de agua para dos sitios de estudio en el norte de Chile, uno de ellos situado en Chungará, adyacente al Parque Sajama, de allí su importancia para el presente estudio. Salazar *et al.* (2000) observa que la configuración y profundidad de las capas de suelo donde se desarrolla el bofedal varía de acuerdo al tipo de vegetación presente, lo cual a su vez tiene relevancia directa en el régimen de escurrimiento superficial. El estudio citado sugiere que en zonas con escurrimiento superficial permanente, el bofedal está compuesto por una capa con vegetación viva, que se superpone a una capa anóxica de material orgánico. Salazar *et al.* (2000) sugiere que en esta capa anóxica se produce la descomposición de la materia orgánica, la cual es la responsable del incremento de los niveles de acidez de los suelos, favoreciendo la alteración meteórica de los sedimentos y coadyuvando al ingreso de las sales. En contraposición, en zonas sin escurrimiento superficial permanente Salazar *et al.* (2000) observa vegetación tipo vega y de transición con menor cobertura vegetal a la de un bofedal y la ausencia de la capa anóxica. Salazar *et al.* (2000) también propone una probable existencia de correlación entre la demanda de agua de los bofedales y los valores de evapotranspiración real del cultivo, otorgando una herramienta valiosa para definir valores de partida para estudios de análisis de relaciones oferta-demanda y estudios de balance hídrico, tal como se demuestra en Soria (2013). Este último, a través de experimentos computacionales, retoma el interés y la necesidad de cuantificar la variabilidad de la respuesta hídrica entre sitios de estudio relativamente cercanos (Cordillera Real vs. Cordillera Occidental), demuestra que el conocimiento en el tema es limitado y define la necesidad por reducir la brecha de la incertidumbre predictiva existente.

En la zona de los Andes en Bolivia, el conocimiento disponible en el tema de bofedales desde una perspectiva hídrica se genera a partir de proyectos que proveen conocimiento puntual en el tiempo y en el espacio. Este conocimiento de tales proyectos es valioso debido al carácter inédito de la investigación y también porque se provee parámetros que podrían utilizarse en intentos de modelación futuros. Entre aquellos proyectos están los estudios de Ramirez (2008) y Soliz (2011). Los alcances y por tanto los resultados de Ramirez (2008) no se concentran de manera explícita en la relevancia del los humedales sobre la regulación hídrica, probablemente por la ausencia de datos para tales estudios, pero reconocen que los bofedales tienen un rol importante en la respuesta del caudal base y en la regulación del agua aportada por la cuenca en épocas de estiaje. En base a estas conclusiones, el paso adelante lo toma la investigación hidrogeológica de Soliz (2011) en un bofedal al pié del Nevado Illimani (Cordillera Real de los Andes), que se desarrolla sobre una formación dispuesta en capas verticales compuestas por una capa orgánica de espesor variable de 0.20 hasta 1.0 m, una capa de transición de espesor variable y una capa impermeable arcillosa de hasta 80 m de profundidad. Aquel estudio realiza una estimación de los volúmenes totales de agua que probablemente están almacenados en el bofedal, volúmenes de recarga anuales y caudales de flujo anual de 2000 $m^3/s$ para la capa orgánica y de 2 a 9 $m^3/s$ para el acuitardo que son aparentemente altos para la pequeña área cubierta por el bofedal (15.5 Ha).

Aparte de aquellos valores calculados, existen dos parámetros definidos en Soliz (2011) que tienen fundamental relevancia para estudios en otras cuencas de similares características: *i)* en este tipo de cuencas, se estima que los tiempos de residencia podrían variar entre 40 a 150 meses para el agua almacenada en las capas orgánicas, y más de 2000 años para el agua almacenada en las capas impermeables, y ii) el alto potencial hídrico de la cuenca es consecuencia de la contribución de manantiales y deshielo glaciar. El primer parámetro (tiempos de residencia) sugiere que es altamente probable que una única campaña anual podría no ser suficiente para estudiar la respuesta de un ciclo completo del hidrograma de respuesta de la cuenca. Por otro lado, el segundo aspecto mencionado sugiere que en este tipo de cuencas situadas en las zonas altas de los Andes, aun existe demanda por información de campo para incrementar el conocimiento de la dinámica hídrica a escalas menores a la anual (escalas estacional, mensual).

### 3.3 Relaciones precipitación-escurrimiento: Respuesta del sistema a escala de cuenca

Las variaciones en las tendencias de las series de escurrimiento son respuestas naturales a cambios en la cobertura vegetal y el uso de suelo (Harden, 2006); esta variable define un medio integrador de la respuesta de la cuenca a través de la interpretación agregada de todos los componentes del sistema, por tanto constituye el parámetro más adecuado para el estudio y asesoramiento de procesos precipitación-escurrimiento en estas zonas geográficas (Beven, 2004). Por estas razones el estudio de cambios en la variable escurrimiento a diferentes escalas es de interés mayor y es cuantificable, tal como demuestran, *e.g.*, Buytaert *et al.* (2005); Harden (2006) y Buytaert *et al.* (2007) a través de estudios que, aunque no están específicamente desarrollados en Bolivia, proveen herramientas para analizar potenciales impactos de la deforestación y la expansión de la frontera agrícola sobre formaciones de suelos y sobre la descarga hídrica total de la cuenca. Los autores mencionados ratifican el conocimiento del tema generado en otras latitudes (*e.g.*, Hayes *et al.,* 2000), al identificar al páramo alpino como una unidad geográfica dominada por los flujos subterráneos (aspecto también identificado en la cuenca del Río Sajama en Soria, 2013), capaz de regular los picos de las curvas de duración de una cuenca. Simultáneamente, los estudios señalados sugieren la incapacidad del sistema de definir variabilidad identificable en los registros de escurrimiento a escalas mayores a la mensual, al sugerir la poca probabilidad existente de que cambios en el almacenamiento de agua tenga impactos sobre el balance hídrico. Las conclusiones de estos estudios son relevantes para fines prácticos debido a que definen, entre otros, i) la alta posibilidad de que las técnicas de regionalización no tengan éxito en regiones de montaña; y ii) que en cuencas de altura dominadas por bofedales, la degradación de los suelos tiene el potencial de reducir el agua disponible para las plantas hasta un 30% (Buytaert *et al.*, 2005).

### 3.4 Acerca del estudio de la dinámica hídrica de los bofedales estudiada a escala regional

A escalas mayores a la escala local, el uso de técnicas de teledetección ha demostrado un gran potencial para el análisis de dinámicas regionales a través del uso de tecnologías radar, interferometría (*e.g.*, Puri *et al.*, 2011), teledetección óptica (Soria & Kazama, 2009) y otros. Entre estas tecnologías, el mapeo y el análisis de cambios históricos en elementos geográficos y la biomasa ha capturado una atención importante en zonas con limitada información, probablemente debido a la facilidad de acceso, manipulación e interpretación de este tipo de datos y a la extensa información histórica disponible (*e.g.*, Otto *et al.*, 2011). En cualquier caso, los resultados han demostrado que el principal obstáculo es la incompatibilidad entre las escalas a las cuales estas técnicas son aplicadas y la escala a la cual los datos de campo son recopilados, así como también la falta de coincidencia entre los periodos de adquisición de datos y los frecuentes problemas con

la calidad de los datos climáticos recopilados en tierra; los tres aspectos han sido las limitantes al progreso de la aplicación de estas tecnologías en sitios con limitada información y las soluciones a tal dilema parecen aún distantes.

# 4 LA MODELACIÓN HIDROLÓGICA

## 4.1 Los modelos precipitación-escurrimiento

Los modelos precipitación-escurrimiento son herramientas estándar, utilizadas en nuestros días de forma rutinaria para la investigación en las ciencias de la ingeniería y las ciencias ambientales (Wagener *et al.*, 2004). Las razones que justifican su uso se basan principalmente en las limitaciones de las técnicas de medición hidrológica, debido al simple hecho de que la mayoría de los procesos y su mutua interrelación ocurren bajo la superficie, a escalas que en general no son homogéneas espacial ni temporalmente (Beven, 2004).

Los modelos precipitación-escurrimiento se utilizan para múltiples actividades y propósitos (Wagener *et al.,* 2004): en la ampliación de series de tiempo en el espacio y en el tiempo (*e.g.*, Manley, 1978, Soria *et al.*, 2008), la evaluación de estrategias de manejo y administración de los recursos hídricos de una cuenca (*e.g.,* Molina y Cruz, 2008), en la evaluación de potenciales impactos del uso del suelo o cambios en la cobertura vegetal (*e.g.,* Soria *et al.,* 2008b), en el cálculo de crecientes de diseño (*e.g.,* Calver *et al.*, 2004), como modelos para proporcionar datos de entrada a modelos para la simulación de la calidad de las aguas (*e.g.,* Mroczkowski *et al.,* 1997), para la predicción en tiempo real de crecidas (*e.g.*, Moore, 1999) o para proveer condiciones de borde para modelos de circulación global (*e.g.,* Wood *et al.*, 1992).

Desde la presentación del Stanford Model de Crawford y Linsley en 1966, se han propuesto un gran número de estructuras para la representación de los procesos precipitación-escurrimiento (ver el artículo de Todini, 2007, para una retrospectiva en detalle). Para entender mejor las características de estas estructuras propuestas, la literatura sugiere clasificar estos modelos de acuerdo a tres criterios (Singh, 1995), en general flexibles e intercambiables (Wagener *et al.*, 2004): a) descripción de los procesos, b) escala y c) técnica de solución.

La descripción de los procesos se encarga de describir todos aquellos procesos que tienen relevancia en la generación de la respuesta o salida de la cuenca. Aquella descripción puede realizarse a través de estructuras agregadas, semi distribuidas y distribuidas, determinísticas, empíricas o mixtas (Singh, 1995). De acuerdo a la literatura (*e.g.,* Singh, 1995), las estructuras agregadas y distribuidas tienen una relación directa con el segundo criterio de clasificación, la escala. La razón es la siguiente: las estructuras agregadas describen los procesos considerando al sistema como una unidad. Este concepto es aplicable cuando se percibe que las características del sistema son lo suficientemente homogéneas como para ser representadas a través de parámetros espacialmente agregados. En proyectos ingenieriles, es común observar que tal agregación se logra a través de medias areales de los factores del sistema; es decir, se asume que el comportamiento medio (aritmético o ponderado) de todas las fuentes de recolección de datos dentro de los límites de la cuenca, puede representar el comportamiento de toda la cuenca. Las ventajas de considerar este tipo de estructura es el ahorro en el tiempo en la preparación de datos, la velocidad de corrida del modelo y su verificación (calibración y validación). La desventaja de estos modelos es que describen los procesos a través de ecuaciones diferenciales simples y ecuaciones empíricas, sin considerar explícitamente las condiciones de borde del sistema ni las características topográficas ni geométricas de la cuenca; allí radica su debilidad y la recomendación general de que estos modelos no deben ser utilizados en sistemas heterogéneos.

Como alternativa a los modelos agregados, los investigadores proponen considerar el uso de esquemas distribuidos. En este tipo de modelos, la representación de los procesos se realiza dentro de un esquema a alto detalle o pixelado (por celdas). En teoría, esta última representación es la más aconsejable, porque estudia la interacción entre factores y porque permite identificar los factores que dominan la respuesta del sistema en cada una de las unidades hidro-geomorfológicas. Las ventajas son muchas, desde el alto potencial de sus aplicaciones hasta la alta precisión a la cual se puede estudiar los procesos internos que ocurren en la cuenca. A pesar de este panorama optimista, en un escenario donde la disponibilidad de información es limitada, las desventajas de aplicación de un modelo distribuido puede introducir cargas de incertidumbre difíciles de sobrellevar. Entre las desventajas en la aplicación de este tipo de modelos están: el alto costo computacional (una corrida de estos modelos podría tomar varios días) pero principalmente la ausencia de información en campo que permita validar la respuesta del modelo en cada pixel de su estructura. Esta última desventaja es ampliamente discutida en la literatura y es el objeto central de importantes publicaciones (*e.g.,* Tang *et al.*, 2007; Beven, 2009).

Un tipo de estructura con complejidad intermedia es la "semi distribuida" o pseudo distribuida (Singh, 2005). Esta toma en cuenta la existencia de limitaciones para describir un sistema a escala de pixel y asume que existe la posibilidad de describir el sistema dividiendo al mismo en pequeñas cuencas o sistemas agregados distribuidos en el espacio, interconectados entre sí (*e.g.,* Collick *et al.*, 2009). Las ventajas al aplicar este sistema son los mismos que aparecen al momento de utilizar un sistema agregado, mientras que las desventajas se resumen en el siguiente mensaje (Ajami *et al.*, 2004): *el uso de modelos semi distribuidos es aconsejable, porque pueden proveer información acerca de las condiciones de flujo en puntos internos de las cuencas. Sin embargo, la mejora resultante en la simulación a la salida de la cuenca comparada con la aplicación de un modelo agregado, no es una justificación significante para adoptarlos por sobre estructuras más simples*.

Sin importar si el modelo se describe a través de una estructura agregada o distribuida, en general la preferencia hacia el método de construcción se guía por estructuras determinísticas en detrimento de estructuras estocásticas, debido a la tendencia de considerar a las últimas como estructuras de caja negra y también debido a la alta demanda de datos de este último tipo de estructuras. Para ejemplificar esta observación, se remite al lector a la lectura de artículos donde se reportan interesantes estructuras híbridas utilizadas en aplicaciones académicas y prácticas (*e.g.,* Kawagoe *et al.*, 2010).

La clasificación según el método de solución divide los modelos en: numéricos, análogos y analíticos (Singh, 1995). Con el advenimiento de las poderosas computadoras domésticas, la popularidad de los modelos numéricos es en la actualidad, muy alta tanto en el campo de la investigación como en el campo de la práctica. Como prueba, la literatura reporta numerosos artículos donde se proponen soluciones basadas en diferencias finitas, elementos finitos, elementos de borde, pixeles con forma variable y soluciones híbridas (ver Hornwerberg y Wiberg, 2005). Al momento de revisar las diferencias y similitudes entre los modelos agregados y distribuidos, la relevancia de la investigación de estas técnicas de solución aplica esencialmente a los segundos, mientras que son prácticamente irrelevantes en las soluciones de las estructuras que yacen en los modelos agregados y en los modelos pseudo distribuidos.

Para el caso presente, se eligió representar la respuesta del sistema a través de un modelo semi distribuido, tomando en cuenta las recomendaciones de la literatura acerca de los potenciales de su aplicabilidad y considerando toda posible desventaja. Se omite la aplicación de un modelo agregado a un sistema donde se espera que la respuesta hídrica tenga alta heterogeneidad

espacial; de la misma forma, también se omite la implementación de un modelo distribuido debido a la limitada información disponible. El modelo semidistribuido elegido se describe luego, en el presente documento.

### 4.2 El problema de la escala

Considerando que la cuenca es la unidad de análisis de los procesos hidrológicos, la interpretación de la clasificación descrita en los párrafos precedentes depende del enfoque bajo el cual se interpreta el problema, pero también depende de la perspectiva bajo la cual se desea o se demanda estudiar la variable considerada como salida del sistema. Este enfoque está íntimamente ligado a la escala temporal y espacial a la cual se describe los procesos (Singh, 1995).

La escala temporal se define a dos niveles. El primer nivel está definido por la escala de cálculo y es la más importante, porque define la precisión a la cual el modelo realiza los cálculos para la descripción de los procesos. Esta escala define el paso de tiempo para el cual el modelo realizará los cálculos sucesivos y es altamente relevante porque podrá definir inclusive la forma en que el modelador define la conceptualización misma de los procesos. Desde una perspectiva técnica, el segundo nivel es poco relevante, porque simplemente define la escala a la cual el modelo otorga los productos al usuario final (*e.g.*, Kazama *et al.*, 2004); este nivel no influirá en el enfoque bajo el cual el modelo realiza los cálculos.

La escala espacial define el criterio para clasificar una cuenca. Al respecto, la literatura sugiere la siguiente clasificación: cuenca pequeña, cuenca mediana o cuenca grande (Singh, 2005). Desde una perspectiva general, las cuencas menores a 100 $km^2$ se denominan pequeñas, las que tienen áreas entre 100 $km^2$ y 1000 $km^2$ se denominan medias y las cuencas con más de 1000 $km^2$ se denominan grandes. Esta clasificación es aparentemente de poca importancia, pero desde la perspectiva del modelador es altamente relevante porque define la elección de la estructura del modelo a ser utilizado debido a la razón siguiente: los conceptos teóricos no son aplicables a todas las escalas y en realidad dependen del proceso a ser descrito más que de la disponibilidad de datos, tal como sugieren algunas obras de la literatura (*e.g.*, Singh, 1995). Todo este análisis radica en el nivel de homogeneidad y agregación de los procesos hidrológicos, en congruencia con la explicación provista en los párrafos precedentes acerca de la diferencia entre los modelos agregados y los modelos distribuidos. Para explicar esta aparente confusión, se debe entender que durante la construcción de un modelo, el investigador debe considerar dos procesos: la descripción del flujo sobre la superficie de escurrimiento y la descripción del flujo en los canales principales, cada uno con distintas características de almacenamiento, que a su vez definen cuál componente es dominante sobre la respuesta del sistema (Singh, 1995). Las cuencas grandes tienen flujo sobre canales con geometría bien definida, por tanto están dominadas por la respuesta de los procesos en los canales y son poco sensibles a eventos puntuales y a precipitaciones de alta intensidad (Singh, 1995; Soria *et al.*, 2008c). Las cuencas pequeñas tienen los canales poco definidos y contrariamente a lo que ocurre en las cuencas grandes, son sensibles a eventos intensos de corta duración (Singh, 1995; Soria *et al.*, 2008c).

### 4.3 ¿Para qué construir un modelo hidrológico?

La construcción de un modelo matemático responde únicamente a la necesidad de dar solución a un problema. Estos problemas existieron desde el inicio del estudio de las ciencias, dieron lugar al desarrollo del conocimiento actual y establecieron que la necesidad de desarrollar representaciones matemáticas en el campo de la hidrología alcance su cúspide en los inicios de la década del 2000 (Wagener, 2007, comunicación personal). En la actualidad, el interés académico

en el desarrollo de nuevos modelos se ha dejado de lado y responde únicamente a intereses muy específicos; su lugar ha tomado el interés en la investigación de nuevas técnicas de medición hidrológica, la investigación de la incertidumbre predictiva asociada a las predicciones y la inferencia de potenciales impactos de cambios en el clima global (Beven, 2009).

En el estudio presente existen varios desafíos. Uno de ellos es demostrar, en su caso refutar y analizar las escalas a las cuales existe la posibilidad de que a nivel de cuenca, sea aplicable una estructura de un modelo hidrológico precipitación-escurrimiento. Para alcanzar este objetivo, el estudio se concentró en estudiar la cuenca del Río Sajama y dos microcuencas de altura. A partir del conocimiento provisto en la literatura, se ubicó los sitios de estudio, se definió la magnitud de la región a intervenir, las escalas del monitoreo, y la estrategia de análisis e interpretación de la información. Los subtítulos siguientes proveen información sobre el área de estudio y los métodos y herramientas utilizadas. Los resultados presentados y las conclusiones definidas son consecuencia de la conjunción de todo este conocimiento y razonamiento.

# 5 ÁREA DE ESTUDIO, GEOLOGIA Y CLIMA

## 5.1 Los sitios de estudio

Como se describió previamente, el área de estudio se ubica en el Parque Nacional Sajama y su área de influencia. El primer sitio de estudio está situado al pié del glaciar Sajama Sud, en la zona Aychuta, sobre la microcuenca del río Sururía. El segundo sitio de estudio se desarrolla en dirección sudeste respecto al glaciar Sajama Sur, en la zona Aynacha Pacoco, sobre la microcuenca del río Jaruma, fuera de los límites del Parque Nacional Sajama pero aún dentro de su área de influencia (del Parque Nacional Sajama). El tercer sitio de estudio es la cuenca del río Sajama. La Figura 1 muestra una vista general del área de estudio y de sus características superficiales, vistas desde la plataforma Landsat.

La selección de la cuenca del río Sajama como área de estudio se definió por el atractivo que tiene desde una perspectiva académica y práctica. Para el primer enfoque, es particularmente atractiva la posibilidad de describir la respuesta de una cuenca con respuesta espacio-temporalmente heterogénea, mientras que desde la segunda perspectiva, la razón para seleccionar esta región es su importancia estratégica desde una perspectiva económico-productiva (Soria, 2013b). Para la selección de la microcuencas, se plantearon dos requisitos: el primero, es que las respuestas de ambas microcuencas sean comparables; el segundo requisito es que ambas cuencas tengan también características distintivas y particulares, que hagan que su estudio sea atractivo para fines ingenieriles y científicos. En referencia al primer requisito, el factor común a las dos microcuencas es la presencia de formaciones vegetales con características similares. Aquello ocurre tanto en los humedales de altura donde la *Oxychloe andina* es la especie dominante, como la presencia de queñuales y pajonales en las laderas (morrenas laterales) de los mismos valles (Lorini, 2012). Aquel factor se asume como relevante, debido a su potencial de constituirse en un indicador y a su vez parámetro importante en la descripción y en la propia variabilidad de la respuesta hídrica (Lorini, 2012).

Desde una perspectiva hídrica general, las dos microcuencas seleccionadas se distinguen porque la microcuenca Sururía tiene cobertura glaciar parcial, cobertura que en la actualidad no existe en la microcuenca Jaruma. En el pasado, sin embargo, es probable que ambas microcuencas hubiesen estado cubiertas por glaciares, como sugiere las huellas de la erosión glacial presenten en la geomorfología de la superficie actual capturada en la escena Landsat de la Figura 1.

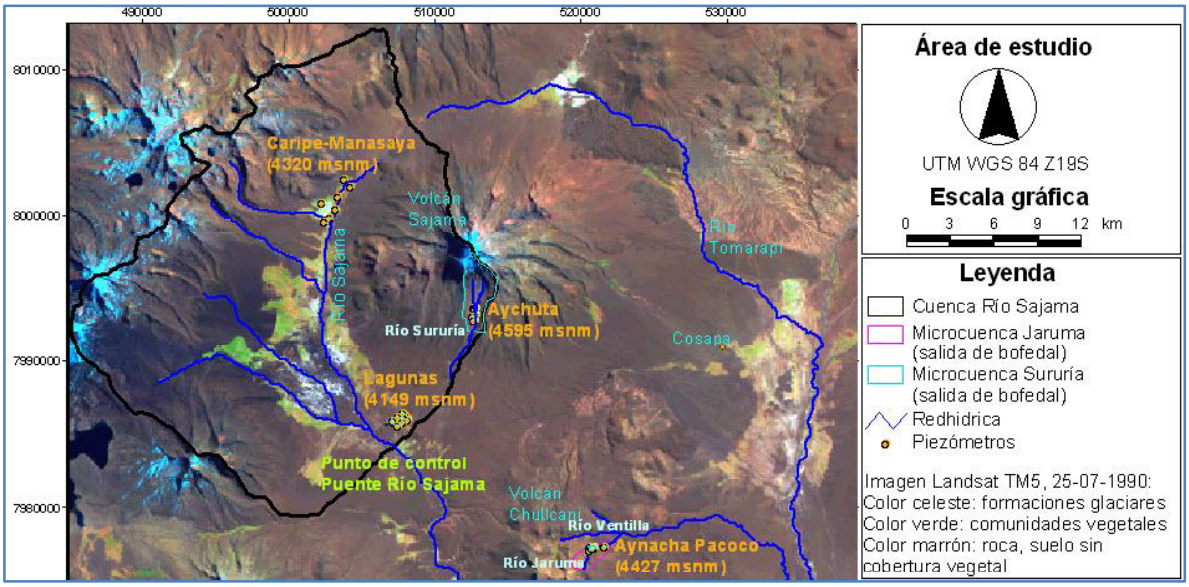


**Figura 1** Vista aérea y esquema general de los elementos del área de estudio. La imagen corresponde a una escena Landsat capturada en época de estiaje (25 de julio de 1990). Las alturas escritas entre paréntesis corresponden a lecturas de los centroides de las áreas cubiertas por los bofedales, aproximadas a partir de información obtenida del modelo de elevación digital (DEM) del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), con resolución horizontal de 30 m. La red hídrica fue delineada utilizando información del SRTM DEM

### 5.2 Características geológicas

El Parque Nacional Sajama se localiza en el dominio occidental del país. Está caracterizado por el basamento precámbrico limitado por la falla San Andrés, la cual separa a los depósitos volcanosedimentarios de los depósitos volcánicos y se extiende hacia el sur del área por el lado oeste de Curahuara de Carangas, hacia el lado sur este del volcán Chullcani (Galarza, 2004), donde se desarrolla la microcuenca Jaruma.

La región del parque y su área de influencia tienen una morfología actual producto de procesos como el volcanismo y la glaciación (Galarza, 2004). Como producto de tales procesos, la superficie está caracterizada por el contraste topográfico entre las planicies ignimbríticas y los volcanes que conservan rasgos geológicos producto de su reciente actividad volcánica (Galarza, 2004; Villegas, 2013). El volcán Sajama, como elemento símbolo del parque, está situado en esta región, donde la actividad volcánica está directamente asociada a la subducción de la Placa de Nazca por debajo de la Placa Sudamericana. El volcán Parinacota, la actividad geotérmica hacia el oeste de la cuenca del río Sajama (géiseres), los depósitos piroclásticos asociados a la unidad tobas Khalani en la base del Complejo Volcánico Chullcani (las unidades volcánicas más antiguas del área), las lavas Chullcani que descansan sobre las tobas Khalani, los circos glaciares, los depósitos morrénicos, glaciares, eólicos, aluviales y coluviales y el diseño radial del drenaje que diverge a partir de los volcanes dando lugar a bofedales que constituyen reservorios de agua naturales, son testigos adicionales de los procesos señalados (Galarza, 2004).

### 5.3 La hidrogeología de la microcuenca Sururía

Debido al carácter inédito del presente estudio, es limitada la información específica disponible para la descripción de la respuesta hídrica de las microcuencas seleccionadas. En conocimiento del autor del presente documento, la información en el tema de hidrogeología en la microcuenca

Sururía proviene de los sondeos realizados por Villegas (2013). Resultados de la prospección sugieren que la zona del bofedal está compuesta por un número de capas que varía de cuatro a siete, cuyas características se resumen en la Tabla 1 (Villegas, 2013). La Figura 2 presenta la ubicación geográfica de los sondeos. Las capas superficiales, compuestas por suelos finos limo arcillosos o arcillo limosos, tienen espesores que en general no superan los 5 cm, con excepción de las capas situadas fuera del bofedal, donde la profundidad del suelo puede llegar a los 9.75 m. Las capas subyacentes están compuestas por arenas y gravas saturadas, con espesores que pueden llegar a los 26 m. Finalmente, las capas de mayor espesor está compuesta por formaciones identificadas como "posibles tobas", que se desarrollan en espesores que llegan hasta los 74 m. A partir de la información descrita, se espera que las formaciones de los bofedales tengan un alto potencial de almacenamiento de agua, como elemento contenido en los suelos finos saturados y probablemente en las porosas tobas; los resultados simultáneamente sugieren que la composición vertical y horizontal de los bofedales no es homogénea (en la Figura 2, la distancia horizontal máxima de separación entre los sondeos es de 240m, aproximadamente), es decir, los bofedales no están formados por una simple superposición horizontal de capas de sedimentos.

**Tabla 1** Composición de las capas en la microcuenca Sururía, de acuerdo a Villegas (2013)

| | Coordenadas UTM | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Sondeo | X | Y | Capa No. | Descripción | Espesor de la capa, en m |
| 1 | 512587 | 7992843 | C1 | Limo arcilloso con arenas seco a húmedo | 0.57 |
| | | | C2 | Arenas con algo de gravas saturado | 4.33 |
| | | | C3 | Gravas gruesas con arenas saturadas | 4.42 |
| | | | C4 | Posibles tobas | 28.34 |
| | | | C5 | Basamento rocoso | --- |
| 2 | 512586 | 7992899 | C1 | Limo arenoso con arcillas seco a húmedo | 0.58 |
| | | | C2 | Arenas con algo de gravas saturado | 2.01 |
| | | | C3 | Gravas con arenas saturadas | 17.31 |
| | | | C4 | Posibles tobas | 30.34 |
| | | | C5 | Basamento rocoso | --- |
| 3 | 512580 | 7993045 | C1 | Arenas con algo de gravas saturado | 9.75 |
| | | | C2 | Gravas con arenas saturadas | 8.13 |
| | | | C3 | Posibles tobas | 18.36 |
| | | | C4 | Basamento rocoso | --- |
| 4 | 512551 | 7993047 | C1 | Limo arcilloso húmedo | 0.27 |
| | | | C2 | Arenas con gravas húmedas a saturadas | 0.52 |
| | | | C3 | Limo arcilloso con algo de arena saturado | 3.45 |
| | | | C4 | Gravas con arenas saturadas | 22.96 |
| | | | C5 | Posibles tobas | 25.19 |
| | | | C6 | Basamento rocoso | --- |
| 5 | 512541 | 7992978 | C1 | Limo arcilloso húmedo | 0.24 |
| | | | C2 | Gravas gruesas con arenas saturadas | 0.29 |
| | | | C3 | Limo arcilloso saturado | 0.66 |
| | | | C4 | Gravas gruesas con arenas saturadas | 1.87 |
| | | | C5 | Limo arcilloso saturado | 1.68 |
| | | | C6 | Posibles tobas | 74.00 |
| | | | C7 | Basamento rocoso | --- |
| 6 | 512558 | 7992866 | C1 | Arenas limosas saturadas | 0.65 |
| | | | C2 | Arenas con gravas y limos saturados | 25.97 |
| | | | C3 | Posibles tobas | 8.61 |
| | | | C4 | Basamento rocoso | |

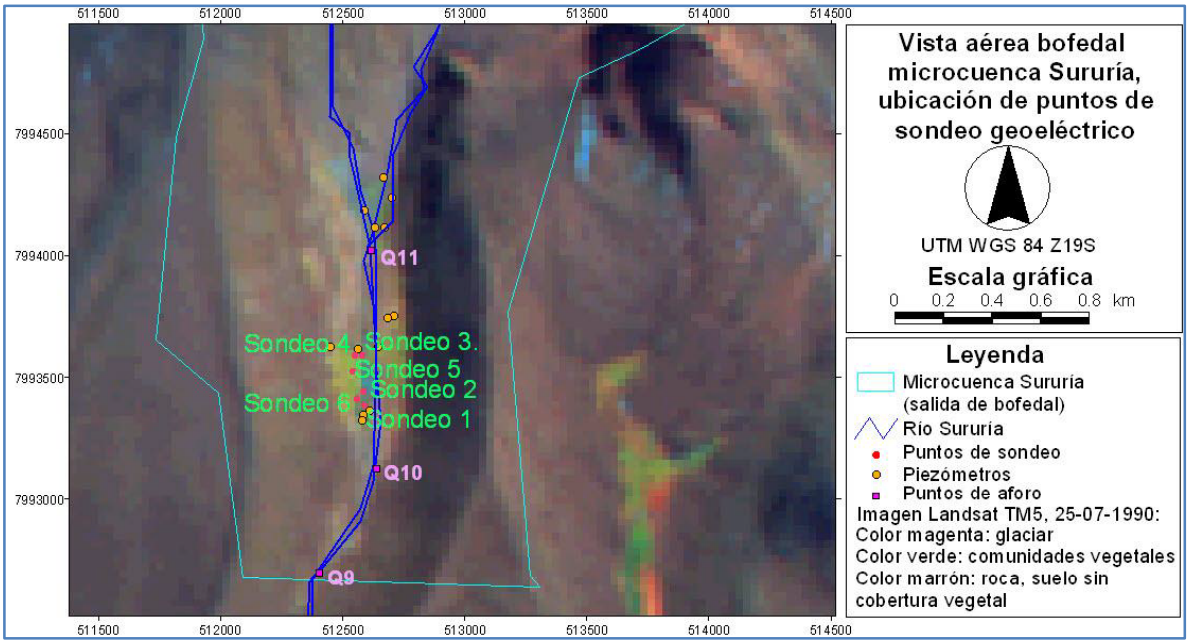


**Figura 2** Ubicación geográfica de los sondeos realizados para la prospección de Villegas (2013) en la microcuenca Sururía. No se cuenta con información de la altitud de los puntos de sondeo; se omitió estimar las altitudes de los mismos a partir del DEM del SRTM, debido a que su resolución horizontal es de 30 m. La red hídrica fue definida en base a la información del DEM mencionado. La referencia al código Q de la Figura se presenta en la Figura 3

### 5.4 Clima regional

Las condiciones climáticas en la región de estudio son consecuencia de las condiciones generales del transporte de masas de aire sobre los Andes. La precipitación disminuye a medida que se incrementa la distancia a las fuentes de humedad del Atlántico tropical y la cuenca del río Amazonas, lo que define que la línea de nieve sobre los glaciares de la Cordillera Occidental de los Andes en Bolivia se eleve de este a oeste (Thompson *et al.*, 1998). En la Cordillera Occidental, los vientos del este son los responsables de los incrementos en la humedad específica; por otro lado, los vientos del oeste, que son secos debido a la presencia del desierto de Atacama, previenen el transporte de humedad desde la Amazonía y el Chaco hacia la región oeste del Altiplano (Vuille, 1999). La consecuencia de esta interacción es un clima semiárido, con tasas de precipitación de 350 mm concentradas principalmente en el periodo diciembre-marzo (Vuille, 1999). Durante el invierno austral (junio a agosto), es frecuente la ocurrencia de heladas y nevadas aisladas, ocasionadas por la intrusión de masas polares que sobre el hemisferio sur viajan en dirección norte, guiadas por la zona planetaria de vientos del oeste (Vuille, 1999). A escala diurna, los patrones de precipitación en estaciones situadas en el Altiplano tienen un comportamiento donde las máximas frecuencias e intensidades ocurren entre la tarde y el inicio de la noche, como producto del calentamiento de la superficie por efectos de la insolación y la consecuente desestabilización de las capas bajas de la tropósfera (Garreaud et al., 2003). A escalas menores, durante la época de lluvias la lluvia tiende a concentrarse en secuencias de cerca de una semana de duración, separadas por secuencias similares de periodos secos (Aceituno y Montecinos, 1993).

# 6 METODOS Y HERRAMIENTAS PARA EL ESTUDIO

## 6.1 Estrategia general

A partir del conocimiento contenido en la literatura y del conocimiento general del medio físico (geografía, geología y clima) se definen los métodos y herramientas para el estudio de las relaciones precipitación-escurrimiento a nivel diario y mensual y a escala de cuenca, de los sistemas definidos.

La cuenca del río Sajama se estudia aguas arriba del punto de control establecido en el puente Río Sajama, ubicado en la intersección entre el río mencionado y la ruta 4 de la red fundamental (Bolivia), tramo Patacamaya-Tambo Quemado. La cuenca constituye una región donde la relación precipitación-escurrimiento es heterogénea, tanto espacial como estacionalmente en comparación a la relación precipitación-escurrimiento esperada en las dos microcuencas citadas. Las microcuencas se sitúan en sitios de altura, en regiones donde es posible que los bofedales jueguen un rol relevante en la regulación de las relaciones precipitación-escurrimiento. Para el estudio de los sitios propuestos se define la utilización de dos tipos de herramientas: monitoreo directo de variables hidrológicas y cuantificación e intepretación de las relaciones precipitación-escurrimiento a través de medios estocásticos y medios determinísticos.

El monitoreo hidrológico se realizó a través de la recopilación automática de información del clima en instrumentos instalados en estaciones meteorológicas y también a través de la medición con periodicidad mensual de los caudales en los ríos a través del método área-velocidad (*e.g.,* Maidment, 1992). En la cuenca del río Sajama y en las microcuencas Sururía y Jaruma se instalaron piezómetros para la medición de las variaciones de niveles de agua en pasos de tiempo horarias a través del uso de sensores automáticos HOBO, instalados en el caso de Sajama y Sururía a través de proyectos de investigación precedentes (ver Soria, 2013b).

Respecto al análisis estocástico, las referencias básicas de análisis se describen en, *e.g.*, Kottegoda y Rosso (2004). Las herramientas consideradas en el análisis determinístico se describen en Collick *et al*. (2009) y Hayes *et al*. (2000). El análisis estocástico se basa en técnicas tradicionales ampliamente descritas en la literatura, por lo cual se omite su descripción. Para el caso del análisis determinístico, la principal herramienta es un modelo matemático de balance hídrico, cuyos principios se describen luego en el presente documento.

Mediante los métodos citados se pretende generar conocimiento que permita inferir el rol de los bofedales en la regulación de los caudales medidos a la salida de microcuencas de altura. El objetivo es proveer herramientas para entender y cuantificar la relevancia de los bofedales Andinos en el uso, aprovechamiento y manejo de los recursos hídricos, principalmente durante la estación de estiaje. También se busca comparar la variabilidad en las relaciones precipitación-escurrimiento en una cuenca sin cobertura glaciar con la variabilidad en las mismas relaciones en una cuenca con cobertura glaciar parcial, para generar conocimiento que permita entender la relevancia de los volúmenes de flujo provenientes del derretimiento glaciar en los caudales medidos en el río en el punto de control a la salida de las microcuencas.

A través del estudio de la cuenca del río Sajama en el tramo mencionado anteriormente, se pretende otorgar información básica para la planificación en el uso, manejo y aprovechamiento sostenible de los recursos hídricos de la zona. Al comparar la variabilidad en las relaciones precipitación-escurrimiento de las dos microcuencas estudiadas y la cuenca del Río Sajama se pretende generar información para entender la heterogeneidad en la variabilidad espacial y

estacional de la respuesta de la cuenca e inferir la naturaleza de los procesos dominantes en cuencas andinas del tipo estudiado.

### 6.2 Materiales, instrumental para las mediciones y periodicidad de monitoreo

Las mediciones se realizan mediante métodos manuales, semi automáticos y automáticos. El instrumental corresponde al mismo tipo de técnicas: molinetes manuales, para el cálculo de caudales mediante el método área-velocidad (*e.g.*, Beaulieu y Soria, 2012); piezómetros y reglas graduadas, para la lectura de gradientes hidráulicos en las capas subterráneas de los bofedales hasta 2.5 m de profundidad (reservorios someros); reglas graduadas instaladas en los cursos de agua principales (cursos permanentes), para la construcción de curvas nivel-caudal a través de dos pasantías cuyos productos se concluirán en abril de 2014; sensores de nivel de agua para la construcción de curvas-nivel-caudal en los cursos de agua principales; dos estaciones climáticas automáticas instaladas, una en la microcuenca Sururía y otra en la microcuenca Jaruma. Como apoyo a la red hidro climática se cuenta con los instrumentos de la estación en la población Sajama, monitoreada y mantenida en la actualidad por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) y datos de la estación Chungará en Chile. Las características del proceso y criterios de instalación de la red hidrométrica instalada dentro del perímetro del Parque Nacional Sajama se presenta en Soria (2013b). La ubicación de los instrumentos instalados se presenta en la Figura 3.

Los caudales se miden con frecuencia mensual a través del método área-velocidad, utilizando dos molinetes. El primero es del tipo USGS AA de Rickly Hydrological, con precisión de 0.025 a 7.6 metros por segundo y se utiliza en los aforos de todos los ríos del área de estudio con excepción del río Jaruma, debido a que en las épocas de estiaje y transición el curso no tiene el tirante de agua con la altura necesaria para introducir el molinete. Para el último caso se utiliza un molinete utilizado del tipo MPF 51 de Geopack, recomendado para medir flujos con velocidades mayores o iguales a 0.05 metros por segundo. Los caudales medidos se comparan con niveles de agua registrados manualmente a través de la lectura de reglas plásticas instaladas en algunos sitios de monitoreo o a través de reglas movibles instaladas sobre niveles de referencia fijos instalados en el lecho de los cursos de agua principales. En los puntos mostrados en la figura 3 se instalaron sensores de nivel de agua del tipo Water Level Data Logger Hobo U20, que recopilan información de las variaciones en el nivel del agua dentro de tubos de acero galvanizado hincados en el lecho de los ríos, en frecuencias que en general fueron definidas en intervalos de 10 min. Los cambios en las secciones transversales de los cursos de agua se miden con frecuencia mensual, durante las campañas de monitoreo de caudales; en concordancia, las curvas nivel-caudal se construyen con resolución mensual. Para la interpolación de las mencionadas curvas a resoluciones mayores, *e.g.,* a la resolución de 10 min de los sensores de nivel de agua, se asume que las secciones transversales de los ríos cambian con una tendencia lineal. No se tomaron en cuenta técnicas para medir cambios en las secciones transversales de los ríos de forma automática a través de técnicas como el uso de sensores laser, debido a los altos costos que implicaría su transferencia de escala de laboratorio a escala de campo en comparación a la implementación de técnicas simples y tradicionales como los medidores Parshall; la aplicación de estos últimos así como el uso de vertederos fueron igualmente descartados, debido a la ausencia de personal que de forma permanente realice el mantenimiento y limpieza de los equipos por la alta carga de sedimentos de fondo y en suspensión y la inestabilidad del lecho y de los taludes laterales. También se descartaron técnicas de perfilación de secciones transversales tales como la técnica doppler (*e.g.,* Nihei y Kimizu, 2008), debido a que se considera que el método manual considerado para el levantamiento de las secciones transversales otorga resultados con resolución suficientemente

buena para los alcances definidos en el estudio. En el caso de la microcuenca Jaruma, la inestabilidad del lecho, la consecuente carga de sedimentos y la poca profundidad del tirante, no permiten la instalación de puntos de referencia fijos, por lo cual se procede únicamente a la medición de caudales mediante el método área-velocidad.

Para el registro del clima se cuenta con dos estaciones automáticas HOBO U30-NRC de propiedad del presente proyecto y monitoreada por responsables del mismo. Adicionalmente se utiliza los datos medidos por una estación Campbell de propiedad del SENAMHI y monitoreada por tal institución. La estación HOBO estuvo instalada en el cerro que se encuentra detrás del Cerro Comisario desde octubre de 2011 hasta mayo de 2013. La estación había sido instalada en la locación mencionada con el objetivo de capturar la variabilidad altitudinal de las variables correspondientes; sin embargo, para los fines presentes, es probable que su captura en aquella locación hubiese subestimado los valores de los datos climáticos incidentes sobre el bofedal Aychuta. Al respecto, Soria (2013) indica que, en referencia a la variable precipitación, tal diferencia podría alcanzar un máximo de aproximadamente de 5 mm a escala diaria y 27 mm a escala mensual. Estas diferencias tienen el potencial de introducir altos niveles de incertidumbre en las predicciones en la microcuenca Sururía, por esta razón, la estación fue trasladada en junio de 2013 al valle de Aychuta.

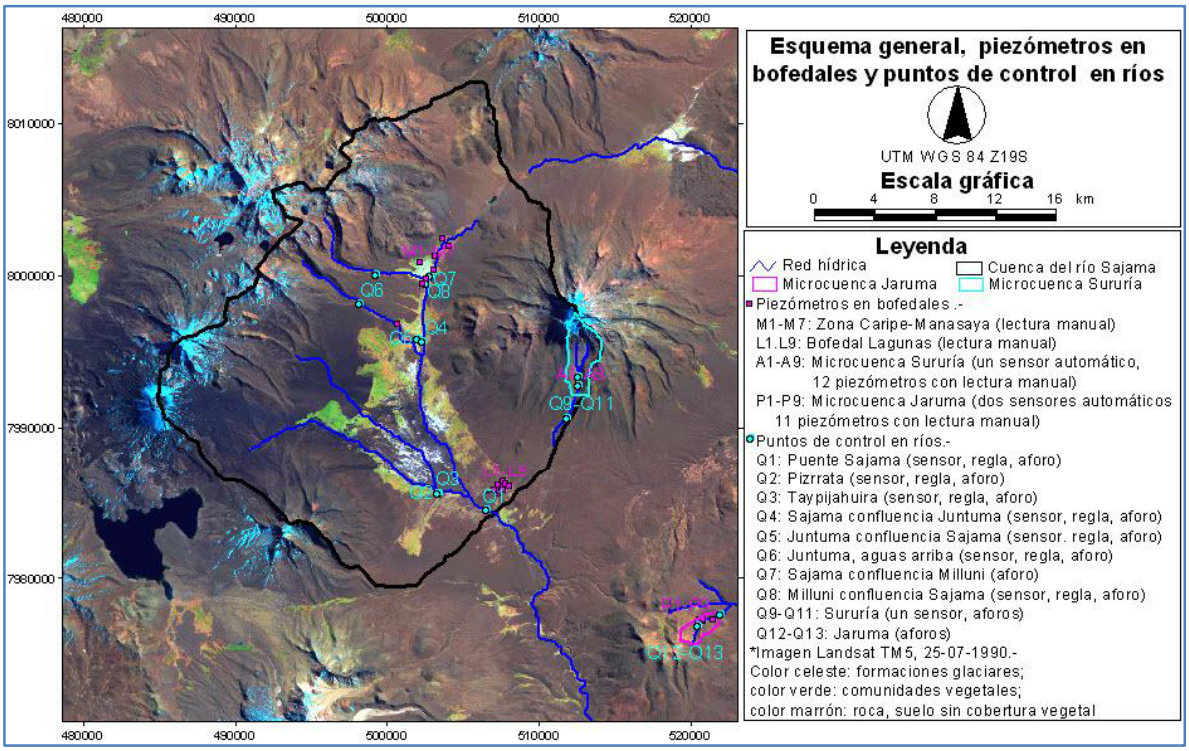


**Figura 3** Red hidro meteorológica. Se muestra la ubicación de los piezómetros instalados en los cursos de agua principales (sensores automáticos), la ubicación de los puntos de control de monitoreo de caudales en los ríos, la ubicación de los piezómetros en los bofedales

### 6.3 Modelo matemático para la descripción de las relaciones precipitación-escurrimiento

Para el estudio de las relaciones precipitación-escurrimiento, se propone la implementación del modelo semi distribuido de balance hídrico sugerido en Soria y Kazama (2011). Este modelo matemático está basado en el modelo de Collick *et al.* (2009). El mismo fue utilizado en la presente

área de estudio en Soria (2013), aunque con objetivos diferentes y bajo una estructura simplificada, dada la ausencia de una serie de caudal completa para validar el modelo. Para la presente etapa del estudio, se tiene la ventaja de que la serie de caudales de un año hidrológico fue completada a través de mediciones instantáneas puntuales.

### 6.4 Justificación de aplicación del modelo

El modelo de Collick *et al.* (2009) es un modelo de balance hídrico, que realiza los cálculos a escala mensual, bajo la percepción de que el escurrimiento está dominado por procesos de exceso de saturación. Información acerca de los principios que rigen tales procesos se encuentran descritos en la literatura clásica (*e.g.,* Chow *et al.,* 1998).

En las cabeceras de cuencas montañosas y a escala de cuenca hidrográfica, la literatura reporta que el clima, los patrones de escurrimiento y la respuesta de las cuencas tienen una variabilidad correlacionada con la variabilidad altitudinal (*e.g.,* Beniston, 2000; Solomon *et al*., 2007). Tal influencia de la variabilidad altitudinal sobre la respuesta de la cuenca se presenta también en las cabeceras de los Andes, en su ramal oriental (*e.g.,* Soria y Kazama, 2010), donde el bosque nublado tiene condiciones húmedas casi permanentes, con suelos cerca de la saturación casi durante todo el año, ocasionando que el escurrimiento por exceso de saturación ocurra aún para precipitaciones de intensidades bajas (Elsenbeer, 1990). Esta hipótesis otorga validez al modelo perceptual de Collick *et al.* (2009). Los Andes, en su rama occidental y particularmente en la zona de la cuenca del Río Sajama tiene condiciones de escurrimiento diferentes, con altas tasas de infiltración y escurrimiento sub superficial a través de las fracturas de las formaciones volcánicas. La consecuencia es un presunto dominio de aquel tipo de escurrimiento sobre la respuesta de las cuencas que se desarrollan en las laderas. A escala de la cuenca del Río Sajama (568 km$^2$), sin embargo, es posible que debido a que la misma puede clasificarse como una cuenca grande (bajo la clasificación de Singh, 2005), su respuesta esté dominada por los procesos definidos por el flujo del canal principal que cobija al Río Sajama. Bajo estas condiciones se asume que el modelo es aplicable al caso.

### 6.5 El modelo semi distribuido de Collick *et al.* (2009)

En el modelo propuesto, para un solo reservorio, un paso de tiempo $\Delta$t y considerando que el volumen de almacenamiento de agua en el suelo es $S$ [L], el balance de agua volumétrico por unidad de tiempo *t* sobre una unidad de superficie está dominado por la intensidad de precipitación $P$ [L/T], la tasa de escurrimiento por exceso de saturación $Rse$ [L/T], la evaporación real $Ea$ [L/T] y la percolación $Perc$ [L/T]. Considerando estos elementos, la ecuación de balance hídrico sugerida por Collick *et al.* (2009) está dada por:

$$\frac{dS}{dt} = P - Rse - Ea - Perc \qquad (1)$$

$$S_t = S_{t-\Delta t} + (P - Rse - Ea - Perc)\Delta t \qquad (2).$$

En el modelo de Collick *et al.* (2009), la capacidad de almacenamiento por unidad de superficie de los suelos $S_{max\ WB}$ [L] es la diferencia entre el almacenamiento de agua en el suelo a punto de marchitez y el límite que define el momento durante el cual el escurrimiento superficial ocurre (ecuación 3); $S_{Tmax}$ [L] es la capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo. La

relación entre $S_{max\ WB}$ y $S_{Tmax}$ está definida por el parámetro no dimensional *Csc*, el cual calibra la capacidad de almacenamiento del suelo. Para el cálculo de la evapotranspiración se asume la relación de la ecuación 4 (Condori, 2004), donde *Ea* [L/T] es la evaporación real, *E* [L/T] es la evapotranspiración potencial, el número de días lluviosos del mes es *diatotal* [días] y el número total de días en el mes es *diasmes* [días]

$$S_{\max WB} = Csc(S_{T\max} - S_{t-\Delta t}) \tag{3}$$

$$E = Ea\left(\frac{diatotal}{diasmes}\right) \tag{4}$$

La siguiente etapa del cálculo asume dos diferentes relaciones, la primera válida para periodos secos, donde la evapotranspiración potencial excede la precipitación ($P < E$) y la segunda válida para periodos húmedos y lluviosos, donde las tasas de precipitación exceden las tasas de evapotranspiración ($P > E$), a las escalas de cálculo señaladas. Para el caso de los periodos secos, se asume que *S* sigue la función exponencial de la ecuación 5 (Collick *et al.*, 2009). Para los periodos húmedos, se asume que *S* está descrita por la precipitación neta y el almacenamiento de agua en el suelo, en el paso de tiempo precedente $S_{t-\Delta t}$ (Collick *et al.*, 2009).

$$S_t = S_{t-\Delta t} \exp\left[\frac{(P-E)\Delta t}{S_{\max WB}}\right] \tag{5}$$

$$S_t = S_{t-\Delta t} + (P - Ea)\Delta t \tag{6}$$

El paso siguiente a la identificación del tipo de periodo (seco o húmedo) es el cálculo del parámetro $S_{EXCESS}$ [L] (ecuación 7), que representa la respuesta a la saturación del suelo. El $S_{EXCESS}$ [L] es la profundidad del agua almacenada en el suelo en condiciones por sobre la saturación; este parámetro se convertirá en *Rse* o percolará hacia el reservorio de aguas subterráneas (Collick *et al.*, 2009). En el modelo, la rutina computacional instaurada por la Universidad de Tohoku en Japón en código de lenguaje C realiza el siguiente cálculo (Soria y Kazama, 2011, basado en Collick *et al.*, 2009): cuando $P > E$, $S_{EXCESS} = S_t - S_{max\ WB}$, caso contrario, cuando $P < E$: $S_{EXCESS} = 0$.

$$S_{EXCESS,t} = S_{t-\Delta t} + (P - Ea)\Delta t - S_{\max WB,t} \tag{7}$$

La decisión de convertir el volumen de agua almacenado en el suelo luego de la saturación, en escurrimiento superficial o en percolación es determinada en las ecuaciones 8 y 9 por el parámetro no dimensional *Cse* (Collick *et al.*, 2009). En aquellas relaciones, los parámetros *Perc'* [L] y *Rse'* [L] son respectivamente la percolación y las tasa de exceso de saturación por unidad de tiempo *t* sobre una superficie unitaria.

$$Perc' = Cse * S_{EXCESS} \tag{8}$$

$$Rse' = (1 - Cse) * S_{EXCESS} \tag{9}$$

La contribución de la percolación al almacenamiento subterráneo $S_{GW}$ [L] tiene la forma de la ecuación 10. La contribución parcial del flujo subterráneo sobre una superficie unitaria $R_{GW}$ [L/T] y el flujo total subterráneo sobre una superficie unitaria $R_{GWTotal}$ [L/T], se calculan a través de un modelo de reservorio lineal utilizando las ecuaciones 10, 11 y 12. En las mencionadas ecuaciones, $k$ [no dimensional] es la constante de recesión calculada a partir de curvas de recesión de caudales, siguiendo la ecuación 13, donde $\alpha_{K\text{-}WB}$ y $\beta_{K\text{-}WB}$ son parámetros de escala y forma obtenidos de gráficas de recesión $Q_t$ vs. $Q_{t+\Delta t}$ (Martinec *et al.*, 2008) y $Q$ es el caudal observado a la salida de la cuenca.

$$S_{GW,t} = S_{GW,t-\Delta t} + (Perc_t - R_{GW,t-\Delta t}) \cdot \Delta t \qquad (10)$$

$$R_{GW,t} = S_{GW,t-\Delta t}(1 - e^{-k_t}) / \Delta t \qquad (11)$$

$$R_{GWTotal,t} = R_{GWTotal,t-\Delta t} \cdot e^{-k_t} + R_{GW,t} \qquad (12)$$

$$k_t = \alpha_{K-WB} \cdot R_{GWTotal,t-\Delta t}^{-\beta_{K-WB}} \qquad (13).$$

## 7 APLICACIÓN DEL MODELO A LA CUENCA DEL RÍO SAJAMA

### 7.1 Esquema de aplicación del modelo

El modelo se aplica bajo el esquema sugerido en Soria y Kazama (2011) y Soria (2013b). La estructura considera reservorios horizontales divididos en cordones altitudinales, que definen elementos que pretenden agrupar formaciones geológicas, geomorfológicas y comunidades vegetales con similar comportamiento desde una perspectiva hidrológica y a escala de cuenca. La cuenca se discretiza en cuatro reservorios (Soria, 2013b). Para cada reservorio, los parámetros del modelo semi distribuído se calculan a partir de información secundaria, extrayendo información de mapas de cobertura de suelo y cobertura vegetal para calcular el parámetro retención potencial máxima, siguiendo el proceso sugerido en Soria y Kazama (2011) y aplicado en Soria (2013b). De esta información se obtiene datos referenciales de abstracciones, calculadas mediante el método del SCS a través del método del número de curva *CN*.

**Breve descripción del método del número de curva**

El método SCS para el cálculo de abstracciones (Soil Conservation Service, 1972, citado en Chow *et al.*, 1998) se basa en un método desarrollado para el cálculo de las abstracciones de la precipitación de una tormenta. En general, las abstracciones o pérdidas representan la diferencia entre el hietograma total de lluvia y el hietograma de exceso de precipitación. Estas pérdidas son agua absorbida por infiltración, con algo de intercepción y almacenamiento superficial (Chow *et al.,* 1998). A su vez, el exceso de precipitación o precipitación efectiva es la precipitación que no se retiene en la superficie terrestre y tampoco se infiltra (Chow *et al.,* 1998).

En el caso particular, el interés se concentra en la búsqueda de un método para una estimación inicial de las pérdidas por infiltración. La infiltración es el proceso de entrada del agua a través del suelo, a partir de la contribución de la precipitación, el derretimiento de la nieve y/o el hielo o también desde aportes de irrigación (Madiment, 1993). El concepto de infiltración no puede separarse del concepto del movimiento del agua a través del suelo, debido a que la tasa de

infiltración está controlada por la tasa de movimiento del agua a través del suelo y a su vez esta última es dinámica respecto a la capacidad de que el agua infiltrada debe seguir su movimiento a través de la masa del suelo; por esta razón, ambos procesos se estudian en conjunto (Maidment, 1993).

Para fines operacionales, los modelos para caracterizar la infiltración comúnmente asumen que el almacenamiento de agua en la superficie comienza cuando la capacidad de infiltración de los suelos es superada (Maidment, 1993). El método del SCS del número de curva es un modelo basado en aquella presunción, que agrega las pérdidas por infiltración, almacenamiento superficial e intercepción. El método asume que la profundidad de exceso de precipitación o escorrentía directa *Pe* es siempre menor o igual a la profundidad de precipitación *P* (esta variable se encuentra a escalas diferentes a las consideradas en el modelo propuesto de balance semidistribuido); similarmente, después de que la escorrentía se inicia, la profundidad adicional de agua retenida en la cuenca *Fa*, es menor o igual a una retención potencial máxima $S'_{max\ WB}$. (Chow *et al.*, 1998). La cantidad de precipitación para la cual no ocurrirá escorrentía $Ia$ , es la abstracción inicial antes del encharcamiento e implica todas las pérdidas antes de que ocurra el escurrimiento superficial del agua, incluidas las pérdidas por el agua retenida en las depresiones de la superficie, el agua intereceptada por la vegetación, la evaporación y la infiltración (Maidment, 1993). La $Ia$ es variable, pero a partir de experimentos documentados en varias cuencas, se asume que su valor es aproximadamente igual al 20% de $S'_{max\ WB}$ (Chow *et al.*, 1998). A partir de allí se deduce la siguiente expresión (Chow *et al., 1998*):

$$Pe = \frac{\left(P - 0.2S'_{\max WB}\right)^2}{P + 0.8S'_{\max WB}} \qquad (14),$$

donde el parámetro $S'_{max\ WB}$ está relacionado a las condiciones del suelo y la cobertura mediante el número de curva *CN* (Maidment, 1993). Esta relación fue encontrada por el SCS al graficar *P* vs *Pe* para un grupo de cuencas experimentales y su posterior estandarización mediante números adimensionales en el rango $0 \leq CN \leq 100$ (Chow *et al.*, 1998). Los parámetros $S'_{max\ WB}$ y *CN* están relacionados mediante la siguiente expresión (en unidades del SI):

$$S'_{\max WB} = \frac{25400mm}{CN} - 254mm \qquad (15),$$

donde el parámetro $S'_{max\ WB}$ está en milímetros. Para aquella expresión, los factores que definen el valor del *CN* son el grupo hidrológico del suelo, el tipo de cobertura, el tratamiento de la superficie, la condición hidrológica y las condiciones antecedentes de humedad (Maidment, 1993).

El SCS ha construido curvas que correlacionan todos estos parámetros con valores de *CN* definidos mediante experimentos en campo. Para entender el método, el SCS considera que (Maidment, 1993; Chow *et al.*, 1998):

i) Para superficies impermeables y superficies de agua, el *CN* = 100; para superficies naturales el *CN* es menor a 100.
ii) Se consideran cuatro grupos hidrológicos, de acuerdo a la tasa de infiltración en la superficie: grupo A hasta D, donde el primer grupo define suelos con bajo potencial de escurrimiento en la superficie y altas tasas de infiltración, aún en condiciones donde los suelos están húmedos; el

último grupo define suelos con alto potencial de escurrimiento, bajas tasas de infiltración. Los suelos del tipo A son arenas bien drenadas y gravas, mientras que en el grupo D se consideran suelos arcillosos, suelos con nivel freático alto, suelos con capas arcillosas cercanas a la superficie y suelos superficiales que yacen sobre materiales con una grado de impermeabilidad alto.
iii) El tratamiento se refiere al tipo de manejo de las tierras cultivadas (cultivo mecánico, terraceo, rotación de cultivos, etc).
iv) La condición hidrológica indica el efecto del tipo de cobertura y tratamiento. Una buena condición hidrológica indica suelos con bajo potencial de escurrimiento.
v) Las condiciones antecedentes de humedad son tres: normales, secas y húmedas. Definen básicamente el tipo de respuesta de la unidad hidrológica en base a las condiciones que anteceden a la ocurrencia del evento.

Para el presente estudio, se definen los valores de *CN* a partir de las tablas de Maidment (1993) y Chow *et al.* (1998) y los valores en sitio definidos en los mapas de vegetación de Navarro y Ferreira (2007). Mayores detalles acerca del método del número de curva, brevemente descrito en los párrafos precedentes, se encuentran en la literatura clásica. En particular, se sugiere consultar las obras de, *e.g.,* Maidment (1993) y Chow *et al.* (1998).

### 7.2 Descripción de las características de la cuenca

Con información para describir las características de la cuenca, las tablas 2 a 6 presentan: las características generales de los reservorios horizontales (tabla 2, figura 4), las características generales de las comunidades vegetales de las cuencas inferidas a partir del Mapa de Vegetación de Bolivia, de Navarro y Ferreira (2007) a escala 1:250 000 (tablas 3 y 4), los grupos hidrológicos y valores de transmisibilidad promedio (tabla 5) (Soria, 2013b) y los valores de retención potencial máxima de los suelos $S'_{max\ WB}$ (tabla 6) (Soria, 2013b). La interpretación de las tablas señaladas indica que el modelo semi distribuido propuesto asume la existencia de un bajo potencial de escurrimiento directo en las zonas de los taludes laterales y en las áreas con pendientes bajas no cubiertas por bofedales. El modelo también considera que en la zona cubierta por bofedales, la superficie es poco permeable y con mayor potencial a escurrimiento. La información proporcionada en las tablas 2 a 6 no proporciona datos del parámetro *Cse*, el cual regula la recarga a los acuíferos subterráneos y define la porción del exceso de humedad en el suelo que se convierte en escurrimiento superficial (eventualmente, retención superficial). La razón de tal omisión es que, al asumir que los valores iniciales del parámetro $S_{max\ WB}$ a través de $S'_{max\ WB}$ se pueden inferir a partir de información de mapas temáticos, el único parámetro calibrable es el *Cse*.

Para describir las características de la cuenca, se tiene datos de campo obtenidos a través de las campañas mensuales en el sitio de estudio. Estos datos no se consideran de manera explícita en la generación de los resultados, porque el análisis de esta información aún demanda la recolección de información por un periodo de tiempo que excede los tiempos de ejecución de la consultoría. El equipo técnico se encuentra recolectando información de tasas de escurrimiento e infiltración medidas en lisímetros en la microcuenca Sururía, gradientes hidráulicos en las microcuencas Sururía y Jaruma y aguas arriba de la cuenca del río Sajama (en la parte baja de la cuenca), y en el futuro se contará con información de la configuración de la sub superficie en las dos microcuencas señaladas. La información de los lisímetros es importante porque otorgaría mejores datos para la estimación del parámetro $S'_{max\ WB}$ en algunos tipos de suelo, potencialmente otorgaría información para la estimación de la evapotranspiración en la superficie y otorgaría medios para reducir los parámetros calibrables del modelo matemático propuesto, reduciendo a su vez la incertidumbre predictiva resultante del proceso. La estimación de la retención potencial máxima a

través de información de campo se analizará en el informe de avance de marzo de 2014. Algo similar ocurre al momento de incluir de manera explícita y a través de un parámetro de modelación particular, la información de gradientes hidráulicos medidos a través del monitoreo de los piezómetros en una cuenca con la heterogeneidad de la que constituye la del río Sajama.

**Tabla 2** Reservorios horizontales para la modelación del balance hídrico superficial

| Reservorio | Cordón altitudinal (en msnm) | Retención potencial máxima calculada (en mm) | Unidad de vegetación* |
|---|---|---|---|
| 4 | 5001 a 6543 | 149 | p27r+p10a´ |
| 3 | 4501 a 5000 | 120 | p10a+p10a´+p14, p10a+p11a+p14, p13c+p12a´ |
| 2 | 4120 (puente Río Sajama) a 4500 | 120 (media ponderada de 131 y 120) | p12a´+p13b, p12a´+p13c, p12a+p11a+p14 |
| 1** | 4120 (puente Río Sajama) a 4340 | 31, 72 a 104 para la época de estiaje) y 51 para la época húmeda | • p14, p14a, p14b, p14c, p13b, en época de estiaje<br>• p14, p14a, p14b, p14c, p13b, en época húmeda, asumiendo condiciones de saturación y valores bajos de retención potencial máxima |

*La nomenclatura de las unidades de vegetación se describe en las tablas 3 y 4

**No se considera parte de este reservorio a los bofedales de la parte alta de la cuenca, al pié de formaciones glaciares con cobertura actual y al pié de formaciones donde en el pasado existieron glaciares

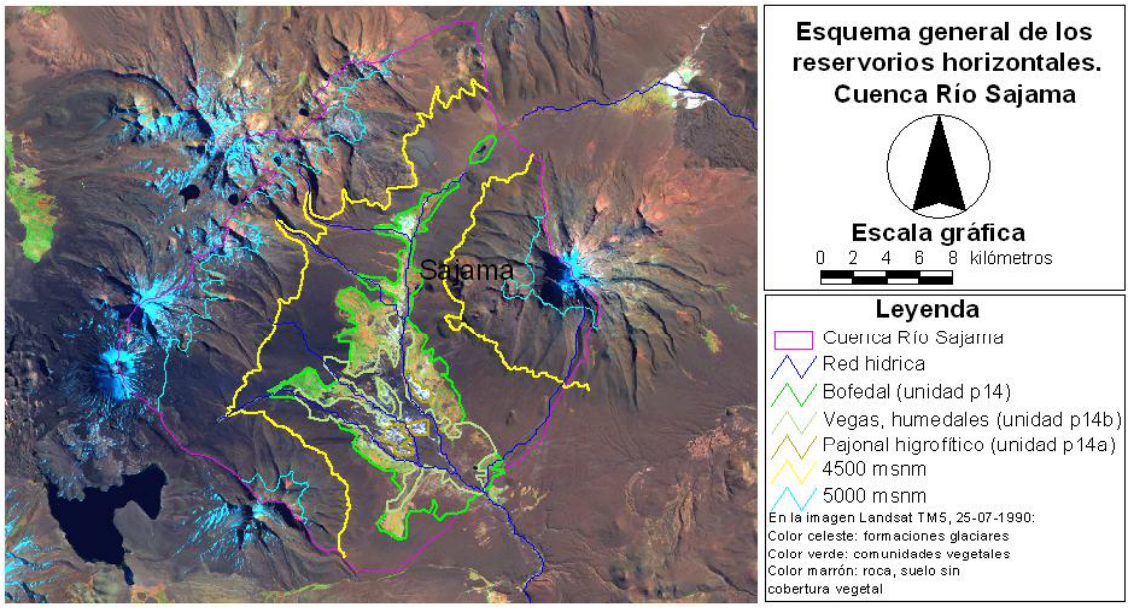


**Figura 4** Distribución espacial de los reservorios horizontales para la modelación de la cuenca del Río Sajama (extraído de Soria, 2013b). Reservorio 4: desde la cota 5000 hasta los límites de la cuenca Río Sajama (cota máxima 6543 msnm) ; Reservorio 3: desde la cota 4500 msnm hasta la cota 5000 msnm; Reservorio 2: fuera de los límites del bofedal, hasta la cota 4500 msnm; Reservorio 1: dentro de los límites del bofedal

**Tabla 3** Descripción detallada de las unidades de las comunidades vegetales presentes (extraído de Soria, 2013b). La nomenclatura corresponde a los mapas de Navarro y Ferreira (2007)

| Unidad principal | Sub-unidad | Variación de la sub-unidad |
|---|---|---|
| *CORDILLERA OCCIDENTAL, ALTIPLANO CENTRO-SUR Y CORDILLERA ORIENTAL CENTRO-SUR* | | |
| **p10=** Vegetación subnival de la Puna xerofítica. | **p10a**= Pajonal subnival de la Puna xerofítica noroccidental. | **p10a´**= Vegetación geliturbada subnival de la Puna Xerofítica noroccidental. |
| **p11=** Bosques, arbustales y cardonales altoandinos de la Puna y Altiplano xerofíticos. | **p11a**= Bosque altoandino de Polylepis de la Cordillera Occidental norte: 3900 a 4000m a 4700m. | |
| **p12=** Pajonales, matorrales y herbazales altoandinos de la Puna y altiplano xerofíticos sobre suelos bien drenados. | **p12a**= Tholar pajonal altoandino noroccidental: 3900 a 4300 a 4400m. | **p12a´**= Tholar pajonal altoandino noroccidental: 3900 a 4300 a 4400m. |
| **p13=** Matorrales higrofíticos altoandinos de la Puna y Altiplano xerofíticos (Tholares). | **p13b**= Tholar de Romero Thola del Altiplano centro sur: Suelos húmedos eurotróficos calcáreos y algo salobres; bioclima xérico seco y semiárido. | |
| | **p13c**= Tholar de Romero Thola del Altiplano centro sur: suelos húmedos eutróficos calcáreos y algo salobres; bioclima xérico seco y semiárido. | |
| **p14=** Vegas y humedales de la Puna y Altiplano xerofíticos. | **p14a**= Pajonales hidrofiticos de la Puna xerofítica: pajonales exclusivos de suelos mal drenados a estacionalmente anegados de vegas o depresiones, donde ocupan márgenes de arroyos, lagunillas. | |
| | **p14b**= Bofedales altoandinos de la Puna xerofítica: especies perennes, morfología compacta, plana o almohadillada; sobre suelos turbosos saturados. | |
| | **p14c**= Vegetación acuática altoandina de la Puna xerofítica: Plantas acuáticas, sobre aguas mineralizadas y no minerañizadas, aguas salinas o salobres. | |

**Tabla 4** Descripción de las comunidades vegetales a escala 1:250 000 (extraído de Soria, 2013b). La nomenclatura corresponde a los mapas de Navarro y Ferreira (2007) La información está ordenada en función a la magnitud de la superficie cubierta por cada comunidad vegetal

| Unidad dominante | Sub-unidad 1 | Sub-unidad 2 | Rango altitudinal (msnm) | Otras observaciones |
|---|---|---|---|---|
| *CORDILLERA OCCIDENTAL, ALTIPLANO CENTRO-SUR Y CORDILLERA ORIENTAL CENTRO-SUR* | | | | |
| **p12a**= Tholar pajonal altoandino noroccidental: 3900 a 4300 a 4400m. | **p11a**= Bosque altoandino de Polylepis de la Cordillera Occidental norte. | **p14=** Vegas y humedales de la Puna y Altiplano xerofíticos. | En general de 3900m a 4000m, a 4300m, a 4700m (en nuestra área de estudio: 4100m a 4600m). | Area 218.53km$^2$; en la parte de la cuenca con pendientes longitudinales bajas. |
| **p10a**= Pajonal subnival de la Puna xerofítica noroccidental. | **p11a**= Bosque altoandino de Polylepis de la Cordillera Occidental norte. | **p14=** Vegas y humedales de la Puna y Altiplano xerofíticos. | En general de 3900m a 4000m, a 4700m, a 5200m (en nuestra área de estudio: 4470m a 5050m). | Area 173.98km$^2$; en las laderas de las principales montañosas. |
| **p27r** = Sin vegetación; roca. | **p10a´**= Vegetación geliturbada subnival de la Puna Xerofítica noroccidental. | | En general a alturas mayores a 4600m (en nuestra área de estudio: 4900m a 6400m). | Area 72.47km$^2$; en la parte más alta de la cuenca. |
| **p14b**= Bofedales altoandinos de la Puna xerofítica: especies perennes, morfología compacta, plana o almohadillada; sobre suelos turbosos saturados. | | | En general de 3900m a 4900m (en nuestra área de estudio: 4100m a 4350m). | Area 69.59km$^2$; aguas abajo de la cuenca del Río Sajama (área extendida a lo largo de la zona de pendientes bajas). |
| **p14=** Vegas y humedales de la Puna y Altiplano xerofíticos. | | | En general de 4100m a 4280m (en nuestra área de estudio: 4100m a 4280m). | Area 39.74km$^2$; aguas abajo de la cuenca del Río Sajama (zona con pendientes bajas). |
| **p12a´**= facies de suelos profundos (glacis y piedemontes). Volcanes, altas mesetas y serranías. | **p13b**= Tholar de Romero Thola del Altiplano centro sur: Suelos húmedos eurotróficos calcáreos y algo salobres; bioclima xérico seco y semiárido. | | En general de 3900m a 4300m, a 4400m (en nuestra área de estudio: 4150m a 4460m). | Area 19.48km$^2$; aguas abajo de la cuenca del Río Sajama (a la salida de la cuenca). |
| **p12a´**= facies de suelos profundos (glacis y piedemontes). Volcanes, altas mesetas y serranías. | **p13c**= Tholar de Romero Thola del Altiplano centro sur: suelos húmedos eutróficos calcáreos y algo salobres; bioclima xérico seco y semiárido. | | En general de 3900m a 4300m, a 4400m (en nuestra área de estudio: 4320m a 4390m; 4470m 4580m). | Area 5.89km$^2$; aguas arriba de la cuenca del Río Sajama (en el nacimiento del Rio Sajama). |
| **p13b**= Tholar de Romero Thola del Altiplano centro sur: Suelos húmedos eurotróficos calcáreos y algo salobres; bioclima xérico seco y semiárido. | | | En general de 3900m a 4300m, a 4400m (en nuestra área de estudio: 4320m a 4490m). | Area 4.42km$^2$; aguas arriba de la cuenca del Río Sajama (en el nacimiento del Rio Sajama). |
| **p14a**= Pajonales hidrofiticos de la Puna xerofítica: pajonales exclusivos de suelos mal drenados a estacionalmente anegados de vegas o depresiones, donde ocupan márgenes de arroyos, lagunillas. | | | En general de 4100m a 4200m (en nuestra área de estudio: 4150m a 4200m). | Area 4.29km$^2$; aguas abajo de la cuenca del Río Sajama (zona con pendientes bajas; cerca de la salida de la cuenca). |
| **p14c**= Vegetación acuática altoandina de la Puna xerofítica: Plantas acuáticas, sobre aguas mineralizadas y no minerañizadas, aguas salinas o salobres. | | | 4350m | Area 1.31km$^2$; aguas arriba de la cuenca del Río Sajama (zona de pendientes medias). |
| **p13c**= Tholar de Romero Thola del Altiplano centro sur: suelos húmedos eutróficos calcáreos y algo salobres; bioclima xérico seco y semiárido. | **p12a´**= facies de suelos profundos (glacis y piedemontes). Volcanes, altas mesetas y serranías. | | 3900m a 4300m, a 4400m (en nuestra área de estudio: 4560m a 4590m). | Area 0.31km$^2$; aguas arriba de la cuenca del Río Sajama (en las pendientes laterales del nacimiento del Rio Sajama). |

**Tabla 5** Valores referenciales de transmisibilidad del suelo para los grupos hidrológicos de la región de estudio (extraído de Soria, 2013b)

| Grupo Hidrológico Tipo | Descripción | Suelos tipo asociado | Transmisitividad promedio del suelo |
|---|---|---|---|
| A | Bajo potencial de escurrimiento y alta tasa de infiltración aún en condiciones cercanas a la saturación. | Suelos profundos. Arenas y gravas con alta tasa de transmisividad. | Mayor a 7.6 mm/h |
| B | Moderado potencial de escurrimiento en condiciones cercanas a la saturación. | Suelos moderadamente profundos a profundos. Textura moderadamente fina a moderadamente gruesa. | 3.8 a 7.6 mm/h |
| C | Bajo potencial de infiltración en condiciones cercanas a la saturación. | Suelos con una capa que obtruyen el movimiento del agua en dirección vertical. | 1.3 a 3.8 mm/h |
| D | Alto potencial de escurrimiento. Muy baja infiltración en condiciones cercanas a la saturación. | Suelos arcillosos con alto potencial de expansión. Suelos con alto nivel freático (permanente). Suelos con una capa arcillosa sobre o muy cerca de la superficie. Suelos muy poco profundos situados sobre o muy cerca de capas de suelo impermeables. | 0.0 a 1.3 mm/h |

**Tabla 6** Valores referenciales de retención potencial máxima del suelo $S'_{max}$ (extraído de Soria, 2013b). Los valores corresponden a los grupos hidrológicos de la región de estudio y tres condiciones antecedentes de humedad (condiciones antecedentes de humedad normales *CN II*, secas *CN I* y húmedas *CN III*)

LEYENDA. Grande zona biogeográfica de vegetación: p (puna, cordilleras y altiplano).

| DESCRIPCION | Grupo Hidrológico | Número de curva *CN II* (condiciones normales) | | | *CN I* (condiciones secas) | *CN III* (condiciones húmedas) | *S´max* mm para *CN II* | *S´* mm para *CN I* | *S´* mm para *CN III* | *Area* $[km^2]$ | *CN II*Area* $[km^2]$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Unidad compleja de mapeo | | | | | | | | | | |
| | promedio | mínimo | máximo | promedio | promedio | promedio | promedio | promedio | promedio | | |
| p10a+p11a+p14 | C | 58 | 78 | 68 | 47 | 83 | 120 | 285 | 52 | 171.18 | 11640 |
| p10a+p10a'+p14 | C | 58 | 78 | 68 | 47 | 83 | 120 | 285 | 52 | 2.95 | 200 |
| p27r+p10a' | C | 58 | 68 | 63 | 42 | 80 | 149 | 355 | 65 | 72.43 | 4563 |
| p12a+p11a+p14 | C | 58 | 78 | 68 | 47 | 83 | 120 | 285 | 52 | 197.78 | 13449 |
| p12a'+p13b | B | 61 | 71 | 66 | 45 | 82 | 131 | 312 | 57 | 12.07 | 797 |
| p12a'+p13c | B | 61 | 71 | 66 | 45 | 82 | 131 | 312 | 57 | 5.89 | 389 |
| p13b | B | 71 | 71 | 71 | 51 | 85 | 104 | 247 | 45 | 4.42 | 314 |
| p13c+p12a' | B | 61 | 71 | 66 | 45 | 82 | 131 | 312 | 57 | 0.31 | 20 |
| p14 | C | 78 | 78 | 78 | 60 | 89 | 72 | 171 | 31 | 36 | 2808 |
| p14a | B | 71 | 71 | 71 | 51 | 85 | 104 | 247 | 45 | 4.29 | 305 |
| p14b | D | 89 | 89 | 89 | 77 | 95 | 31 | 75 | 14 | 59.01 | 5252 |
| p14c | D | 89 | 89 | 89 | 77 | 95 | 31 | 75 | 14 | 1.31 | 117 |
| | | | | | | | | | Suma: | 567.64 | 39853 |

## 7.3 Principales entradas al modelo

Las principales entradas al modelo son series de precipitación mensual y evapotranspiración potencial media mensual. La salida del modelo semi distribuido se calibra con mediciones de caudal realizadas a la salida de la cuenca. Para la construcción de las series de precipitación mensual y evapotranspiración, García (2012) procedió a la evaluación de las series de estaciones instaladas en el área de influencia de la cuenca del Río Sajama, para seleccionar las estaciones con registros robustos. La conclusión del análisis sugiere que las únicas estaciones con registros confiables, desde la perspectiva del estudio presente, son Chungará (4563 msnm) y Sajama (4248 msnm) (figura 3), la primera perteneciente al servicio meteorológico chileno y la segunda al boliviano. Adicionalmente, el proyecto que auspicia el estudio presente instaló dos estaciones

climáticas, la primera en el cerro Huancaycollo (*i.e.,* a 4374msnm, denominada estación Comisario en los informes previos), que luego fue trasladada a Aychuta, microcuenca Sururía (4555 msnm). La segunda estación está instalada en Aynacha Pacoco, microcuenca Jaruma (4360 msnm, aproximadamente). La estación Aychuta provee los elementos para establecer la variabilidad altitudinal de las variables climáticas medidas en las estaciones y sus datos son utilizados en el estudio de las relaciones precipitación-escurrimiento de la cuenca del río Sajama. Los datos de la estación Aynacha Pacoco también pueden ser utilizados para los fines descritos, sin embargo, su principal fin es la de proveer información acerca de las variables climáticas en la microcuenca estudiada sin cobertura glaciar; por esta razón, los datos de la estación Aynacha-Pacoco serán utilizados únicamente en los informes de avance subsiguientes.

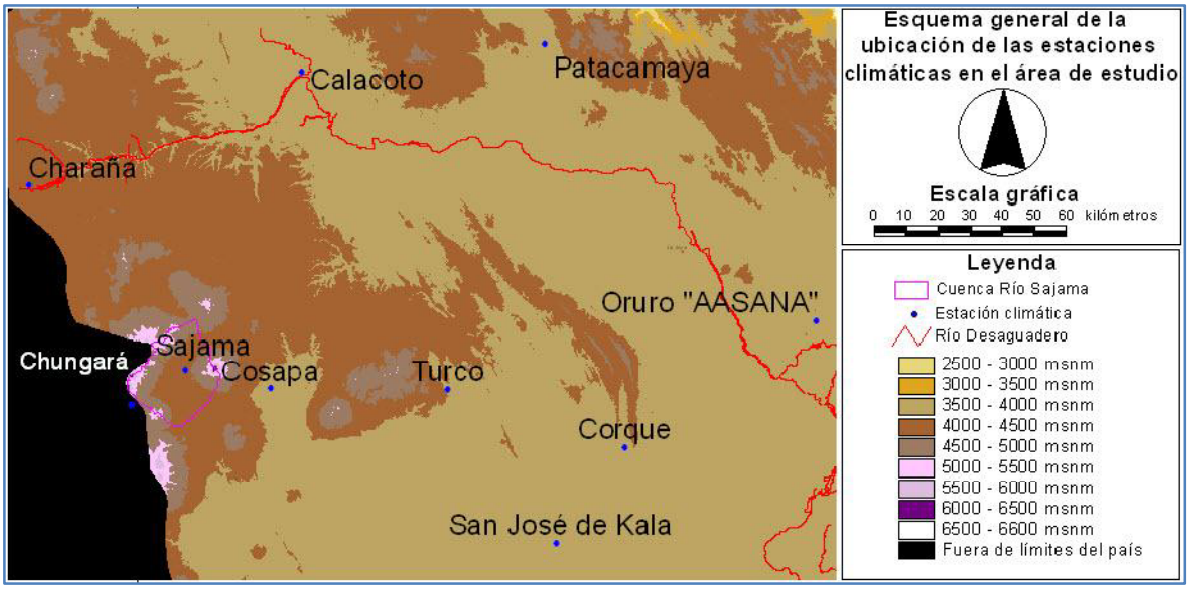


**Figura 5** Ubicación de estaciones climáticas con registros consistentes, situadas en el área de influencia de la región de estudio, según el criterio de Iriarte (2005). La figura es extraída de Soria (2013b)

Luego de seleccionar las estaciones, se procedió a calcular la evapotranspiración y a analizar el criterio para distribuir espacialmente los registros de las variables (agregación de las variables). La precipitación se toma directamente de los datos registrados en las estaciones, lo mismo que los factores *diasmes* y *diatotal*. Para el periodo 2005-2011, estos dos últimos factores se calculan utilizando los registros de Sajama porque no se cuenta con esta información para la serie de Chungará. La evapotranspiración se calculó en García (2012, 2012b) mediante la ecuación de FAO Penman-Monteith, para el periodo 1986-2011 para la estación Chungará y para el periodo 2005-2011 para la estación Sajama. Para la distribución altitudinal de ambas variables se asume una distribución lineal, en ausencia de fuentes de información adicionales que permitan una distribución más compleja. Respecto a la distribución espacial de los datos, se omite la aplicación de criterios tales como los polígonos de Thiessen (*e.g.,* Chow *et al.,* 2008). En su lugar, se considera que la variabilidad altitudinal es un factor dominante en la distribución espacial de las variables de entrada al sistema hidrológico: se asigna los datos de la estación Sajama para los reservorios 1 y 2 y los datos de la estación Chungará para los reservorios 3 y 4, ambos para el periodo 2005-2011. Para la simulación de periodos recientes (2011-2013) únicamente se cuenta con datos de la estación Aychuta (antes estación Comisario, ubicada en el cerro Huancaycollo), monitoreada por Agua Sustentable. Estos datos son asignados al reservorio 4 y a su vez son extrapolados a los reservorios 3 a 1, situados a altitudes menores, asumiendo que la variabilidad altitudinal explica la

variabilidad de los parámetros climáticos. La extrapolación se realizó asumiendo que la variabilidad entre esta estación y los registros de Sajama es aproximadamente lineal.

### 7.4 Acerca de la disponibilidad de datos en el periodo 2011-2013

En referencia al relleno de los datos de entrada al modelo para la simulación del periodo 2011-2013, el mismo se realiza utilizando los datos de la estación Aychuta (antes Comisario), asumiendo que la relación entre esta estación y la estación Sajama es válida y extrapolable en el tiempo. Al momento de la realización del informe presente, el mayor inconveniente es que no se cuenta con registros actualizados de la estación Sajama, debido a que la misma pertenece al SENAMHI, institución que realiza la lectura de datos con periodicidad anual o menor. El acceso a los datos señalados demanda el uso de un sistema operativo obsoleto, no disponible en los computadores actuales, pero si disponible en un único equipo de propiedad del SEMAMHI. Este equipo, al ser único, no puede ser prestado a otras instituciones lo cual evita la recolección de datos con periodicidad mayor.

### 7.5 Aprovechamiento de los recursos hídricos en la cuenca del río Sajama

Desde una perspectiva hidrológica y a escala de cuenca, se presenta un mapa que muestra la variabilidad espacio temporal de las variables de entrada y salida al sistema en las subcuencas monitoreadas, además de la variabilidad espacial y temporal de los principales tributarios al sistema. Este mapa es actualizado de manera mensual al finalizar la campaña de monitoreo respectiva. Su utilidad es importante porque al expresar los resultados del monitoreo en unidades específicas en lugar de absolutas, se muestra al usuario los sitios con mayor y con menor potencial para el aprovechamiento de los recursos hídricos. Este mapa es la base para análisis futuros de, *e.g.,* índices de disponibilidad de agua (Velasco, 2007; Soria y Castel, 2013), como herramienta para el análisis del tema de gestión de recursos hídricos. La aplicación de los índices de disponibilidad de agua demanda el cálculo y simulación de los aportes de las subcuencas constituyentes del sistema de la cuenca del río Sajama, excediendo los alcances del presente informe.

## 8 PRINCIPALES RESULTADOS DEL ESTUDIO

### 8.1 Sinopsis del clima local

Para enfocar el análisis general que presenta la literatura hacia la región de interés, se dispone de datos capturados en las 10 estaciones meteorológicas presentadas en la figura 5. Estas estaciones tienen registros consistentes y pertenecen a una zona de comportamiento homogéneo desde una perspectiva estadística, según el criterio de Iriarte (2005). De aquel grupo de estaciones y de acuerdo al criterio de García (2012), únicamente las estaciones Sajama (4248msnm) y Chungará Ajata (4563msnm) tienen registros útiles para la realización de un estudio agroclimático en la cuenca del río Sajama. Para el sitio de la estación Sajama, se tiene datos de dos periodos: el primero de julio de 1977 a diciembre de 1985 y el segundo desde el 11 de diciembre de 2004. La revisión de documentos y artículos publicados sugiere que durante el primer periodo, la captura se realizó mediante instrumentos de la marca Campbell a través del programa de la ORSTOM; la captura del segundo periodo se realizó mediante instrumentos de la marca Handar, con lectura a escala diaria de información de sensores de precipitación, temperatura del aire, humedad relativa del aire, radiación solar y dirección del viento (SENAMHI-IRD, 2006). Para Chungará Ajata, aunque no se cuenta con información de los tipos de instrumentos de la estación, para el estudio presente se dispone de información a escala media mensual de las variables precipitación, temperatura

máxima y mínima del aire, en el periodo mayo de 1982 a mayo de 2011; para el periodo 2010-2011 se cuenta con registros a escala diaria de las variables mencionadas.

Adicionalmente a las estaciones Sajama y Chungará Ajata, se cuenta con dos estaciones meteorológicas instaladas en las microcuencas Sururía (antes Comisario, ver Soria, 2013b) y Jaruma, a 4555 msnm y 4360 msnm, respectivamente. En estas dos estaciones, el registro de información se realiza a través de instrumentos HOBO U30-NRC, con sensores de precipitación, temperatura del aire, humedad relativa del aire, radiación solar, dirección y velocidad del viento, que miden las variables correspondientes cada 30min para Sururía y cada 15min para Jaruma. Se evitó la grabación de datos a intervalos menores debido a limitaciones en los instrumentos que proveen energía a las estaciones, en base a experiencias previas con este tipo de equipos. La base de datos para el análisis contiene principalmente datos de las últimas cuatro estaciones citadas; la ubicación de las mismas se presenta en la figura 6. En la base de datos se incluye también los registros meteorológicos obtenidos por una estación automática con datalogger Campbell CR10X que fue instalada en el pico del volcán Sajama (6542 msnm), con registros del periodo 1996-1998 (Hardy *et al.*, 1998; Vuille *et al.*, 2001); estos periodos coinciden con la ocurrencia de una La Niña moderada (1996-1997) y luego El Niño más fuerte del siglo (1997-1998) (Vuille *et al.*, 2001).

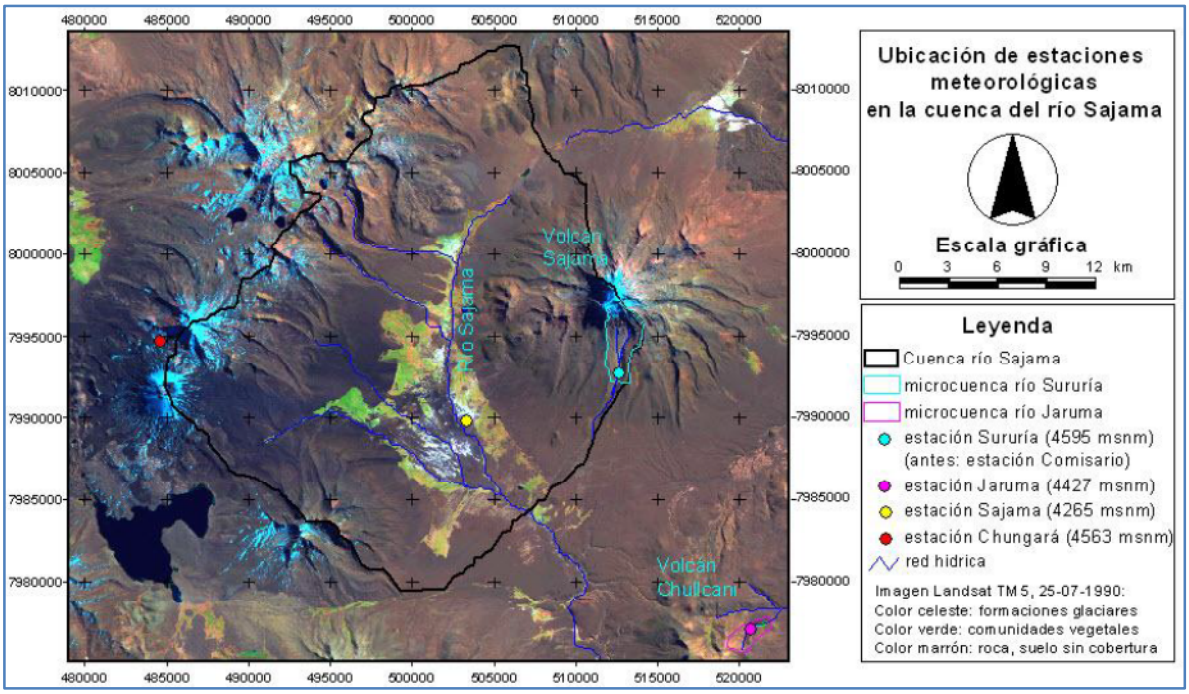


**Figura 6** Ubicación de estaciones meteorológicas, para el estudio de relaciones precipitación-escurrimiento en la cuenca del río Sajama. La red hídrica así como las alturas aproximadas presentadas fueron obtenidas mediante análisis del modelo de elevación digital (DEM) del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)

### 8.1.1 Sinopsis del clima registrado en las estaciones Sajama y Chungará Ajata

La descripción y análisis de los datos de Sajama y Chungará Ajata llevado a cabo en García (2012) se resume en lo siguiente:

i) Temperatura del aire mínima

- La temperatura mínima del aire en Chungará Ajata es en promedio 2.5$^{o}$C menor a la registrada en Sajama, como consecuencia de la diferencia en las altitudes a las que se encuentran instaladas.
- García (2012) estima que la tasa altitudinal de variación de la temperatura del aire es de aproximadamente 0.6$^{o}$C por cada 100 m. En el presente estudio, no se cuenta con datos para actualizar o confirmar esta estimación, debido a que la estación Comisario (hoy Sururía) empezó a registrar datos en noviembre de 2011 y el SENAMHI solamente tiene datos hasta junio de 2011 para la estación Sajama; aunque la estación Sajama se encuentra recopilando datos hasta la fecha, limitaciones logísticas no permiten al SENAMHI la recopilación de datos actualizados.
- El análisis histórico de las tendencias de la serie de Chungará Ajata sugiere que aunque las temperaturas mínimas tienen ciclos anuales, existe una tendencia al incremento de las temperaturas mínimas del aire en el futuro. Las tasas de incremento medio anual respectivas son de 0.046$^{o}$C para las temperaturas mínimas del verano, mientras que la tasa para las temperaturas mínimas del invierno es de 0.020$^{o}$C. La hipótesis de García (2012) para explicar el porqué existen mayores tasas de incremento en verano, se concentra en un probable incremento histórico de la variable humedad relativa del aire.

ii) Variaciones diurnas de la temperatura del aire

- La temperatura mínima en la estación Sajama presentó microciclos de ascenso y descenso periódico con duración de 3 a 5 días.
- En la estación Sajama, para el periodo 1977-1981, la persistencia en la ocurrencia de temperaturas mínimas por debajo de los 0$^{o}$C sugiere que en aquellos años hubiese sido imposible la instauración de cultivos anuales.
- Conclusión.- Los resultados del análisis de temperaturas mínimas sugieren que el potencial de ambos sitios para cobijar agricultura del tipo anual es bajo, debido a la ocurrencia de temperaturas por debajo de los 0$^{o}$C. Bajo aquellas condiciones, García (2012) sugiere que la única actividad agrícola que es posible de desarrollar en la zona está relacionada a praderas nativas poco productivas y humedales de altura. Por otro lado, al analizar los datos del periodo 2010-2011 en la estación Chungará Ajata, García (2012) observó la ocurrencia de 74 eventos por año con temperaturas mínimas superiores a los 0$^{o}$C, lo cual en teoría reduce las limitantes a las actividades agrícolas, especialmente para cultivos de ciclo muy corto. Esta conclusión el estudio mencionado sugiere que en Sajama, es posible que las condiciones para albergar cultivos anuales estén cambiando, lo que implica que a futuro la zona pueda cobijar actividades relacionadas a la agricultura.

iii) Temperaturas máximas diarias

- Las temperaturas en ambas estaciones son mayores a otras registradas en sitios del Altiplano norte, sin embargo, tienen similares patrones de variabilidad. La hipótesis que

García (2012) maneja es que la zona del Parque Nacional Sajama es más seca que otras del Altiplano norte.

- Contrariamente a lo observado en los registros de temperaturas mínimas del aire, los registros a escala mensual de las temperaturas máximas del aire no presentan tendencias claras que sugieran un incremento o disminución de la variable para el periodo histórico analizado.
- A escala diurna, la temperatura máxima en la estación Sajama presentó microciclos de ascenso y descenso periódico con duración de 3 y 6 días. A esta escala, las series de datos no presentan una tendencia definida.
- Conclusión.- Desde una perspectiva agroclimática, García (2012) indica que la temperatura máxima diaria no constituye una limitante, sin embargo, desde una perspectiva hidrológica, se debería esperar que el incremento en las temperaturas máximas o mínimas tenga impactos en la evaporación del agua almacenada en la superficie y en las capas superficiales de los suelos. Aspectos otros como la eutrofización de las lagunas podrían también adquirir relevancia.

iv) Amplitud térmica

- La amplitud térmica, entendida como la diferencia entre las temperaturas máximas y mínimas del aire, tiene relación inversamente proporcional al contenido de humedad en el aire y al nivel de estrés de un cultivo (García, 2012). Este parámetro aparentemente tiene tendencia a la reducción, lo cual sin embargo, no sugiere que para el periodo analizado sea posible la introducción de cultivos anuales (García, 2012).

v) Patrones de precipitación

- La precipitación es menor a la registrada en otros sitios del Altiplano.
- En referencia a la influencia de la altitud sobre el volumen de precipitación, García (2012) muestra que la media anual registrada en Chungará Ajata supera a la registrada en Sajama (369 mm vs 321 mm).
- No se logró encontrar una tendencia significativa al incremento o disminución de la serie histórica de la precipitación. Esta observación aplica también al análisis de extremos llevado a cabo en García (2012).
- El incremento de la precipitación con la altura comentada en García (2012) confirma lo observado en Soria (2013), al comparar los registros de Comisario con el pluviómetro de Aychuta. García (2012) atribuye tal diferencia a la falta de coincidencia entre los periodos de registro disponibles para las dos estaciones mencionadas y también a la mayor ocurrencia de periodos con El Niño en la serie de Sajama.

vi) Evapotranspiración de referencia

- La demanda máxima de agua ocurre entre octubre y enero, cuando la radiación solar llega a valores máximos para la zona y la humedad atmosférica es baja (García, 2012). La menor demanda de agua se identifica entre mayo y julio, cuando la radiación solar presenta valores bajos.
- Al comparar la precipitación registrada y la evapotranspiración de referencia calculada, García (2012) indica que las condiciones áridas están presentes durante todo el año. Al respecto, el documento citado indica que el déficit hídrico, a escala media mensual, alcanza su máximo entre octubre y noviembre y los valores mínimos ocurren entre enero y

febrero, en coincidencia con el periodo donde se estima que la demanda máxima de agua del medio natural alcanza su mínimo.

- La predicción a largo plazo de la evolución de la demanda de agua del medio natural, encuentra una mirada optimista en las conclusiones de García (2012), las cuales sugieren que la serie de evapotranspiración no presenta tendencias históricas al incremento o disminución de los valores que la definen. Esta conclusión, al contradecir aparentemente la tendencia al incremento observada en la serie de temperatura del aire mínima, podría encontrar una explicación en la relación inversa con la variable humedad relativa del aire, que podría a su vez disminuir la demanda de agua de la atmósfera.

vii) Reconstrucción de las series históricas para la estación Sajama

- El análisis de correlación lineal efectuado en García (2012) sugiere considerar la serie de la estación Charaña para la reconstrucción de la serie de temperaturas mínimas de la estación Sajama. Por otro lado, para la reconstrucción de la serie de temperaturas máximas, García (2012) sugiere considerar las series de las estaciones Charaña y Chungará. Bajo el mismo criterio, el estudio mencionado sugiere considerar los registros de las estaciones Charaña (4057 msnm) y Chungará Ajata (4585 msnm) para la reconstrucción de la serie de precipitación. Al respecto, debido a que la estación Sajama (4248 msnm) se encuentra a una altura intermedia entre las dos estaciones citadas y dada la ausencia de datos de otras estaciones, se considera que el criterio de García (2012) es aceptable.

viii) El análisis de extremos para otras estaciones, dentro del área de influencia (según el criterio de García, 2012), toma como elementos de comparación a los registros de las estaciones Patacamaya, Calacoto y Charaña. A partir de este análisis el estudio de García (2012) sugiere que:

- A escala media mensual, no se observa tendencias históricas al incremento o disminución de las variables amplitud térmica, máximos y mínimos de las temperaturas máximas y mínimas y días con helada.
- A escala media anual, se observaron tendencias al incremento para la variable temperatura máxima en las estaciones Patacamaya, Calacoto y Charaña. A la misma escala de análisis, el comportamiento de la variable temperatura mínima sugirió tendencias distintas para las tres estaciones citadas.
- Con respecto a los valores mínimos y máximos de la variable temperatura máxima diaria, no se observan diferencias relevantes entre las tendencias descritas por las series de las tres estaciones citadas. En referencia a los valores mínimos y máximos de la variable temperatura mínima diaria, se observa una tendencia al incremento únicamente para la estación Patacamaya.
- Desde el año 1980, no se encontró una tendencia al cambio en las series de medias anuales de las temperaturas mínimas diarias, para ninguna de las estaciones.
- No se observan tendencias al cambio en las series de amplitud térmica, para ninguna de las estaciones. Dada la relación inversa de esta variable con la humedad relativa, esta ausencia de tendencia sugiere un comportamiento similar para la variable mencionada.
- En cuanto a la precipitación, existe una tendencia al incremento en los registros de las estaciones Patacamaya y Calacoto para las variables cantidad máxima de precipitación ocurrida en un día e intensidad de precipitación. En Charaña, por el contrario, no se observan tendencias que definan un cambio histórico.

- A escala media anual, los registros de las tres estaciones no sugieren cambios en las tendencias históricas de precipitación.
- Discusión: Obstáculos comunes en el análisis de información climática en sitios con información limitada o inexistente.- La zona del Parque Nacional Sajama se caracteriza por ser un área remota, con información limitada. Por esta razón, la mayoría de los investigadores se ve obligado a recurrir a la formulación de hipótesis en base a la poca información disponible. La reconstrucción de las series de Sajama enfrenta un problema derivado de este inconveniente. La tendencia en el sentido positivo observada en los registros de las estaciones Patacamaya, Calacoto y Charaña constituyen un problema en la metodología seguida, porque inicialmente se había identificado que la serie de Sajama presentaba una tendencia nula; la consecuencia es que al incluir una tendencia a la serie, se alteraría su forma original. Similar problema se observó en la reconstrucción de la serie de precipitación, donde se consideró a Charaña y Chungará Ajata, a pesar del inconveniente que Charaña no describe un tendencia definida y Chugará Ajata describe una tendencia positiva. Aparte de la necesidad de analizar con mayor profundidad la razón de estas aparentes contradicciones, la solución al problema es compleja e involucraría la consideración de información de reanálisis generada por modelos regionales o modelos matemáticos generadores de clima, siempre que aquellos modelos trabajen a la misma escala espacial horizontal y vertical a la cual se desea estudiar el sistema presente. Como este tipo de alternativa puede ser costosa ya sea computacionalmente, en sentido de los recursos humanos necesarios y bien financieramente debido al tiempo que demandaría su implementación, el enfoque de García (2012) es una alternativa válida, que podría ser profundizada desde varias perspectivas, para enriquecer el conocimiento en el sistema de interés.

### 8.1.2 El Clima en la cima del volcán Sajama, clima en las microcuencas Sururía y Jaruma e impactos del ENSO en la zona

Hardy *et al.* (1998) y Vuille *et al.* (2001) recolectaron datos en el pico del volcán Sajama durante los periodos 1996-1997 y 1997-1998. Esta estación conjuntamente a la del nevado Illimani, constituyeron en su momento las más altas de todo el continente. Estos datos se contrastan con los recolectados en las estaciones de las microcuencas Sururía en el periodo 2011-2013 (analizado en Soria, 2013b) y Jaruma (periodo julio-septiembre de 2013) y proveen información importante para la modelación hidrológica y también para incrementar el conocimiento general en la dinámica del clima en la región. El conocimiento de esta manera generado se resume a continuación.

i) Presión atmosférica

- En el pico del volcán Sajama (6542msnm), la presión barométrica media registrada es 46 kPa (Vuille *et al.*, 2001).
- En la estación Sajama (SENAMHI) no se cuenta con registros de esta variable, por razones no conocidas. En Sururía y Jaruma, las estaciones climáticas no registran estas variables porque los sensores de presión barométrica de esta marca, en el modelo utilizado, no pueden ser instalados a las altitudes de instalación. Debido a la importancia de esta variable, se instalaron sensores de presión Water Level Data Logger Hobo U20 en los tres sitios mencionados (Sajama-SENAMHI, Sururía y Jaruma). Aquellos instrumentos registran valores mayores a los del pico del volcán Sajama, como consecuencia lógica de las menores altitudes (4592 msnm en Sururía, 4428 msnm en Jaruma y 4248 msnm en el

pueblo Sajama-estación SENAMHI). En números, para el periodo 1 de julio al 1 de octubre de 2013, donde los tres sitios tienen datos para la variable en cuestión, los sensores de presión indican 58.9 kPa a 4592 msnm, 60.3 kPa a 4428 msnm, 61.4 kPa a 4248 msnm. Los datos mencionados definen que la variabilidad vertical de la presión barométrica no es lineal, al depender de variables tales como el viento y de características geográficas del sitio de emplazamiento del sensor. Esta variabilidad se explica de la siguiente manera:

- Entre 6542 msnm (pico volcán Sajama) y 4592msnm (sensor Sururía), la presión barométrica cambia a razón de 6.6kPa por km en la vertical.

- Entre 4592 msnm (sensor Sururía) y 4428msnm (sensor Jaruma), la presión barométrica cambia a razón de 8.5kPa por km en la vertical.

- Entre 4428 msnm (sensor Jaruma) y 4248 msnm (Sajama-SENAMHI), la presión barométrica cambia a razón de 6.1 kPa por km en la vertical. De manera similar, entre 4592 msnm (sensor Sururía) y 4248 msnm (Sajama-SENAMHI), la presión barométrica cambia a razón de 7.3 kPa por km en la vertical.

- En el pico del volcán Sajama la amplitud del cambio anual en la presión barométrica es pequeña, en el rango de 1 kPa. Dentro de este ciclo existe un ciclo diario de 12 horas con amplitud de 0.1 a 0.2 kPa y máximas alrededor de los 11:30 y 22:30 (hora estándar local) (Hardy *et al.*, 1998). Al comparar estos datos con la información recopilada en Sajama, Sururía y Jaruma durante el periodo 1 de julio al 1 de octubre de 2013, el rango de variabilidad está entre 0.88 kPa y 0.99 kPa, muy cercano al rango observado en el pico del volcán Sajama. En cuanto a los ciclos diarios, la amplitud registrada en Jaruma, como ejemplo, es de 0.25 kPa. En cuanto a la hora de ocurrencia de las máximas y mínimas, lógicamente influye la estación del año tomada para ejemplificar la situación: las máximas se registran a las 9:10 y a las 23:10, y las mínimas se registran a las 4:50 y a las 15:50.
- Las altas presiones durante el largo verano (noviembre a abril) refleja la intensificación de la alta boliviana (Hardy *et al.*, 1998).

ii) Radiación solar incidente, periodo 1996-1997 (pico del volcán Sajama)

- Las máximas durante el verano alcanzaron 1200 W/m$^2$ y 800 W/m$^2$ durante el solsticio de invierno (Hardy *et al.*, 1998).
- A escala diurna, las máximas se registraron en octubre y noviembre. En el verano, de diciembre a febrero (marzo, inclusive), la advección y las nubes convectivas sobre el Altiplano reducen la radiación solar. En invierno, se reduce la cobertura de nubes. Luego, la variabilidad día a día se remite a la ocurrencia de nubosidad (Hardy *et al.*, 1998).
- Los máximos valores de irradiación global medidos en cielo despejado alcanzaron aproximadamente 85% de la irradiación directa en la parte alta de la atmósfera, reflejando la altitud de la estación y la seca atmósfera sobre el Altiplano (Hardy *et al.*, 1998).
- La aparente reducción en los valores de radiación medidos en las estaciones se remiten a la acumulación de nieve sobre los instrumentos. Durante las horas sin cobertura de nubes, sin embargo, Hardy *et al.* (1998) sugiere que las estaciones reproducen adecuadamente las condiciones naturales.
- En mayor magnitud durante el verano que durante el invierno, la cobertura de nubes en general se incrementa entre las 12:00 y las 17:00, alcanzando máximos alrededor de las

18:00 y disminuyendo hasta la medianoche (Garreaud y Wallace 1997, citado en Hardy *et al.*, 1998).

iii) Radiación solar, periodo 2011-2013 (Sururía y Jaruma)

- En la estación Sururía, la estacionalidad de la radiación solar es marcada, con máximos al final de noviembre y mínimos durante el inicio del invierno (Soria, 2013b). Los valores mínimos de 89 W/m$^2$ registrados en el invierno se repiten en el verano durante la ocurrencia de las precipitaciones; para la misma variable, los máximos extremos de 1270 W/m$^2$ ocurren únicamente durante el inicio del verano, antes de la llegada de la época de lluvias (Soria, 2013b). En Jaruma, los máximos de la radiación solar registrados durante el periodo julio-agosto de 2013 (único periodo con registros) fueron de 1128 W/m$^2$, ligeramente menores a los 1154 W/m$^2$ registrados en Sururía, para el mismo periodo (Sururía está a una elevación mayor).

iv) Humedad, periodo 1996-1997 (pico del volcán Sajama)

- En verano, la mediana de la humedad relativa fue mayor a 90%, reflejando una humedad específica media de 3.6 g/kg (Hardy *et al.*, 1998). Estos valores altos se deben al transporte vertical turbulento de humedad desde niveles bajos, además de la ocurrencia de procesos de advección (Aceituno y Montecinos 1997, citado en Hardy *et al.*, 1998). Entiéndase por humedad relativa (en %) a la relación entre la fracción molar del vapor de agua en una muestra de aire húmedo y la existente en una muestra saturada en las mismas condiciones de temperatura (Chow *et al.*, 1998); en otras palabras, es el porcentaje de vapor de agua que contiene el aire en relación al contenido potencial de humedad. La humedad absoluta se entiende como la masa de vapor de agua por unidad de masa de aire seco (en kg agua/kg aire seco) (Chow *et al.*, 1998), o en otras palabras, es la cantidad de vapor de agua contenida en el aire.
- El invierno se caracteriza por ser seco, con valores de humedad relativa que por lo general no superan el 20%. Vientos fuertes, presiones bajas, temperaturas bajas y nevadas ocasionales son también característicos durante esta época del año.
- A escala diurna, la humedad específica es más alta por las tardes, con picos desplazados alrededor de 1 a 3 h respecto a la radiación solar (Hardy *et al.*, 1998). La humedad relativa también se incrementa por la tarde, pero únicamente en invierno debido a que la humedad específica es baja (Hardy *et al.*, 1998). Cuando la atmósfera está húmeda, la humedad específica y la humedad relativa no estarían correlacionadas (Hardy *et al.*, 1998).
- Las fluctuaciones diurnas de temperatura definen las fluctuaciones diurnas de la humedad relativa (Hardy *et al.*, 1998).
- La transferencia de masa turbulenta (*i.e.,* la evaporación) es alta en invierno, cuando los gradientes de humedad entre la superficie de la nieve y del aire se incrementan debido al incremento de la velocidad del viento (Hardy *et al.*, 1998). Esta observación refuerza la relevancia de la necesidad de contar con datos de vientos para los análisis de balance de energía en superficies cubiertas por nieves y glaciares (ver Sicart *et al.*, 2007).

v) Temperatura del aire, periodo 1996-1997 (pico del volcán Sajama)

- Las temperaturas siguen el ciclo anual de la radiación solar, con promedios de -7.5°C en enero a -14.1°C en junio y rango de variabilidad diurno mayor al rango de variabilidad

anual de 6.6°C. La desviación estándar antes del inicio del invierno en abril es de 4.6°C y el rango es de 13.1°C.

- Para sensores con cámaras no ventiladas, los valores instantáneos más altos medidos fueron 1.5°C en febrero y 1.7°C el 25 de enero (temperatura promedio horaria igual a -3.0°C). Este último dato demuestra que las medias horarias son más representativas que los valores instantáneos (Hardy *et al.*, 1998). Por otro lado, para cámaras con ventilación natural, los registros fueron notoriamente mayores, con promedios horarios de 10°C el 25 de enero a las 12:00.
- Entre inicios de marzo hasta mediados de mayo, el incremento en el rango diurno de temperaturas coincide con la caída de las temperaturas mínimas observada en otras estaciones en el Altiplano. Este cambio ocurre en simultáneo con incrementos en la radiación solar, disminución en la humedad específica e incrementos en el rango diurno del contenido de vapor de la atmósfera, una caída abrupta en la presión atmosférica y un pronunciado incremento en la velocidad del viento (Hardy *et al.*, 1998). En conclusión, Hardy *et al.*(1998) sugiere que el cambio de verano a invierno ocurre de manera abrupta.

vi) Temperatura del aire, periodo 2011-2013 (Sururía y Jaruma)

- La temperatura del aire horaria en la microcuenca Sururía es en general más baja que la registrada en la microcuenca Jaruma; como resultado, las medias mensuales de Sururía son también menores a las de Jaruma.
- A escala diurna, en la época de invierno, el pico de la variable radiación solar en un día sin cobertura de nubes ocurre a las 12:00, con valores promedio de 730 W/m$^2$; en correspondencia con la ocurrencia de los menores valores de humedad registrados durante el día que se observan en general unos minutos después (15 min después, según la Figura 7a). La respuesta de la variable temperatura del aire media horaria al estímulo de la radiación solar se inicia casi en simultáneo (según la Figura 7a, aproximadamente 30 min después) y su tendencia coincide en la etapa de ascenso. A diferencia del ciclo diurno de la radiación solar, la temperatura desciende tres horas después que la radiación solar (a las 15:16, de acuerdo a los datos de la Figura 7a). La ocurrencia de los mínimos valores de temperatura del aire ocurren en promedio entre las 3:00 y las 5:00. En la cuenca Jaruma, el retraso relativo entre la recesión a escala diurna de las series de temperatura del aire y radiación solar es similar a la observada en Sururía, alcanzando una diferencia de tres horas (figura 9a).
- En la primavera (Figura 7b), en general la amplitud de las ondas en cada ciclo se incrementa y la forma de las ondas se altera, hasta la llegada del verano y de las primeras lluvias (Figura 7c). En el periodo después del invierno, la radiación solar se incrementa en promedio a 1100 W/m$^2$, lo que ocasiona el incremento de la temperatura del aire hasta valores medios de 20$^o$C. Los registros también indican un retraso en la llegada del pico de la serie de la temperatura del aire con referencia a la llegada del pico de la serie de radiación solar; tal retraso, mantiene relación al observado durante la época de invierno.
- En este periodo del año (inicio de noviembre, Figura 7b) es interesante observar que el sensor de humedad relativa describe valores mucho menores a los registrados en el invierno, en promedio 5% en comparación a los 17% que podían registrarse en un día igualmente libre de nubosidad. Como consecuencia, se espera que aquel punto en el tiempo coincida con la menor cobertura glaciar en superficie y con el periodo donde se espera se registre el máximo déficit hídrico a escala de cuenca en el año.

- La llegada del verano y la época húmeda altera la forma de las ondas que definen los ciclos diurnos y complica la identificación de puntos de referencia para analizar los tiempos de respuesta de las variables climáticas. La cobertura de nubes altera la intensidad de la incidencia de los rayos solares y ocasiona la disminución de la temperatura media del aire a valores muy próximos a los registrados en invierno (Figura 7c).
- En los registros de la estación Sururía, los registros del año 2013 presentan que la entrada del invierno da lugar a una transición abrupta en los registros de la temperatura a mediados de mayo, como preámbulo a la llegada de episodios de precipitación aislados, en coincidencia con lo que se había observado en los registros del pico del volcán Sajama. La figura 7d muestra este comportamiento, registrando con la entrada del primer episodio de precipitación el 17 de mayo del 2013.

vii) Velocidad y dirección del viento, periodo 1996-1997 (pico del volcán Sajama)

- Datos de reanálisis de Hardy *et al.* (1998) indican que la variabilidad mayor se registra a mediados de mayo, cuando los vientos se aceleran y permanecen altos para la mayor parte de la época de invierno, como resultado del movimiento en dirección norte de la zona de vientos del oeste.
- Las velocidades medias horarias de los vientos en invierno registradas fueron de 72 km/h entre mayo y octubre, con máximos de 97.2 km/h registrados en junio (Hardy *et al.*, 1998). En verano, la media registrada fue sorpresivamente baja, 9.36 km/h, con dirección sudeste y este, constituyendo un fuente de sostén de niveles altos de humedad sobre el Altiplano (Hardy *et al.*, 1998). Desde abril hasta agosto la dirección cambia hacia el norte y el noroeste (Hardy *et al.*, 1998).
- A escala diurna, los vientos más bajos se registran por la tarde, durante las horas de máxima expansión de la tropósfera (Hardy *et al.*, 1998).

viii) Velocidad y dirección del viento, periodo 2011-2013 (Sururía y Jaruma)

- En la estación Sururía, Soria (2013b) coincide con las apreciaciones de Hardy *et al.*(1998) realizadas a partir de los datos en el pico del Sajama, al señalar que durante la época húmeda ocurren los valores mínimos, mientras que las velocidades máximas se registran durante el invierno, con máximos de 30.2 km/h en valores medios diarios (menores a los registrados en el pico del Sajama). En cifras, la velocidad mayor registrada en la estación Jaruma fue de 40.8 km/h, para el periodo julio-agosto de 2013; en la estación Sururía, los datos son inexistentes para el invierno de ese mismo año debido al malfuncionamiento del instrumento desde mayo de 2013. La explicación física del incremento de la velocidad del viento durante el invierno fue otorgada en los puntos previos.
- A escala diurna, los valores más altos ocurren a distintas horas. Durante los meses sin ocurrencia de precipitación (invierno), los picos en Jaruma ocurren por lo general por las noches (figura 9a), mientras que en Sururía puede darse la ocurrencia de dos picos, el primero por la mañana entre las 9:00 y las 10:00 y el segundo al final de la tarde (figura 7a). También en Sururía, la velocidad del viento disminuye de manera gradual en el día hasta el momento de radiación solar "cero", donde cae de forma brusca en ocasiones en valores de hasta el 50% de los máximos diarios registrados; el ciclo se completa con la subida brusca que ocurre antes de la llegada de los valores máximos diarios, donde los valores se incrementan en un 87% en promedio.

- La inactividad de la variable velocidad del viento media horaria registrada en el periodo del día entre las 22:00 y las 7:30 del día siguiente, es también un hecho relevante en el análisis del balance energético de la superficie (figura 7b).
- La respuesta de esta variable al incremento en la radiación solar ocurre con un retraso de 3 horas en promedio, en coincidencia con el comportamiento registrado para la temperatura del aire, a la misma escala de estudio.

ix) Precipitación (nieve), periodo 1996-1997 (pico del volcán Sajama)

- Octubre fue seco, con 14 cm de ablación y dos eventos de precipitación mayores en noviembre. A partir de allí, la acumulación continuó de diciembre a febrero (Hardy *et al.*, 1998).
- La ocurrencia de precipitación en invierno, tal como se describió previamente en el presente informe, se caracteriza por una circulación norte-este, mientras que el verano se caracteriza por la alta convección y el transporte de humedad desde el este (Hardy *et al.*, 1998).
- A escala diurna, la precipitación en el pico del Sajama ocurre en general entre las 18:00 y las 22:00 (Vuille *et al.*, 2001).
- La precipitación ocurre en episodios discretos en lugar de ocurrir en episodios continuos, a pesar de que durante el verano la incidencia de radiación es alta (Vuille *et al.*, 2001).

x) Precipitación (nieve), periodo 2011-2013 (Sururía y Jaruma)

Las figuras 8 a 10 describen información relevante al entendimiento del comportamiento de algunas variables climáticas durante el invierno y el final del mismo. Aquella información describe el comportamiento previa, durante y luego de la ocurrencia de un evento de precipitación. Una breve interpretación al respecto (a escala diurna) se presenta a continuación.

- Antes (del 3 al 7 de julio de 2013, Figuras 8a y 9a) y durante el evento de precipitación del 7 de julio de 2013 (Figuras 8b, 9b y 10a). El incremento de la humedad relativa del aire y la disminución de la temperatura del aire son consecuencias lógicas de la ocurrencia de la precipitación y los instrumentos instalados en Sururía y Jaruma registran aquello. La disminución de las velocidades del viento durante los periodos de mayor humedad relativa, es un hecho destacable.
- Durante las precipitaciones del 15 y 16 de julio de 2013 (Figuras 8c, 9c y 10b). Los vientos se incrementan durante el día previo al incremento de la humedad relativa del aire, que luego dan lugar a la ocurrencia de un evento de precipitación en Sururía (con la llegada del pico a horas 9:36 del 16 de julio de 2013) y dos eventos de precipitación en Jaruma (con picos a horas 17:45 del 15 de julio de 2013 y 8:00 del 16 de julio de 2013).
- Periodo sin precipitación, del 27 al 29 de agosto de 2013 (Figuras 8d y 9d). A medida que la primavera se acerca la radiación solar en un día sin cobertura de nubes se incrementa en 22% con respecto a la registrada el 3 de julio del mismo año; por otro lado, en el mismo día sin cobertura de nubes, la humedad relativa disminuye aproximadamente 14% en relación a la registrada dos meses antes.
- A través de la figura 10, es evidente que la precipitación se distribuye espacialmente de manera heterogénea en el área de estudio, durante la época de estiaje (que es para la cual se tiene información en la microcuenca Jaruma) y probablemente también durante las épocas de transición invierno-verano y verano-invierno. Tal evidencia muestra que, aparte

del hecho de que las precipitaciones ocurren en mayor intensidad en Sururía, cuando en Sururía se registra un evento de precipitación, aquello no implica que en Jaruma se registre uno similar. La relevancia de esta información es transferible al estudio de la cuenca del río Sajama, donde a través de observación visual y del monitoreo de los tributarios del río Sajama, se ha constatado que las lluvias en las laderas este y oeste ocurren con periodicidad e intensidad que en general no coinciden. Una implicación de este conocimiento, es la complejidad que existe para representar la respuesta hídrica superficial de la cuenca del río Sajama a escalas espacio temporales menores a las consideradas en el estudio presente.

xi) Impactos del ENSO en el clima de los periodos 1996-1997 y 1997-1998 (pico del volcán Sajama)

El gradiente meridional de presiones al norte de la alta boliviana es alto durante la ocurrencia de La Niña, incentivando el transporte de humedad desde el interior del continente hacia el Altiplano (Vuille *et al.*, 2001). Por el contrario, durante la ocurrencia de El Niño es común observar anomalías en los vientos del oeste, que son mayores a los normales, inhibiendo el transporte de humedad desde el este (Vuille *et al.*, 2001). La ocurrencia de El Niño tiene impactos directos en ubicar la línea de nieve a alturas notablemente mayores a la de los años precedentes (Arnaud *et al.*, 2001). Aparte de estas observaciones generales, la literatura provee los siguientes datos:

- Temperaturas del aire.- Se observó una disminución inusual en el periodo octubre 1996 a septiembre 1997, con valores menores a los anteriores 79 años (Hardy *et al.*, 1998). Luego, en el verano del periodo 1997-1998 se observó un incremento de alrededor de 1$^{o}$C hasta febrero y de 1$^{o}$C para marzo, abril y mayo.
- Precipitación.- El periodo noviembre de 1996 a marzo de 1997 fue más húmedo de lo normal en el Altiplano (Hardy *et al.*, 1998).

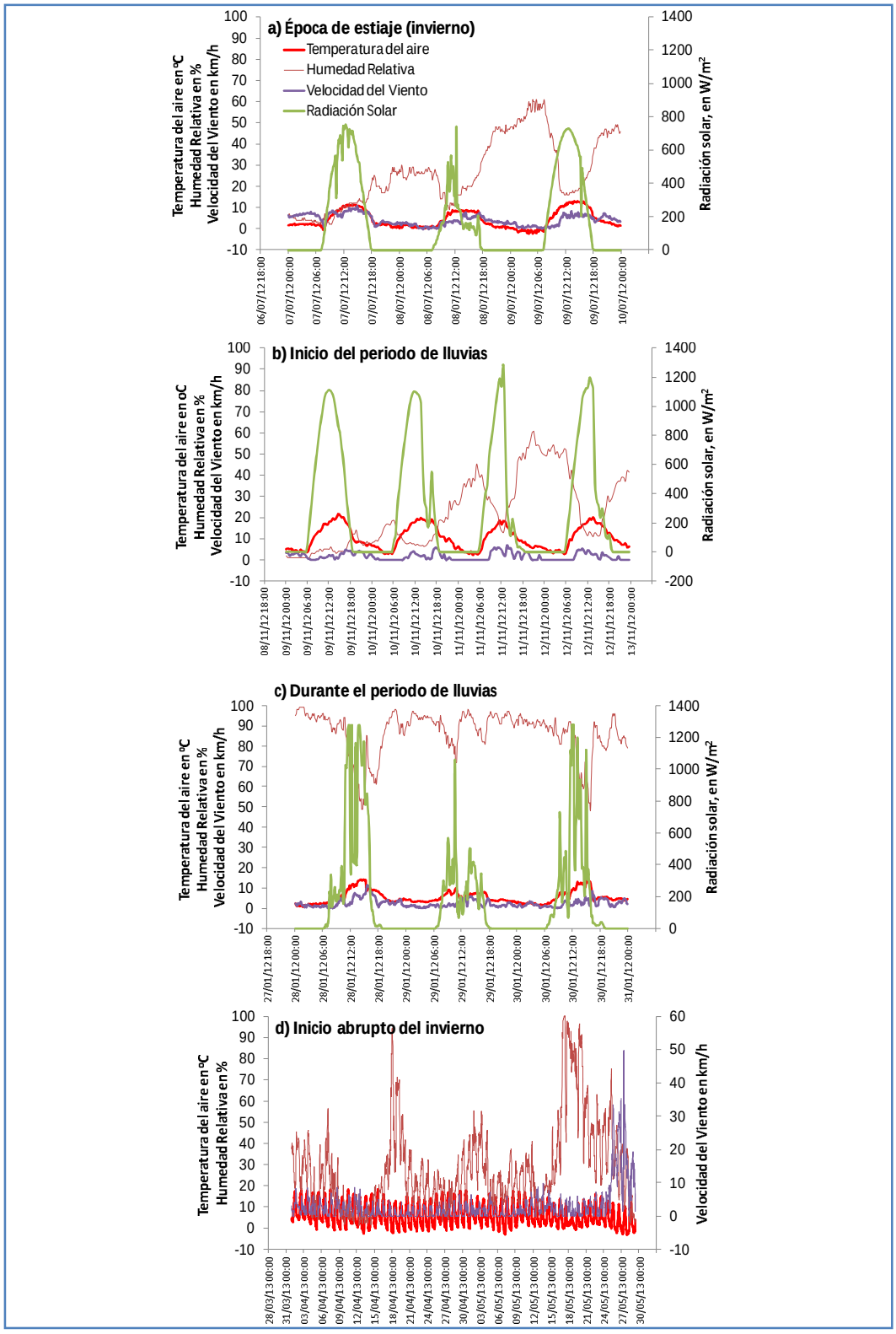


**Figura 7** Registros horarios de las variables climáticas medidas en la estación de la microcuenca Sururía. Se muestra el comportamiento en época de estiaje (a), en el inicio de la época de lluvias (b), durante la ocurrencia de lluvias (c) y también se muestra el inicio abrupto del invierno (d)

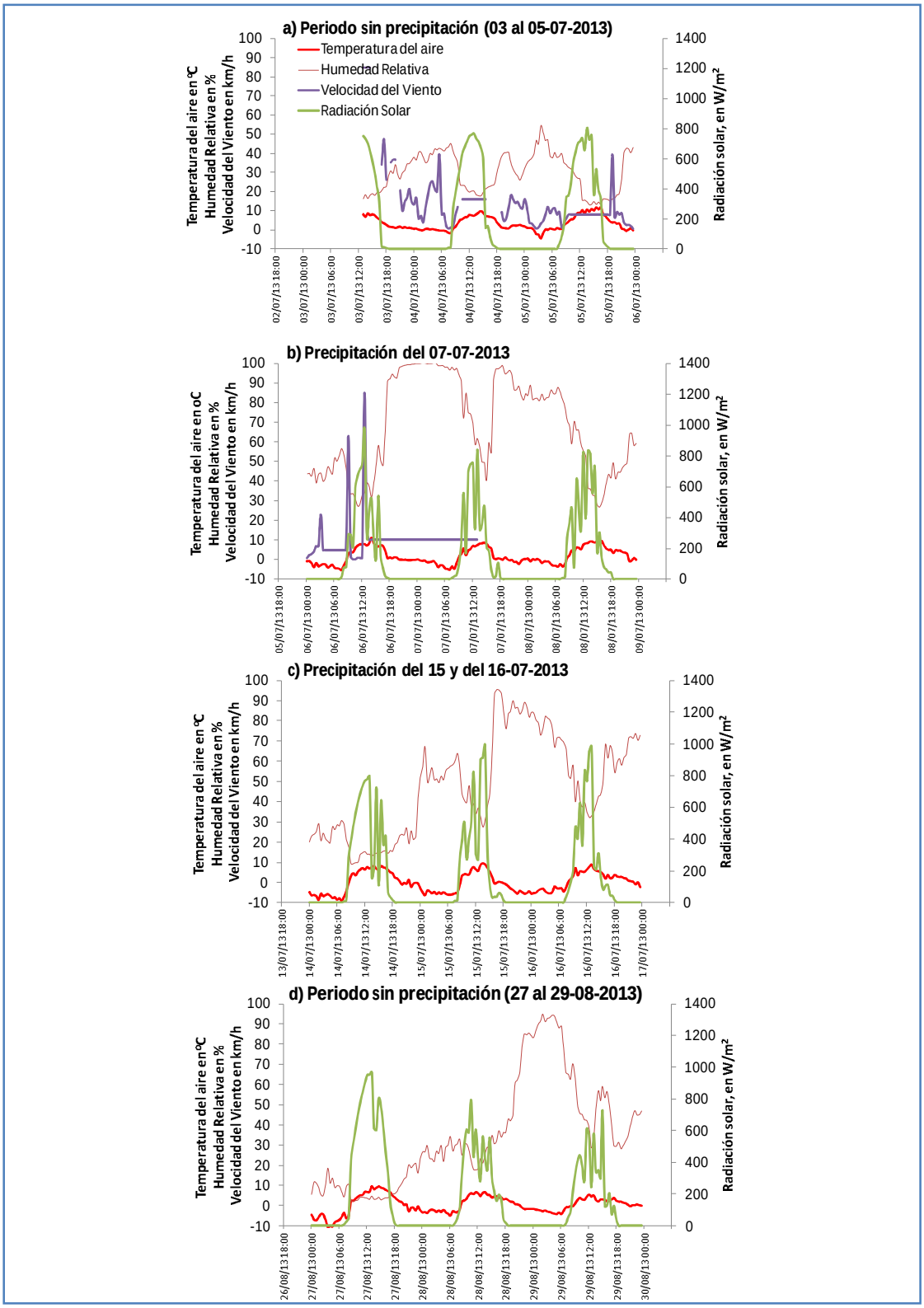


**Figura 8** Registros horarios de las variables climáticas medidas en la estación de la microcuenca Sururía. Se muestra el comportamiento durante un periodo sin precipitación (a), durante la ocurrencia de dos eventos (b) y (c) y luego de un periodo de lluvias (d)

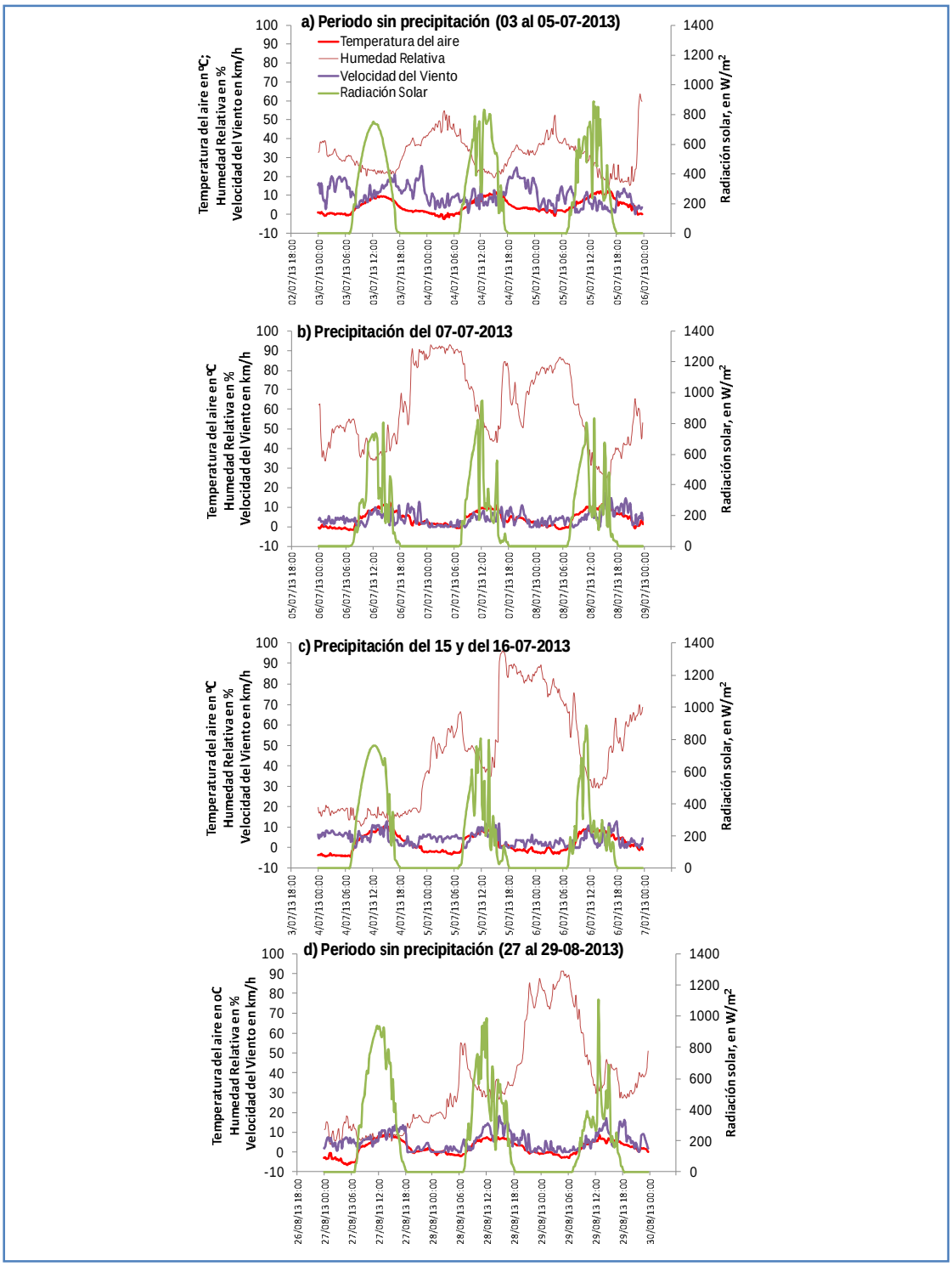


**Figura 9** Registros de variables climáticas a escala horaria en la estación de la microcuenca Jaruma. Se muestra el comportamiento de un periodo sin precipitación (a), durante dos eventos (b) y (c) y luego de un periodo de lluvias (d). Las gráficas son comparables con la información presentada en la figura 8

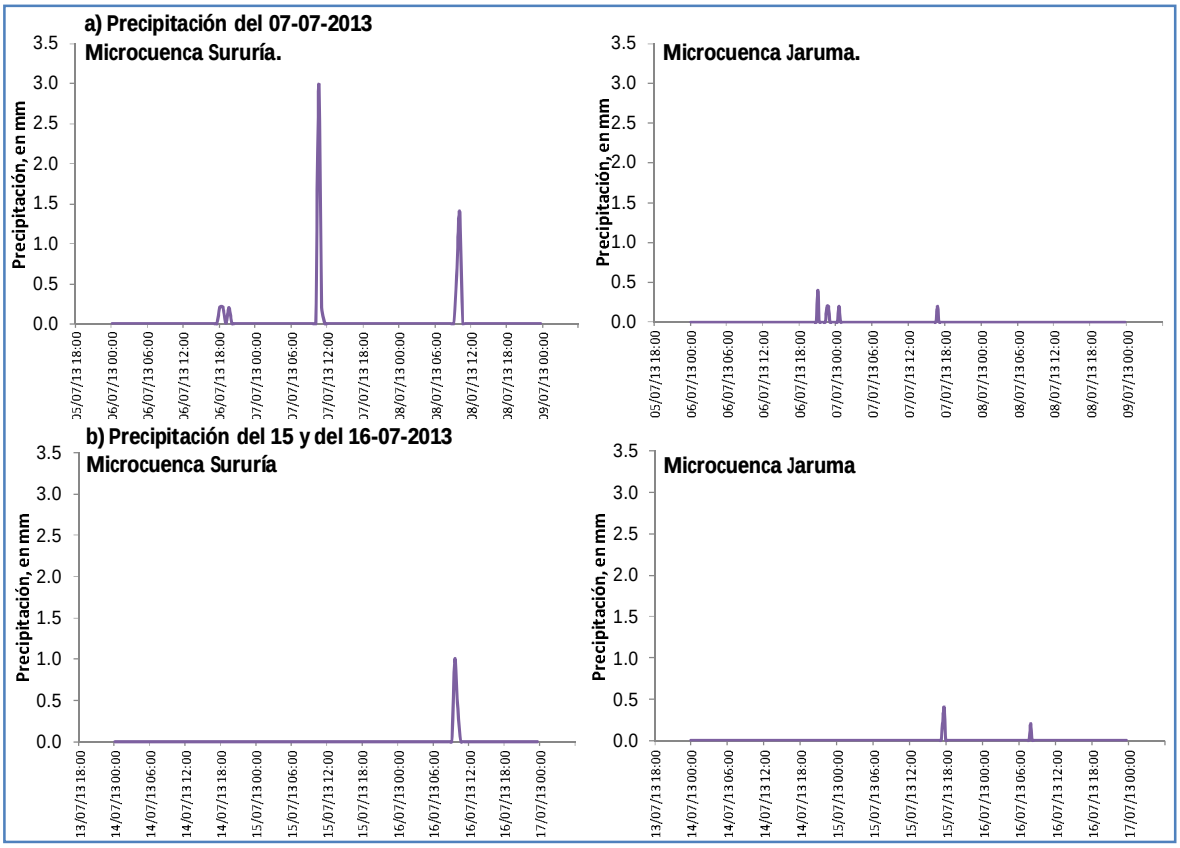


**Figura 10** Eventos de precipitación del 7, 15 y 16 de julio de 2013, en las microcuencas Sururía y Jaruma. Esta figura complementa la información presentada en las figuras 8 y 9

## 8.2 Relaciones precipitación-escurrimiento en la cuenca del río Sajama (punto de control en el puente Río Sajama)

### 8.2.1 Calibración del modelo matemático

Con datos de caudales disponibles a partir de abril de 2012, las relaciones precipitación-escurrimiento en la cuenca del río Sajama pueden describirse de manera visual para el único año hidrológico monitoreado y mediante el uso de un modelo matemático. La ventaja de utilizar un modelo matemático es la posibilidad de estudiar el comportamiento en años hidrológicos pasados, asumiendo que las predicciones de un modelo calibrado utilizando una serie histórica corta, representan adecuadamente la respuesta de la cuenca.

Mediante análisis visual de los datos, los caudales instantáneos medidos sugieren que a escalas iguales o menores a la horaria, la ocurrencia de eventos de crecidas dan lugar a caudales notoriamente altos, que pueden duplicar los caudales pico observados en época de lluvias durante años con ocurrencia del evento ENSO (año hidrológico 2011-2012). En años normales, con ENSO neutro (año hidrológico 2012-2013), es posible que durante la época húmeda, los caudales no superen los 5.5 L/s/km$^2$ (3.2 m$^3$/s, para un área de aporte de 568 km$^2$), en respuesta a la entrada de 143 mm de precipitación. A escala media mensual, no se observa retrasos entre la variable precipitación y la variable caudal. En relación a la variabilidad de la temperatura del aire media mensual, la misma como factor representativo de la variable evapotranspiración media mensual

que mide una porción de las abstracciones, la misma sugiere la ocurrencia de dos picos, el primero entre octubre y noviembre con valor medio de 9°C, que ocurre antes de la llegada de las lluvias y del movimiento ascendente de la curva del hidrograma de caudales. El segundo pico ocurre en el mes de abril, con un valor medio de 8°C, un mes antes de la inflexión del hidrograma de caudales que define el menor valor de caudales específicos del año (2.5 L/s/km$^2$ ó 1.4 m$^3$/s). A partir de este valor, la curva del hidrograma inicia el ascenso.

El comportamiento del sistema durante el año hidrológico 2011-2012 parece diferir del comportamiento del año 2012-2013. En el hidrograma de caudales, el ascenso se retrasa notablemente hasta el mes de noviembre, justo antes del inicio de la época de lluvias (Figura 11). En este comportamiento, aparentemente tiene relevancia la ocurrencia del evento extraordinario de abril de 2012 durante la etapa de recesión del hidrograma. La existencia de bofedales en la parte baja de la cuenca podría también constituir un factor que influyó en tal comportamiento, debido a la acción reguladora de los mismos, sin embargo, tal observación es compleja de afirmar y sin la disponibilidad de una serie de datos más extensa queda como una posibilidad.

El análisis visual de los datos es una herramienta importante; sin embargo, en sistemas donde el conocimiento es limitado, la aplicación de un modelo matemático otorga otra perspectiva, valiosa desde varios puntos de vista. Con este enfoque, se aplicó el modelo semidistribuido de Collick *et al.* (2009), con las modificaciones sugeridas en Soria y Kazama (2011) y los resultados se presentan a continuación.

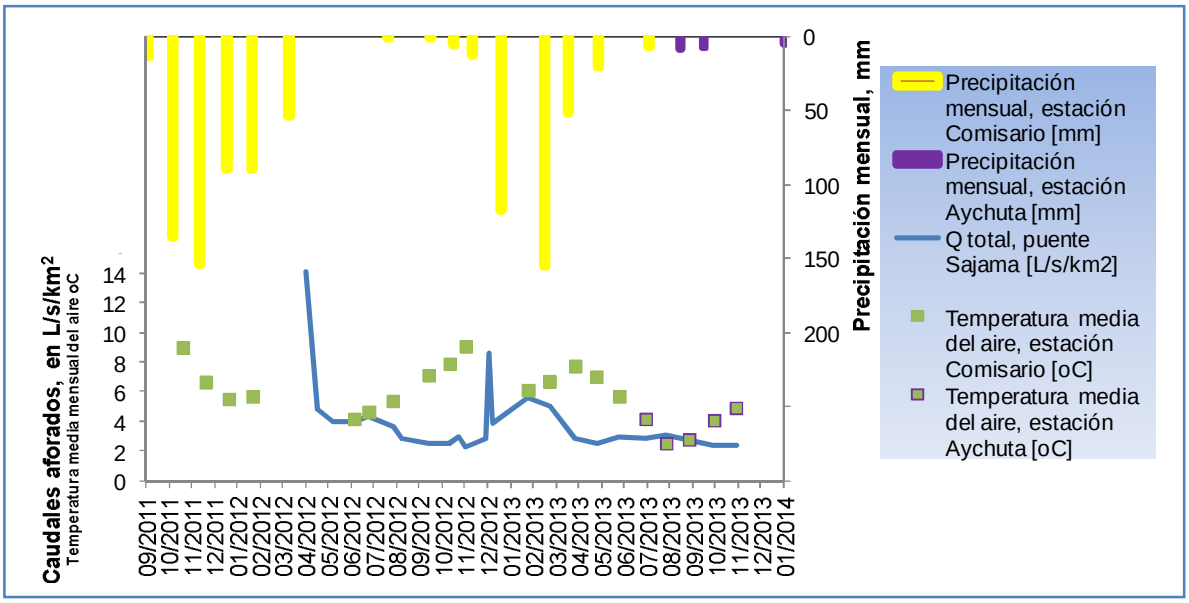


**Figura 11** Caudales instantáneos en la sección del puente Río Sajama y valores medios mensuales de precipitación y temperatura del aire en las estaciones Comisario y Aychuta. Los valores se encuentran actualizados al 29 de octubre de 2013. La estación Comisario fue transferida a la zona de Aychuta, el 3 de julio de 2013; esto explica el porqué la serie Comisario se registra únicamente hasta fines de mayo de 2013. Debido al malfuncionamiento de la fuente que administra energía a los instrumentos, en la estación Comisario no se registraron datos de febrero a mayo de 2012 y en la segunda quincena de junio de 2012. Por la razón descrita, la brecha en la información no permite observar el evento de precipitación que dio lugar al evento de abril de 2012

La aplicación del modelo semi distribuido propuesto sugiere que el balance hídrico entre los aportes por precipitación y las pérdidas por evapotranspiración no explican la forma de la serie de caudales del único año hidrológico para el cual se dispone de información (figura 12). Tal problema se origina en que el modelo, bajo la estructura propuesta en Soria y Kazama (2011) para su aplicación en la Cordillera Real, en la cabecera de la cuenca del río Amazonas, proporciona: i) volúmenes altos contribuidos por el reservorio subterráneo profundo y ii) una relación entre los aportes de precipitación y las pérdidas por abstracción demasiado altos. De aquella comparación entre ambos sistemas, para lograr coincidencia entre la segunda simulación y los caudales medidos se propuso disminuir los aportes del reservorio subterráneo profundo (caudal base) y disminuir los aportes al sistema, modificando la relación entre las pérdidas por evapotranspiración y los aportes de la precipitación, de modo que los aportes tengan magnitudes menores. La justificación de tales cambios se basa en la presunción de que para el periodo sin datos en la estación Sajama (4248 msnm), los datos de la estación Comisario sobreestiman la precipitación distribuida en el área de la cuenca (agregada, por reservorios horizontales) (ver Soria, 2013b). También se asume que, conocido el hecho de que las pérdidas por evapotranspiración disminuyen con la altitud (*e.g.,* Gonzales, 2002; Côuteaux *et al.,* 2002; Bhattarai y Vetaas, 2003; Jaramillo, 2006), los valores calculados en García (2012) y aplicados en Soria (2013b) estarían sobreestimados para los reservorios de los cordones altitudinales altos y subestimados para los cordones altitudinales situados en altitudes bajas. Esta compensación artificial introducida a las principales entradas del modelo involucra la introducción de un segundo parámetro de calibración a la ecuación 4 y constituye la principal fuente de incertidumbre en las predicciones de la estructura propuesta. Tal necesidad de introducir un parámetro de calibración adicional no sería justificable en casos de estudio donde existe un número amplio de estaciones distribuidas en los diferentes pisos altitudinales (*e.g.,* Jaramillo, 2006; Soria y Kazama, 2011); lo contrario ocurre en el caso presente, donde la consideración de un parámetro de calibración adicional se justifica por la ausencia de estaciones para describir la variabilidad altitudinal.

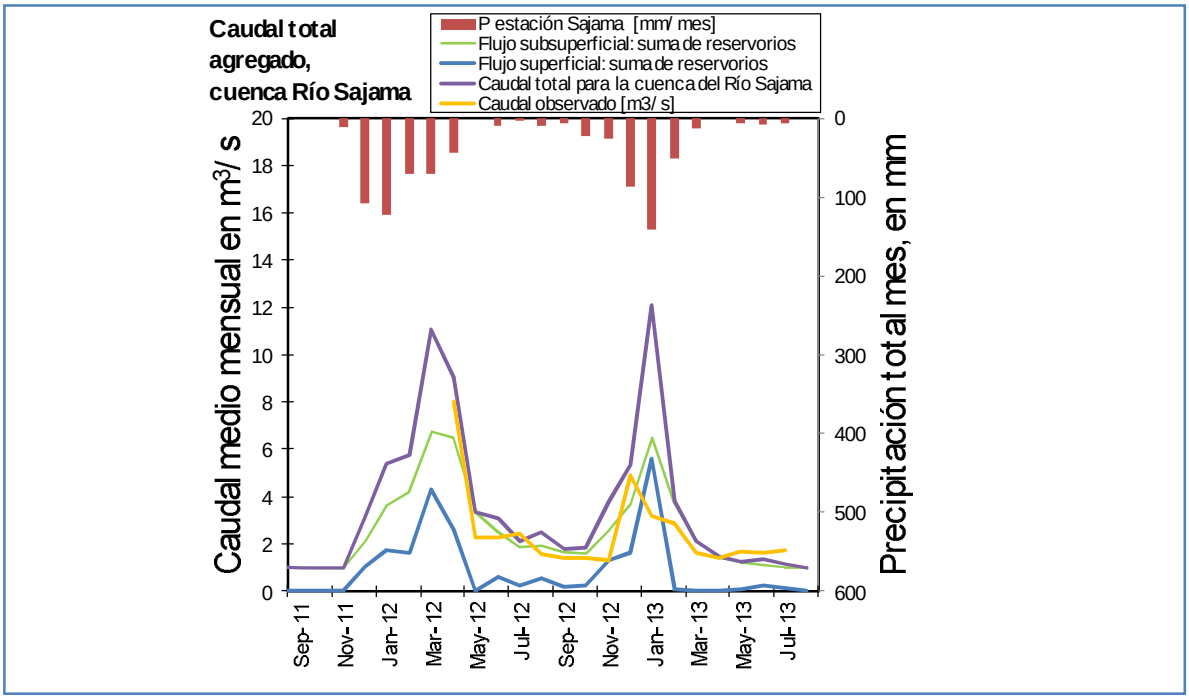


**Figura 12** Modelo no calibrado de la respuesta de la cuenca del Río Sajama. Se observa un sobreestimación de los aportes al sistema (sobreestimación en la relación aportes-abstracciones)

Al calibrar el balance entre los aportes por precipitación y las pérdidas por evapotranspiración, los resultados se aproximan de mejor manera a las observaciones (figura 13), en comparación a los resultados obtenidos a través de la simulación no calibrada (figura 12). El aporte de los dos reservorios verticales considerado para cada reservorio horizontal, el consecuente dominio de la respuesta de los reservorios sub superficiales sobre la respuesta de la cuenca y la coincidencia aproximada entre las formas de las curvas de recesión, son los aspectos positivos que resaltan en esta primera calibración. Por otro lado la falta de coincidencia en la ocurrencia de los picos y la diferencia entre las respuestas de la cuenca para los dos años hidrológicos mostrados en las figuras señaladas, son los aspectos que demandan un análisis adicional.

La falta de coincidencia entre el pico de las observaciones y el pico de las simulaciones es un aspecto relevante en toda tarea de modelación de los procesos precipitación-escurrimiento, debido principalmente a las implicaciones prácticas (*e.g.,* Beven, 2004). En el caso presente, la ausencia de concordancia entre los picos de los hidrogramas de caudales no está explicada por la serie de precipitación, debido a que el modelo propuesto no considera una cuenca donde la respuesta sea tan rápida como la que las mediciones instantáneas de los caudales sugieren. Debido a las diferencias entre las magnitudes de los caudales simulados en el mes de ocurrencia del pico y el mes previo a tal ocurrencia, es poco probable que la solución de esta divergencia se encuentre en la calibración de los parámetros del modelo propuesto, pues lo único que se lograría mediante este procedimiento es regular el rango entre las dos magnitudes señaladas. La solución del inconveniente señalado a través de la modificación de la estructura del modelo es un enfoque no aplicable al caso presente, debido a que la respuesta de la cuenca en el año hidrológico 2011-2012 sugiere que la ocurrencia de los picos de la cuenca se da con un retraso de uno a dos meses, según el análisis presentado a escala media mensual

### 8.2.2 Predicción de caudales para el periodo 2005-2013

La predicción de los caudales en base a este modelo, se presenta en la figura 13- (derecha). Tales resultados sugieren que en el periodo 2005-2013, los caudales mayores a escala media mensual se observaron en el periodo 2004-2005, con un máximo de 10.8 $m^3/s$. Los caudales mínimos ocurrieron el periodo 2006-2007, con valores simulados de 2.6 $m^3/s$, mientras que los mínimos históricos para el periodo durante el cual se tiene datos medidos corresponden al año 2009-2010, donde la precipitación en la estación Sajama habría alcanzado valores mensuales máximos de 66 mm, con déficit respecto a la evapotranspiración que habría alcanzado los 119 mm, dando lugar a una situación de déficit hídrico. En base al periodo simulado, los cómputos con el modelo propuesto sugieren que el periodo 2012-2013 corresponde a un año con caudales medios, similares a los que podrían haberse observado en el periodo 2007-2008 y 2008-2009.

Bajo las consideraciones discutidas en los párrafos previos, se mantiene la estructura básica sugerida para el modelo semi distribuido propuesto. Los resultados de la aplicación del mismo a la cuenca del río Sajama corresponden a los de la figura 13, y su corrección y versión final se espera sea recalibrada y verificada con los resultados del monitoreo que serán realizados en la época de lluvias del año hidrológico 2013-2014.

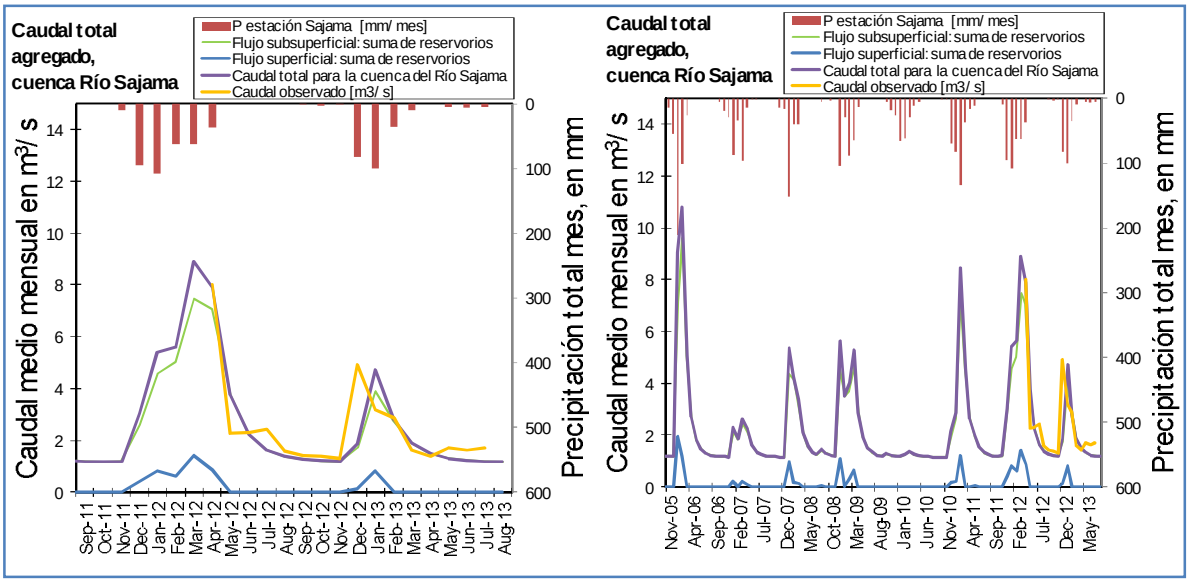


**Figura 13** Calibración del modelo semi distribuido y predicción de los caudales para el periodo 2005-2013. Se introdujo un parámetro para regular el balance entre los aportes de precipitación y las pérdidas por evapotranspiración, para compensar la ausencia de información en relación a la variabilidad altitudinal de los factores mencionados. Se mantiene la estructura de cuatro reservorios horizontales y dos reservorios verticales (por cada reservorio horizontal)

### 8.3 Mapa para orientar el aprovechamiento de los recursos hídricos en la cuenca del Río Sajama, aguas arriba del puente Río Sajama, Ruta 4 de la Red Fundamental en el Tramo Patacamaya Tambo Quemado, Bolivia

Uno de los aspectos más relevantes en el estudio de la respuesta hídrica de la cuenca del Río Sajama, en el tramo Caripe-puente Río Sajama (Ruta 4 de la Red Fundamental de carreteras de Bolivia), es la heterogeneidad de la respuesta hídrica a escala de cuenca, originada en la diversidad de fuentes de aporte al río Sajama. Tal heterogeneidad tiene origen en la diversidad de los regímenes de los ríos tributarios que fluyen desde las laderas este y oeste y también en la heterogénea distribución espacial y temporal (en intensidad de ocurrencia, tiempos de ocurrencia y duración) con la cual ocurren las principales entradas y pérdidas del sistema desde una perspectiva de balance hídrico (precipitación y evapotranspiración) (Soria, 2013b). Para demostrar y estudiar la heterogénea respuesta hídrica señalada, durante el periodo de desarrollo del estudio se procedió a monitorear los ríos tributarios del sistema del río Sajama. Los resultados se entregan periódicamente a medida que los mismos se actualizan.

Los productos del monitoreo de variables climáticas se resumen en la figura 14 y sugieren que la tendencia a la existencia de déficit hídrico podría no ocurrir en los reservorios situados a altitudes altas, al menos para algunos meses. En estos reservorios es posible que la evapotranspiración sea menor en referencia a la medida a altitudes menores y la precipitación en Aychuta sea mayor a la registrada en la estación Sajama. Aquello tiene alta relevancia como herramienta para orientar el aprovechamiento de los recursos hídricos, al sugerir que tal aprovechamiento debe realizarse en magnitudes compatibles con el balance resultante de las principales variables del sistema hídrico.

En referencia a los aforos, los mismos se resumen en la figura 15 e indican altos valores de caudales específicos en las microcuencas Juntuma (alimentada por manantiales y géiseres producto de la actividad volcánica) y Sururía (alimentada por el deshielo de uno de los glaciares del

volcán Sajama) y en menor grado en Pisirrata, alimentada por manantiales que nacen al pie del volcán Parinacota y detrás de la laguna Chungará, y Milluni, alimentada por manantiales que se desarrollan en la parte alta.

**Acerca del mapa: Limitaciones**

Los altos valores de caudales específicos en las microcuencas señaladas en el párrafo precedente tienen potencial de aprovechamiento mayor al de subcuencas donde los caudales específicos son menores. Tal potencial se grafica en el mapa de la figura 16 de manera simple, omitiendo una clasificación debido al grado de arbitrariedad que aquello implicaría. Para profundizar tal análisis, la literatura presenta enfoques para cuantificar tal potencial. Un ejemplo de esta cuantificación se presenta en Soria y Castel (2013), a través de la implementación de índices de disponibilidad de agua. Los resultados del mencionado estudio se obtuvieron a través de una simulación de las subcuencas del sistema cuenca río Sajama, considerando datos de monitoreo hasta diciembre de 2012. Asumiendo que los bofedales son los principales usuarios de agua en la cuenca, allí se concluyó que las microcuencas Juntuma, Sururía, Pisirrata y en menor manera la de Milluni serían las únicas que podrían soportar el aprovechamiento de los volúmenes de flujo necesarios para actividades de irrigación artificial de bofedales. Se pretende lograr la actualización de los datos en base a los parámetros de las nuevas simulaciones presentadas, a través de las pasantías instauradas en el proyecto, mediante datos de un segundo año hidrológico 2013-2014.

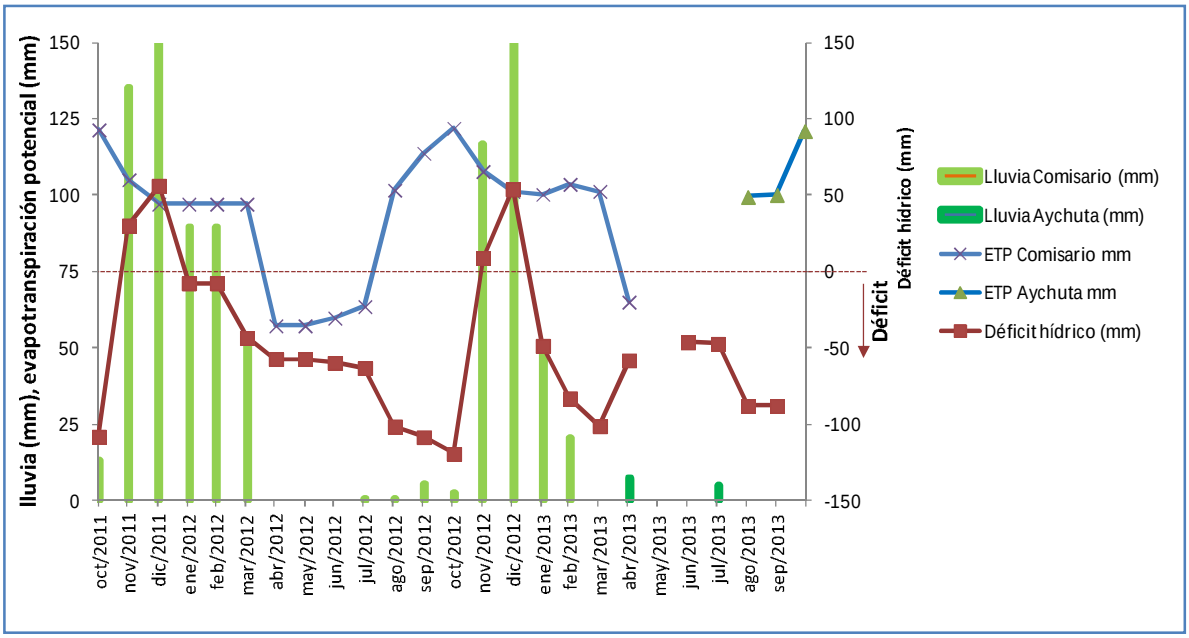


**Figura 14** Series de evapotranspiración y precipitación a escala mensual, para el reservorio R4 de la cuenca del río Sajama. Los datos corresponden a registros de la estación Comisario (hoy, en la microcuenca Sururía, zona Aychuta). La curva de déficit hídrico es una herramienta de interpretación de los datos de entrada y no constituye un parámetro de modelación

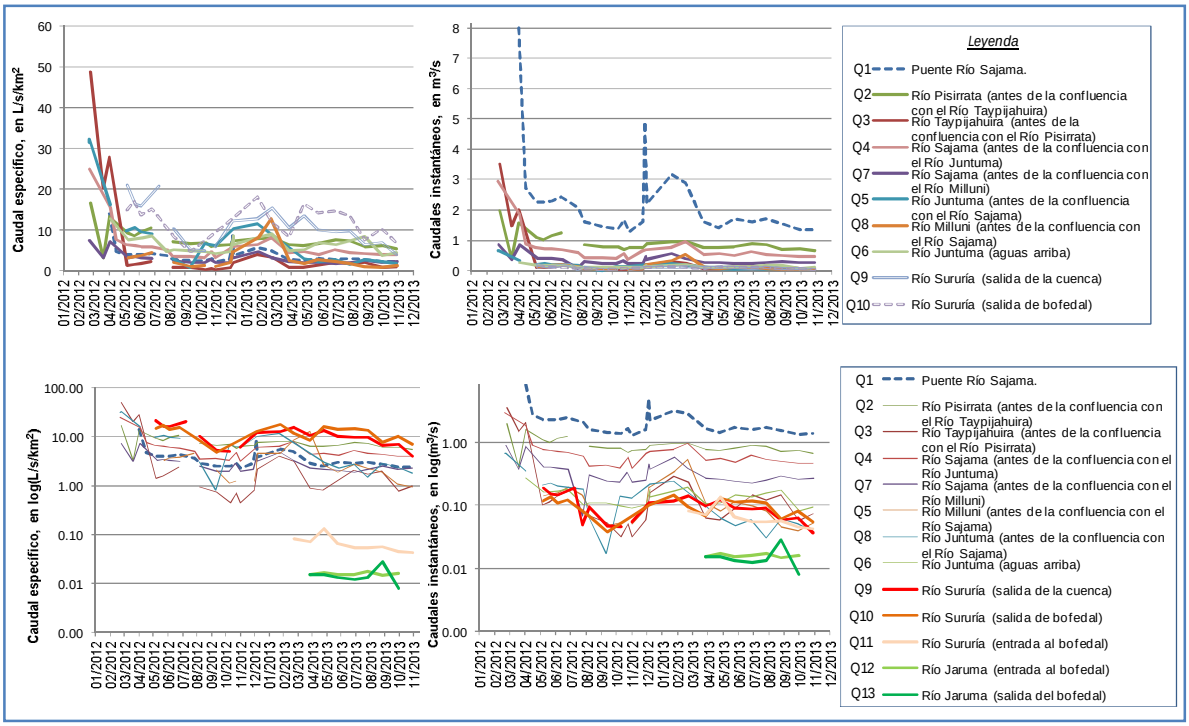


**Figura 15** Resultados del monitoreo de caudales en la cuenca del río Sajama y sus principales tributarios (información actualizada a octubre de 2013)

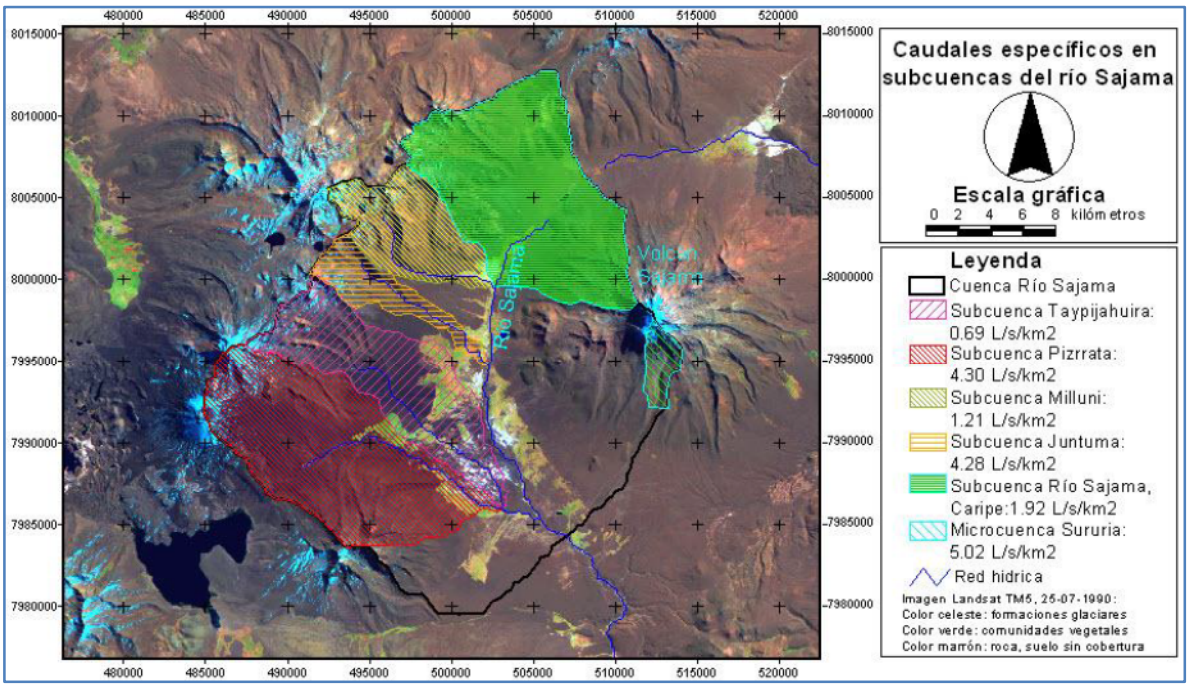


**Figura 16** Mapa para orientar el aprovechamiento de los recursos hídricos en la cuenca del río Sajama. El potencial de aprovechamiento se define de acuerdo al caudal específico en el mes más seco del año hidrológico (escrito en la leyenda del mapa). Se omite una clasificación en rangos, debido a la ausencia de criterios técnicos para definirlos

### 8.4 Posibles relaciones entre las respuestas hídricas de las microcuencas Sururía y Jaruma

En las microcuencas Jaruma y Sururía, el conocimiento se origina en: i) información climática registrada por dos estaciones Hobo instaladas en ambos sitios (el resumen a escala mensual de las variables monitoreadas en las estaciones se presenta en la figura 176); ii) información obtenida a través de piezómetros de variaciones mensuales en niveles de agua, en las capas de los suelos que se desarrollan hasta 2.5 m por debajo de la superficie (figuras 18 a 21); iii) información de la dirección de la escorrentía superficial obtenida a través de análisis de la topografía obtenida por el Modelo de Elevación Digital (DEM) a escala horizontal de 90 m de la Misión Radar de Topografía del Transbordador Espacial (SRTM) (figura 22) (ver detalles técnicos del SRTM DEM en Rodríguez *et al.,* 2005) y iv) caudales medidos con frecuencia mensual a la entrada y a la salida de las microcuencas (aguas arriba y aguas abajo de los bofedales respectivos) (figura 15 y 23).

Como elemento de entrada para el estudio de las características de las respuestas hídricas, en el análisis de las diferencias y similitudes entre los registros climáticos de las estaciones Sururía y Jaruma existen dos parámetros importantes: la altitud (en msnm) y el aspecto geográfico (*i.e.,* la orientación cardinal de las caras de los planos que contienen las pendientes medias de los bofedales). La altitud es importante porque en zonas de montaña las variables climáticas tienden a describir altos gradientes verticales (Beniston 2000, Beniston, 2003). El aspecto está relacionado con la variabilidad climática regional; en particular, de acuerdo a la literatura, en el área de estudio las masas de aire fluyen en general con direcciones este-oeste o sur-norte, dependiendo de la época del año (Vuille, 1999, Vuille *et al.,* 2001). La topografía de la superficie, el tipo de microcuenca (*e.g.,* cuenca triangular o cuenca en "V", cuenca en "U" o cuenca plana) y la cobertura vegetal son también parámetros a considerar. El tipo de microcuenca definirá si el área está sujeta a condiciones de microclima, lo que otorgará información para analizar si las respuestas estudiadas pueden o no ser regionalizadas o extrapoladas. El tipo de vegetación es un parámetro que pueden constituirse en un indicador importante para inferir las condiciones de vida en la microcuenca (situaciones de estrés hídrico, etc).

La altitud de instalación de las estaciones indica una diferencia de aproximadamente 195 m en la vertical entre las dos estaciones: Sururía está a 4555 msnm (el centroide de la microcuenca está a 4595 msnm, aproximadamente) y Jaruma está a 4360 msnm (el centroide de la microcuenca está a 4427 msnm, aproximadamente). En referencia al aspecto geográfico, Sururía tiene orientación sur, mientras que Jaruma tiene orientación este. Ambas microcuencas tienen dos características generales que las hace comparables: ambas microcuencas se encuentran en micro valles con forma de "V", rodeadas por elevados taludes laterales; ambas microcuencas tienen también vegetación similar, con dominio de *Oxychloe andina* en las áreas cubiertas por bofedales y presencia de queñuales y pajonales en los taludes laterales.

Las diferencias y similitudes que existen entre las dos microcuencas parecen explicar las tendencias observadas en los registros a escala media mensual (figura 17. Al comparar las series de radiación solar, mientras más cerca está la primavera se observa que los registros en la microcuenca Jaruma se incrementan con respecto a los registrados en Sururía; nótese que los valores registrados en mayo son casi iguales. En cuanto a las series de humedad relativa del aire, las diferencias de aproximadamente 1% no deberían tener mayor relevancia. Mayores son las diferencias entre los registros observados al comparar los registros de precipitación y temperatura del aire. La primera variable (precipitación) presenta valores mayores en Sururía, mientras que la segunda (temperatura) es mayor en la microcuenca Jaruma; como ejemplo, en julio de 2013, la precipitación registrada en Sururía fue de 7 mm mientras que en Jaruma la precipitación fue de

solamente 2 mm; por otro lado y para el mismo mes, la temperatura en Jaruma fue de 4.2$^{o}$C mientras que ne Sururía la temperatura del aire media fue de 2.5 $^{o}$C. Al momento no se conoce cuál va a ser la situación en la época de lluvias.

La mayor temperatura media mensual del aire registrada en Jaruma respecto a la registrada en Sururía es notoria y alcanza mayor relevancia práctica que las diferencias registradas para otras variables climáticas. Tal diferencia se traduce en 1.75$^{o}$C para julio, 1.79$^{o}$C para agosto y de 1.97$^{o}$C para septiembre, sugiriendo implicaciones más complejas de definir, porque implicaría la ocurrencia de una mayor tasa de pérdidas por evapotranspiración, pero principalmente definiría una mayor probabilidad de ocurrencia de precipitación en estado líquido, es decir, para un mismo evento de precipitación, es más probable que mientras en Sururía la lluvia precipite en forma de nieve, en Jaruma la lluvia precipite en estado líquido. De la misma forma, en Sururía es más probable que los volúmenes de masa de suelo que congelen serían mayores con respecto a Jaruma. Estos últimos aspectos definirían que a escala diurna, la respuesta hídrica de las microcuencas tendría mayor retraso en Sururía.

Información adicional es otorgada por el análisis de la dirección de escurrimiento del flujo superficial, como herramienta para inferir la probable dirección del flujo en las capas sub superficiales. Para este análisis, se construyó el modelo de ocho direcciones de Jensen y Domingue (1988) y los resultados se muestran en la figura 22. Este modelo indica que el escurrimiento superficial es distinto en ambas microcuencas y su implicación tiene relevancia práctica al confirmar que en Sururía la interacción bofedal-río Sururía sería poco relevante, contrario a lo que podría estar ocurriendo en Jaruma. La explicación se provee a continuación.

En Sururía, el modelo indica que todos los piezómetros instalados en el bofedal están en una región donde el escurrimiento superficial fluye en una sola dirección, hacia el sur. Esta configuración de la topografía superficial, explica la aparentemente uniformidad en las tendencias de la microcuenca Sururía, pero no explica las magnitudes de cambio registradas en el gradiente hidráulico. El río Sururía tiene un curso definido, con aparente poco intercambio hídrico con el bofedal. A partir del análisis de la dirección de flujo, esta interacción desde ya limitada, se restringe aún más, porque una dirección de flujo en dirección sur sugiere que los aportes del bofedal y al río Sururía podrían ser bajos.

En la microcuenca Jaruma, la información aunque limitada, sugiere lo siguiente: i) en términos prácticos y a diferencia del comportamiento en Sururía, la dirección de flujo en dirección norte y oeste-este sugiere la existencia de una interacción entre los bofedales y el río Jaruma. ii) El escurrimiento superficial con dirección norte y oeste-este, sugiere que en analogía al comportamiento observado en los piezómetro instalados en Sururía, se debe esperar un comportamiento aproximadamente homogéneo en las tendencias de los gradientes hidráulicos observadas en piezómetros situados en celdas con similar dirección de flujo superficial.

La respuesta hídrica integral de las microcuencas interpretadas a través de los caudales de salida monitoreados en los sitios descritos en subtítulos precedentes del presente documento, define series donde los valores mínimos ocurren en general en septiembre, los máximos ocurren en febrero y donde aparentemente los bofedales no logran atenuar los picos de los hidrogramas. Aquella aparente ausencia en la capacidad reguladora puede atribuirse a la configuración de la topografía superficial, analizada en los párrafos precedentes y de momento no puede ser corroborada en la microcuenca Jaruma.

Las series temporales de caudales instantáneos ubican a Sururía y Jaruma como regiones con potencial hídrico de relevancia, debido a los aportes provenientes del deshielo del glaciar Sajama-sur en el primer caso, que actúa como parámetro dominante de su respuesta, y debido a los aportes permanentes de los manantiales que dan origen al río Jaruma. Sin embargo, el rol de los bofedales es aún poco comprendido, aún en el caso de la microcuenca Jaruma donde aparentemente los bofedales juegan un papel regulador más importante que en Sururía.

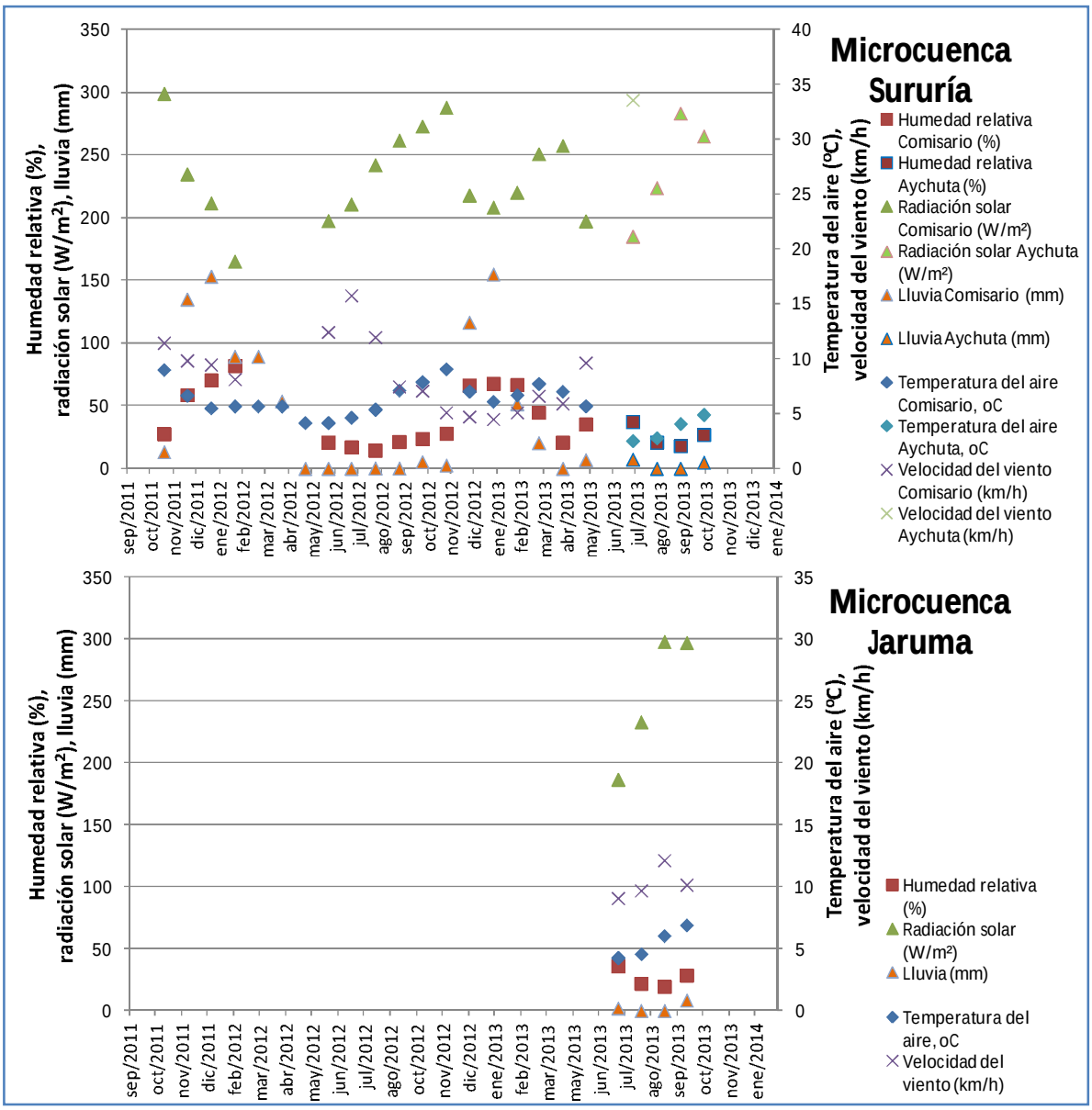


**Figura 17** Variables climáticas medidas en la estación Comisario (hoy Aychuta, microcuenca Sururía) y en la estación Pacoco (microcuenca Jaruma). Datos en medias mensuales, actualizados a octubre de 2013

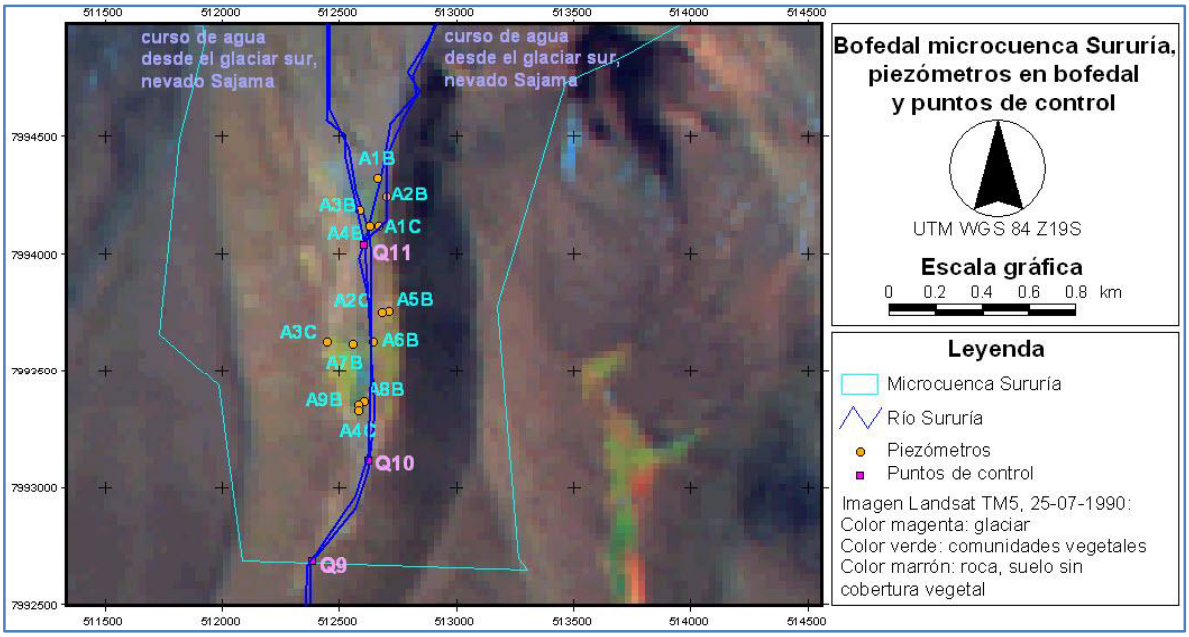


**Figura 18** Ubicación de los piezómetros en bofedal y su perímetro y ubicación de los puntos de control en la microcuenca Sururía

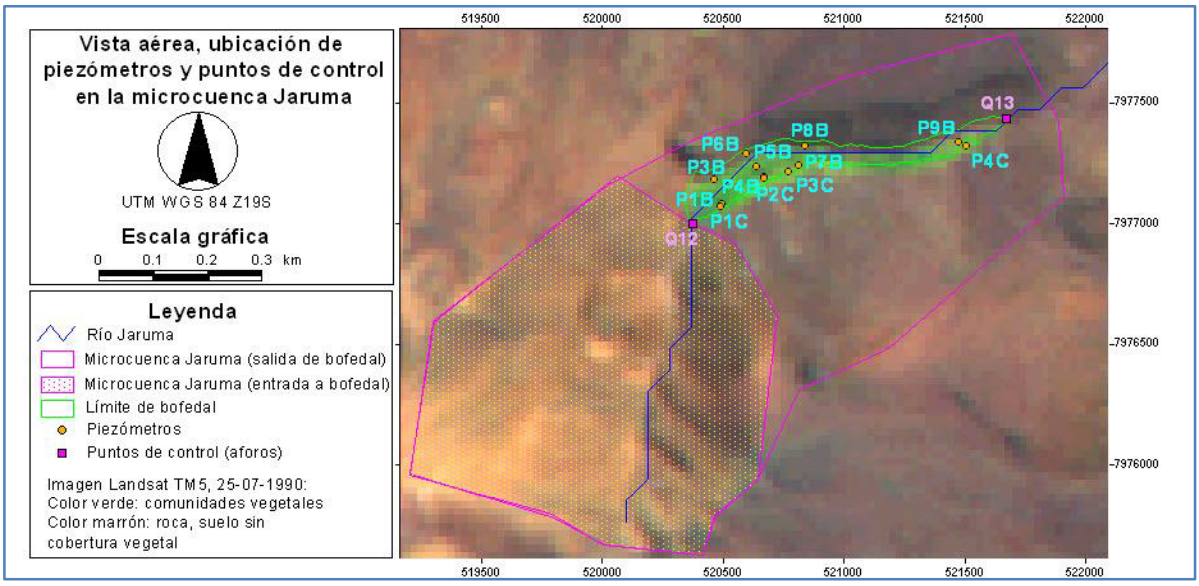


**Figura 19** Ubicación de los piezómetros en el bofedal y su perímetro, en la microcuenca Jaruma

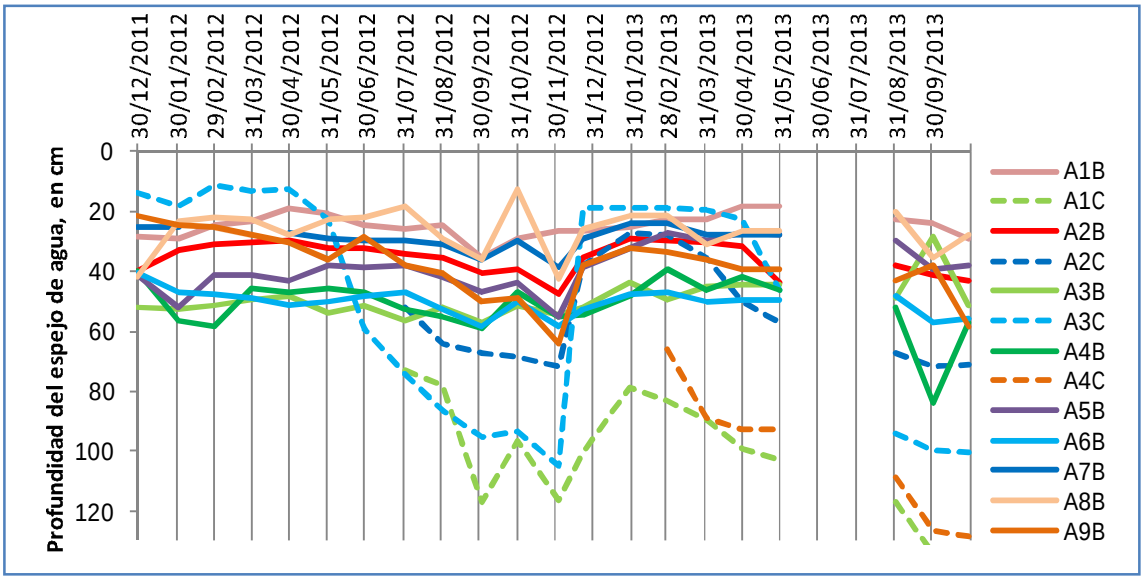


**Figura 20** Variabilidad de los niveles en los piezómetros instalados en el bofedal de la microcuenca Sururía (actualizado a octubre de 2013)

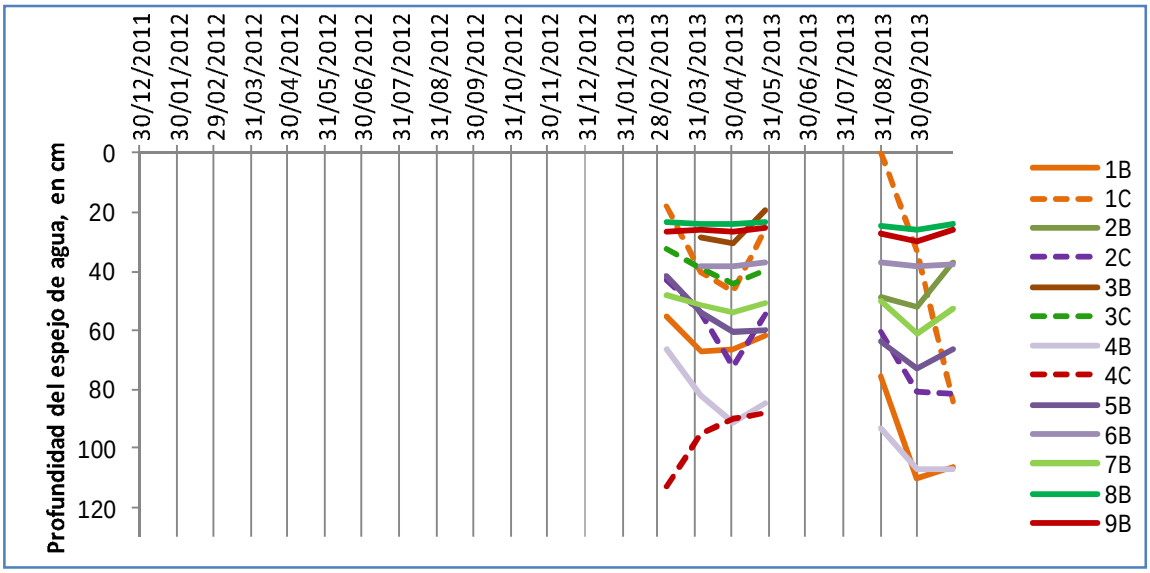


**Figura 21** Variabilidad de los niveles en los piezómetros del bofedal de la microcuenca del río Jaruma (actualizado a octubre de 2013)

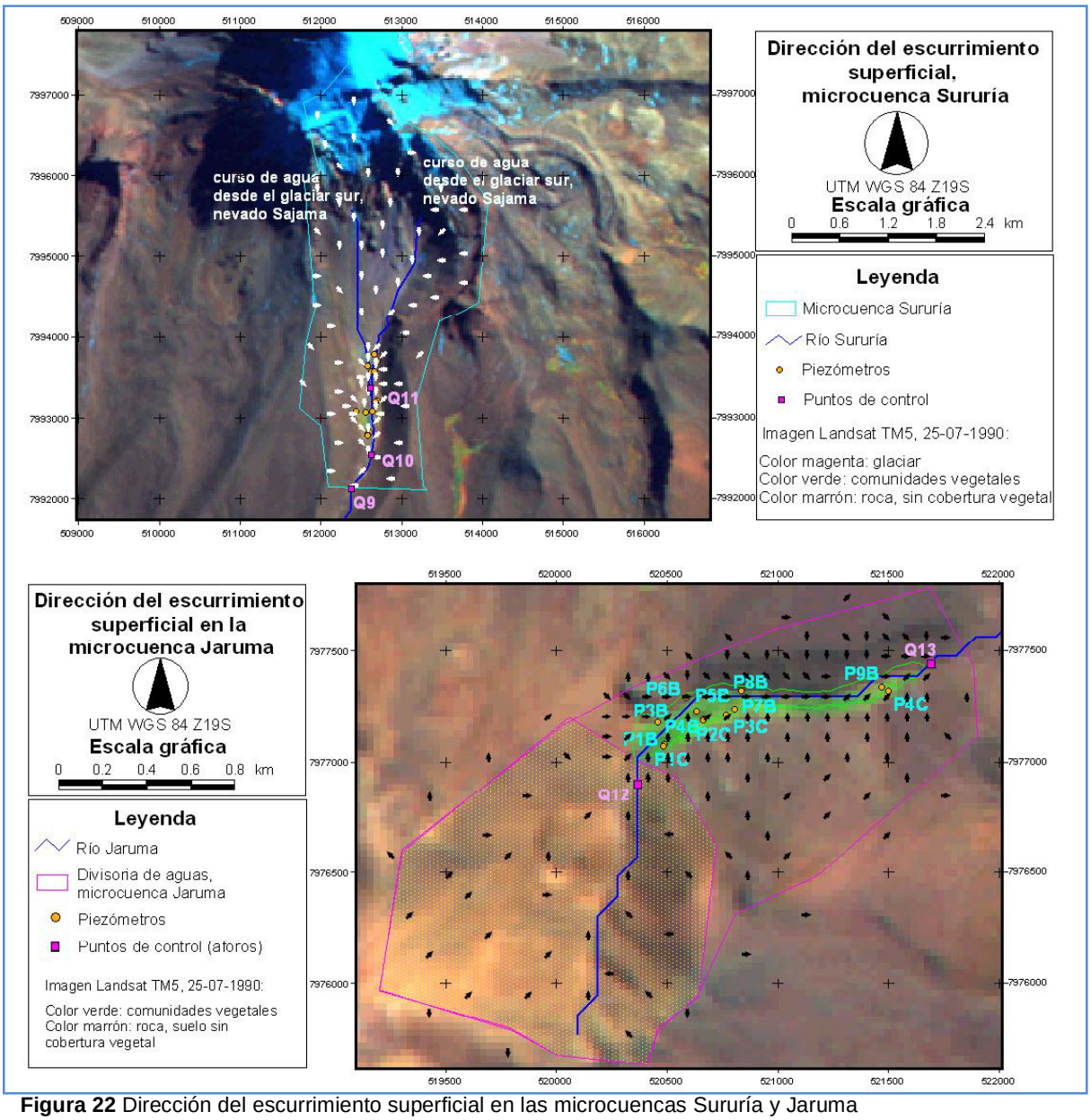


**Figura 22** Dirección del escurrimiento superficial en las microcuencas Sururía y Jaruma

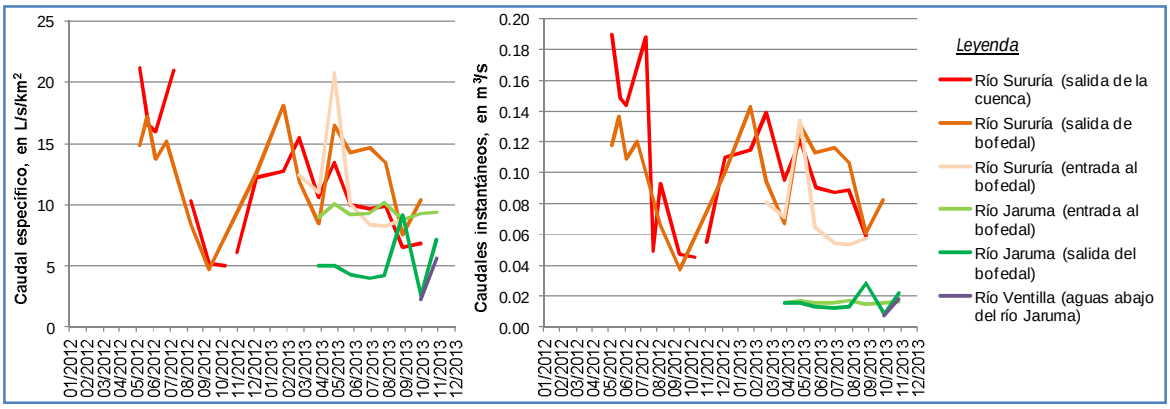


**Figura 23** Caudales instantáneos en las microcuencas Sururía y Jaruma, a octubre de 2013

## 9 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El objetivo de la presente consultoría es estudiar las relaciones precipitación-escurrimiento en las microcuencas Sururía y Jaruma y el rol de los bofedales en la respuesta hídrica. Es también parte del objetivo el estudio de la respuesta hídrica de la cuenca del río Sajama, como parámetro de análisis en la valoración de las relaciones que se encuentren entre las dos microcuencas señaladas. Dos elementos son utilizados para realizar el estudio. Tomando en cuenta el carácter inédito del conocimiento actual y potencial generado en el estudio, el primer elemento es el análisis de las variables hidroclimáticas consideradas relevantes que son recopiladas a través de monitoreo in situ y periódico. El segundo elemento es la conceptualización del sistema a través de un modelo matemático, como herramienta para predecir y deseablemente regionalizar las respuestas hídricas observadas en los sistemas monitoreados, hacia la generación de información y conocimiento en sistemas vecinos con información limitada. Se logró conceptualizar de manera preliminar el sistema de mayor superficie, correspondiente a la cuenca del río Sajama, mediante información limitada a un único año hidrológico. Lógicamente, tal conceptualización está limitada a la explicación del único periodo con información disponible y debe ser validado con datos del segundo año de monitoreo programado, para la generalización del conocimiento obtenido. La conceptualización matemática de los regímenes hídricos de las microcuencas es una tarea pendiente, que pretende ser alcanzada luego de obtener la información correspondiente a la época de lluvias del año hidrológico 2013-2014.

Los resultados obtenidos presentan información relevante, en el caso general de la cuenca del río Sajama. Para temas relacionados a manejo integral de cuencas, es importante la información del monitoreo que indica alta variabilidad en los caudales instantáneos del río Sajama, con valores que entre mediciones y durante eventos de lluvia pueden superar en un 100% a los valores medidos durante un periodo sin precipitación, tal como ocurrió en diciembre de 2012 cuando los caudales instantáneos llegaron a 5 $m^3/s$, un valor que se acerca al doble de los valores medidos una quincena después. En otros temas, la heterogeneidad en la respuesta de la cuenca del río Sajama determinada por la heterogeneidad en la ocurrencia de las entradas al sistema, principalmente de la precipitación, define que el grado de intervención en la cuenca no debe ser homogéneo. Aquella alta relevancia del limitado conocimiento de la forma de ocurrencia local de las lluvias, demanda información que indique su variabilidad altitudinal, aspecto que pretende ser estudiado en el futuro, a través de la instalación de pluviómetros a diferentes cordones altitudinales, mediante la presente consultoría en el periodo octubre 2013-junio de 2014.

Las mediciones realizadas por los instrumentos instalados en Sururía y Jaruma tienen implicación regional y están relacionados al último comentario del párrafo precedente. Al respecto, los resultados particularmente relevantes son: i) la variación entre los registros de temperatura medidos en los dos sitios mencionados, que alcanzó en promedio diferencias cercanas a los 2$^{o}$C, con los mayores valores registrados en Jaruma; ii) es también importante la no linearidad registrada en la variación altitudinal de la presión barométrica; tal variabilidad alcanzó un rango de 6.6 a 8.5 kPa por km, para el periodo de monitoreo julio de 2013 a septiembre de 2013. Estos resultados otorgan elementos que demuestran las dificultades y la incertidumbre que implica cualquier tarea de regionalización o extrapolación de la percepción del funcionamiento de un sistema de montaña y demanda la generación de más información, tarea encargada a la segunda parte de la presente consultoria. En cifras, los resultados comentados indican que la mayor temperatura registrada en Jaruma sugiere que microcuencas de la región con similar aspecto geográfico y a similares altitudes estarían sujetas a mayores pérdidas por evapotranspiración que las cuencas con orientación sur, similar a la de Sururía. Respecto al comentario anterior, la

influencia de la masa glaciar en la reducción de temperaturas es un elemento a considerar. La no linearidad en la variabilidad de la presión barométrica es también un componente importante en el análisis del balance energético superficial, al definir una relación aproximada que contribuye información importante en las tareas de modelación matemática del sistema.

La incertidumbre comentada en el párrafo precedente proporciona la introducción a la discusión del problema de definir una estructura matemática para describir la respuesta del sistema del río Sajama y sus subsistemas, donde se incluye los sistemas de las dos microcuencas en estudio. Los resultados sugieren que el esquema matemático propuesto tiene potencial para ser aplicado en la descripción de la respuesta hídrica, en cuencas donde el dominio lo ejerce el régimen subsuperficial, tal como ocurre con la cuenca del río Sajama. En cuencas con cobertura glaciar parcial, es probable que la aplicación de la estructura matemática sugerida enfrente los mayores inconvenientes al momento de intentar reproducir las tasas de aporte por deshielo del glaciar, sin contar con información del balance de masa del glaciar; como solución, es probable que sea conveniente la introducción de estructuras híbridas similares a las del modelo de Martinec *et al.*, (2008), conteniendo relaciones empíricas volumen de deshielo vs área, tomando un enfoque similar al de Kinouchi (2013, comunicación personal). En microcuencas similares a las de Jaruma, donde se espera que el bofedal funcione como una estructura reguladora de los caudales de salida de la cuenca, es probable que la estructura matemática sea aplicable, bajo un esquema donde se individualice coeficientes de recesión específicos a esta unidad de vegetación; este enfoque sería diferente al de la modelación de la cuenca del río Sajama, donde el coeficiente de recesión se asume invariable para cada cinturón altitudinal. La predicción para el tiempo futuro de relaciones precipitación-escurrimiento en los sistemas estudiados enfrentaría similares obstáculos, con la añadidura de que las predicciones de las variables de entrada puedan contener cargas de incertidumbre cuya cuantificación será mucho más compleja. A través del segundo periodo de ejecución de la presente consultoría, se espera generar mayor conocimiento de los temas tratados, como aporte a la comunidad científica e ingenieril.

## 10 TRABAJOS FUTUROS

Los trabajos futuros en la línea del Estudio de relaciones precipitación-escurrimiento en las microcuencas Sururía y Jaruma, pretenden otorgar mayor información en cuanto al régimen regional hidroclimático de la cuenca del río Sajama, en la Cordillera Occidental de los Andes, Bolivia. Durante el periodo de consultoría que va desde el 1 de noviembre de 2013 al 15 de junio de 2014 se pretende el logro de los resultados e indicadores descritos en la tabla 7, en cumplimiento del cronograma sugerido en la figura 24. La tabla 8 presenta el cronograma de presentación de informes correspondientes al periodo de consultoría descrito.

**Tabla 7** Resultados esperados, actividades e indicadores, para el periodo 1-11-2013 a 15-06-2014

| Indicador del Proyecto | Resultados esperados | Actividades | Indicador de Consultoría |
|---|---|---|---|
| Un número por definir de campañas de campo de aforos de cursos superficiales, aforo de caudales efluentes de manantiales, levantamiento del número y características de manantiales en la superficie de los bofedales permanentemente húmedos y los bofedales estacionalmente húmedos, para explicar el rol de los bofedales en el sistema hídrico. | Se interpretaron los roles de bofedales en la variabilidad espacial de las relaciones precipitación-escurrimiento a escala de cuenca en las microcuencas Sururía y Jaruma, para el periodo abril 2013-junio de 2014. | *Coadyuvar en la recolección de información del medio geográfico-físico, a través de la instalación de cuatro pluviómetros en tres cordones altitudinales en sitios por definir, en la cuenca del río Sajama, y coadyuvar en la realización del estudio geofísico y el levantamiento topográfico en las microcuencas Sururía y Jaruma, como herramientas para explicar la heterogeneidad en la respuesta hídrica, a escala de cuenca. | *L) Recolección de información del medio geográfico-fíisico, a través de cuatro pluviómetros con sensores instalados y en funcionamiento en la cuenca del río Sajama, y estudio geofísico y levantamiento topográfico realizados en las microcuencas Sururía y Jaruma, interpretados conjuntamente con la información del monitoreo hidrológico, para marzo de 2014. El análisis final de la información capturada por los pluviómetros se presenta en junio de 2014. |
| | | Efectuar el monitoreo directo de datos climáticos, monitoreo de caudales de entrada y salida de los bofedales de las microcuencas Sururía y Jaruma, niveles piezométricos e interpretación de la infiltración medida a través de lisímetros en las mismas microcuencas. Las campañas de medición tiene frecuencia mensual, desde fines de octubre de 2013 hasta mayo de 2014. | M) Datos climáticos, caudales, niveles piezométricos e información de infiltración, recopilada y analizada. Los productos finales se presentan en junio de 2014. |
| | | Estudio del tiempo presente (mediciones) y predicciones futuras del régimen hidroclimático del área de influencia de la cuenca del río Sajama. El estudio se realiza en dos etapas: la primera contempla la interpretación de la información medida en las estaciones de la red meteorológica nacional; la segunda etapa contempla el estudio de predicciones futuras. | N) Estudio del tiempo presente y predicciones futuras del régimen hidroclimático de la región de la cuenca del río Sajama. El estudio del tiempo presente se realiza hasta diciembre de 2013; el estudio de predicciones futuras se realiza para marzo de 2014. |
| | | Coautoría del estudio de las relaciones precipitación-escurrimiento de la cuenca del Río Sajama, punto de control Puente Río Sajama y cinco subcuencas, y mapa actualizado con información básica para el aprovechamiento de los recursos hídricos. Esta actividad no contempla la modelación de las microcuencas Sururía y Jaruma (Indicador F). | O) Coautoría del estudio de relaciones precipitación-escurrimiento en la cuenca del Río Sajama, cinco subcuencas y en las microcuencas Sururía y Jaruma, realizado para junio de 2014, en base a información capturada, analizada e interpretada hasta abril de 2014. |

*El logro del resultado y del indicador asociado está sujeto a la aprobación del presupuesto para la contratación de los servicios propuestos y la adquisición de los instrumentos de medición en el caso correspondiente.

| Indicador de Consultoría | Actividad | Mes-Año | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | oct-2013 | nov-2013 | dic-2013 | ene-2014 | feb-2014 | mar-2014 | abr-2014 | may-2014 | jun-2014 |
| L. | L1. Pluviómetros instalados y en funcionamiento | | | | | | | | | |
| | L2. Estudio geofísico y levantamiento topográfico realizados | | | | | | | | | |
| | L3. Levantamiento topográfico interpretado | | | | | | | | | |
| | L4. Estudio geofísico interpretado | | | | | | | | | |
| M. | M. Monitoreo de caudales, piezómetros y variables climáticas realizado y procesado. | | | | | | | | | |
| N. | N1. Tendencias climáticas (tiempo presente). | | | | | | | | | |
| | N2. Tendencias climáticas (tiempo futuro). | | | | | | | | | |
| O. | O. Relaciones precipitación-escurrimiento en la cuenca del río Sajama, subcuencas y microcuencas Sururía y Jaruma, y mapa (actualizado) para el aprovechamiento de los recursos hídricos en la cuenca del río Sajama | | | | | | | | | |
| | INFORME FINAL DE CONSULTORÍA | | | | | | | | | |

**Figura 24** Cronograma propuesto, para el logro de los resultados, actividades e indicadores propuestos

**Tabla 8** Cronograma de entrega de informes

| Cronograma de entrega de informes | Indicador de Consultoría |
|---|---|
| Pago a entrega de Informe de Avance, el 1 de noviembre de 2013 | E5, H, I |
| Pago a entrega de Informe de Avance, el 15 de diciembre de 2013 | N1 |
| Pago a entrega de Informe de Avance, el 14 de marzo de 2014 | L, N |
| Pago a entrega de Informe Final de Consultoría, el 15 de junio de 2014 | O |

Para continuar con el estudio se considera valioso el aporte de las dos pasantes contratadas en el proyecto, cuyo trabajo se enfoca a la investigación de relaciones precipitación-escurrimiento en la cuenca del Río Sajama, en el tramo Manasaya-Puente Río Sajama. El objetivo de este componente es proporcionar medios prácticos para incrementar el conocimiento sobre la heterogénea respuesta hídrica de este tramo del Parque y generar herramientas para el aprovechamiento y manejo de los recursos hídricos de la zona.

La modelación matemática describirá los procesos a escala mensual, mientras que el estudio hidroclimático se propone a escala anual. Para el estudio de los sitios propuestos se continúa enfatizando la utilización de las siguientes herramientas: monitoreo en sitio de variables hidrológicas, cuantificación de las relaciones buscadas y tendencias climáticas a través de medios estocásticos y determinísticos. Se sugiere consultar, *e.g.,* Kottegoda y Rosso, 2004, para una descripción de las herramientas estocásticas y Collick *et al*., 2009 y Hayes *et al*., 2000, para una descripción de las herramientas determinísticas. Para el estudio de las variables climáticas se incorporar las predicciones de modelos estocásticos (*e.g.,* García, 2012) para entender el régimen de la zona, como herramienta para generación de conocimiento que permita extrapolar los resultados generados en el estudio. La aplicación de un modelo estocástico de generación de clima (*e.g.,* Semenov *et al.,* 1998) es también parte de las actividades que se espera llevar a cabo.

Se espera que el monitoreo de un segundo año hidrológico (2013-2014) en la microcuenca Sururía debe generar conocimiento para inferir y cuantificar la relevancia de los aportes del deshielo glaciar sobre el régimen hídrico superficial y el rol de los bofedales en la oferta total de una microcuenca donde los procesos sobre el canal principal del río definen la oferta de agua de la cuenca. El monitoreo de el año hidrológico 2013-2014 en la microcuenca Jaruma debe proveer conocimiento

similar, con el aditamento de que, además de aislar la influencia del aporte del deshielo glaciar, proporcionará conocimiento del rol de los bofedales en la regulación hídrica; al respecto, la hipótesis inicial sugiere que el canal principal del río no tiene un rol dominante sobre la respuesta hídrica de la microcuenca. El objetivo en ambos casos es proveer herramientas para entender y cuantificar la relevancia de los bofedales Andinos en el uso, aprovechamiento y manejo de los recursos hídricos, durante las estaciones de estiaje y lluviosa, desde una perspectiva científica e ingenieril.

El estudio de la cuenca del Río Sajama (tramo Manasaya-Puente Río Sajama) otorga información básica para la planificación en el uso, manejo y aprovechamiento sostenible de los recursos hídricos de la zona. Adicionalmente, el estudio de los regímenes hidroclimáticos otorga una herramienta para el estudio de regionalización de los resultados. Dentro de este esquema, se considera importante la comparación de la variabilidad en las relaciones precipitación-escurrimiento de las dos microcuencas estudiadas y la cuenca del Río Sajama tramo Manasaya-Puente Río Sajama), con el objeto de generar información para entender la heterogeneidad en la variabilidad espacial y estacional de la respuesta de la cuenca y la inferencia de los procesos dominantes de la respuesta hídrica a escala de cuenca.

La interpretación de estudios geofísicos como herramienta para incrementar el conocimiento de los procesos precipitación-escurrimiento de las cuencas y microcuencas de estudio, es uno de los elementos que justifican el estudio presente. La generación de conocimiento para entender el régimen hidroclimático es la también una razón que define el estudio, bajo la consideración de la necesidad de contar con herramientas que permitan extrapolar los resultados y extender el impacto del estudio presente y del proyecto que acoge al mismo.

Para la generación de información hidrológica, se mantiene los métodos y la periodicidad de monitoreo propuesto inicialmente. Se confirma la necesidad de comparación de dos métodos tradicionales para la medición de caudales en ríos para el estudio en las microcuencas Sururía y Jaruma. Ambos métodos son: el método área-velocidad (*e.g.,* Maidment, 1992) y el método de trazadores (*e.g.,* Moore, 2003). La periodicidad del primer método es mensual mientras que el segundo método se aplicará ocasionalmente durante la ocurrencia de niveles bajos de los ríos. En la cuenca del Río Sajama y en la microcuenca Aychuta se mantiene la medición de las variaciones de niveles de agua en pasos de tiempo horarias a través del uso de sensores automáticos HOBO (Soria, 2013b). Las variaciones en el gradiente hidráulico en las microcuencas de estudio se realiza a través de mediciones manuales del nivel de agua en piezómetros y a través de sensores de nivel agua instalados en un número de piezómetros descritos en detalle en Soria (2013b). La medición de variables climáticas se realiza mediante dos estaciones instaladas en las microcuencas Sururía y Jaruma (ver detalles en Soria, 2013b).

## 11 REFERENCIAS

Aceituno, P. y A. Montecinos, 1993. Análisis de la estabilidad de la relación entre la Oscilación del Sur y la precipitación en América del Sur. Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines 22, 53-64.

Ajami, N., Gupta, H., Wagener, T., Sorooshian, S., 2004. Calibration of a semi-distributed hydrologic model for streamflow estimation along a river system. Journal of Hydrology 298, 112–135.

Anisfeld, S., 2010. Water resources. Island Press, Washington D.C. 330 p.

Asawa, G., 2008. Irrigation and water resources engineering. New Age International Ltd. Publishers, New Delhi, 623 p.

Bhattarai, K. y Vetaas, O., 2003. Variation in plant species richness of different life forms along a subtropical elevation gradient in the Himalayas, East Nepal. Global Ecology and Biogeography 12, 327-340.

Beaulieu, M. y Soria, F., 2012. Un corto manual para aforar caudales usando el método tradicional de área-velocidad. Manual Técnico, Agua Sustentable, La Paz. 5 p.

Beniston, M., 2000. Environmental change in mountains and uplands. Key problems in environmental change. Routledge, London.

Beniston, M., 2003. Climatic change in mountain regions: A review of possible impacts. Climate Change 59: 5-31.

Beven, K., 2009. Environmental modelling: An uncertain future? Routledge, Oxon. 310 p.

Bridgham, S., Cadillo-Quiroz, H., Keller, J., Zhuang, Q., 2013. Methane emissions from wetlands: biogeochemical, microbial, and modeling perspectives from local to global scales. Global Change Biology 19, 1325–1346.

Buttolph, L. y Coppock, D., 2004. Influence of deferred grazing on vegetation dynamics and livestock productivity in an Andean pastoral system. Journal of Applied Ecology 41, 664–674.

Buytaert, W., Célleri, R., De Bièvre, B., Cisneros, F., Wyseure, G., Deckers, J., Hofstede, H., 2006. Human impact on the hydrology of the Andean páramos. Earth-Science Reviews 79, 53–72.

Buytaert, W., Iñiguez, V., De Bievre, B., 2007. The effects of afforestation and cultivation on water yield in the Andean páramo. Forest Ecology and Management 251, 22–30.

Buytaert, W. y Beven, K., 2011. Models as multiple working hypotheses: hydrological simulation of tropical alpine wetlands. Hydrological Processes 25, 1784–1799.

Buytaert, W., Cuesta-Camacho, F., Tobón, C., 2011. Potential impacts of climate change on the environmental services of humid tropical alpine regions. Ecology and Biogeography 20, 19–33.

Cadima, M. y López, L., 2009. Las algas en los bofedales de Bolivia. Revista Boliviana de Ecología y Conservación Ambiental 26, 53-62.

Calver, A., Jones, D., Kjeldsen, T., Reynard, N., Crooks, S., 2004. Flood frequency quantification for ungauged sites using continuous simulation. Reporte no publicado, para el Centre for Ecology & Hydrology, Oxon.

Cárdenas, M. y Encina, G., 2003. Gestión sustentable de bofedales del Salar del Huasco. Centro de Estudios para el Desarrollo, Tarapacá.

Casas, C. y Alarcón, M., 1999. Meteorología y clima. Edicions de la Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona. 155 p.

Castellaro, G., Gajardo, C., Raggi, L., 1996. Parinacota. Valor pastoral y nutritivo de los bofedales. Tierra Adentro 9, 44-46.

Chow, V., Maidment, D., Mays, L. 1998. Hidrología aplicada. McGraw-Hill: Nueva York.

Collick, A., Easton, Z., Ashagrie, T., Biruk, B., Tilahun, S., Adgo, E., Awulachew, S., Zeleke, G., Steenhuis, T., 2009. A simple semi-distributed water balance model for the Ethiopian highlands. Hydrological Processes 23, 3718-3727.

Condori, E., 2004. Balance superficial microregional de la porción Andina de la Cuenca del río Beni. Tesis de Grado. Universidad Mayor de San Andrés, La Paz.

Coronel, J., Declerck, S., Maldonado, M., Ollevier, F., Brendonck, L., 2004. Temporally shallow pools in high-Andes bofedal peatlands: a limnological characterization at different spatial scales. Archives des Sciences 57, 85-96.

Coronel, J., de la Barra, N., Aguilera, X., 2009. Bofedales altoandinos de Bolivia: vegetación acuática y factores medioambientales. Revista Boliviana de Ecología y Conservación Ambiental 26, 23-34.

Coronel, J., 2011. Bofedales de la cuenca del Río Suches: Caracterización de la fauna acuática, componente florístico e identificación de un área de monitoreo para detectar efectos de la minería aurífera. Agua Sustentable, La Paz.

Côuteaux, M., Sarmiento, L., Bottner, P., Acevedo, D., Thiéry, J., 2002. Decomposition of standard plant material along an altitudinal transect (65-3968 m) in the Tropical Andes. Soil Biology and Biogeochemistry 34, 69-78.

Cowardin, L., Carter, V., Golet, F., LaRoe, E., 1979. Classification of wetlands and deepwater habitats of the United States. U.S. Department of the Interior, Fish and Wildlife Service, Office of Biological Services Washington.

Delgadillo, O., Camacho, A., Pérez, L., Andrade, M., 2010. Depuración de aguas residuales por medio de humedales artificiales. Centro Andino para la Gestión y Uso del Agua, Cochabamba.

Díaz-Granados, M., Navarrete, J., Suárez, T., 2005. Páramos: hidrosistemas sensibles. Revista de Ingeniería, Facultad de Ingeniería Universidad de Los Andes, Colombia.

Elsenbeer, H., 1990. Superficial processes in the rainforest of western Amazonia. Research Needs and Applications to Reduce Erosion and Sedimentation in Tropical Steeplands, Proceedings of the Fiji Symposium, June 1990, IAHS-AISH Publication 192, 289-297.

Estenssoro, S., 1991. Los bofedales de la cuenca alta del Valle de La Paz. En: Forno, E. y Baudoin, E., eds., Historia natural de un valle en los Andes: La Paz. Instituto de Ecología, UMSA, La Paz.

Fugal, R., Anderson, V.J., Roundy, B., 2010. Exotic grass and shrub production evaluation and llama preference on the Bolivian Altiplano. Small Ruminant Research 94, 150–160.

Galarza, I., 2004. Geología y petrología del volcán Sajama. Tesis de Grado, UMSA, La Paz. 114 p., más anexos.

García, M., 2012. Caracterización agroclimática del Parque Sajama. Serie no publicada de informes técnicos de consultoría de agroclimatología del Parque Nacional Sajama. Agua Sustentable, La Paz.

Garreaud, R., Vuille, M., Clement, A., 2003. The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 194, 5-22.

Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2008. Present-day South American climate. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 281 (3-4), 180-195.

Garreaud, R., 2009. The Andes climate and weather. Advances in Geosciences 22, 3-11.

Gonzáles, J., 2002. Modelling the energy balance of high altitude glacierized basins in the Central Andes. Doctoral thesis, The University of Edinburgh. 151 p.

Guzmán, A., 2010. Estudio de la eliminación de nitratos en aguas subterráneas de zonas de ribera mediante el uso de material de un humedal. Tesis de Maestría, Universitat Politècnica de Catalunya, Catalunya.

Hardy, D., Vuille, M., Braun, C., Keimig, F., Bradley, R., 1998. Annual and daily meteorological cycles at high altitude on a tropical mountain. Bulletin of the American Meteorological Society 79 (9), 1899-1913.

Hayes, D., Olin, Craig, T., Fischenich, J., Palermo, M., 2000. Wetlands engineering handbook. USACE, Washington DC.

Hofer, T., 2005. Introduction: The International Year of Mountains Challenge and Opportunity for Mountain Research. In: Global Change and Mountain Regions, an overview of current knowledge. Huber, U., Bugmann, H., Reasoner, M. (eds.). Springer, The Netherlands.

Hornberger, G y Wiberg, P., 2005. Numerical Methods in the Hydrological Sciences. American geophysical Union.

Hughes, D., 2012. Hydrological education and training needs in sub-Saharan Africa: requirements, constraints and progress. Hydrology and Earth System Sciences 16, 861–871.

Iriarte, J., 2005. Balance Hídrico microregional de las cuencas Mauri, Bajo Desaguadero, y los lagos Poopó y Uru Uru. Proyecto de Grado, UMSA, La Paz.

Jaramillo, R., 2006. Evapotranspiración de referencia en la región andina de Colombia. Cenicafé 57 (4), 288-298.

Joosten, H., 2009. The global peatland $CO_2$ picture. Peatland status and emissions in all countries of the world. Wetlands International, Ede.

Joosten, H., Tapio-Biström, M-L., Tol, S. (eds.), 2012. Peatlands - guidance for climate change mitigation through conservation, rehabilitation and sustainable use. FAO and Wetlands International, Rome.

Kaser, G., 1999. A review of the modern fluctuations of tropical glaciers, Global and Planetary Change 1-4, 93-103.

Kawagoe, H., Kazama, S., Sarukkalige, P., 2010. Probabilistic modelling of rainfall induced landslide hazard assessment. Hydrology and Earth System Sciences 14, 1047-1061.

Kazama, S., Hyejin, K., Sawamoto, M. 2004. Uncertainty of morphological data for rainfall-runoff simulation. Proceedings of the International Conference on Sustainable Water Resources Management in the Changing Environment of the Monsoon Region 1, 400-406.

Klemes, V. 1983. Conceptualization and scale in hydrology. Journal of Hydrology 65, 1-23.

Kottegoda, N. y Rosso, R. 2004. Estadística, probabilidad y verosimilitud para ingenieros civiles y medioambientales. McGraw-Hill Inc., New York.

Ledezma, F., 2012. Application of a distributed hydrological model to Andean glacierized catchments. GRANDE Project Symposium, Tohoku University, Sendai.

Lenters, J. and Cook, R., 1997. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. Journal of the Atmospheric Sciences 64, 656-677.

Liniger, H., Weingartner, R., Grosjean, M., 1998. Mountains of the World: Water Towers for the 21st Century. Mountain Agenda, University of Berne, Switzerland.

Lorini, H., 2012. Cambio climático y relaciones hídricas en bofedales y pajonales de un valle glacial del Parque Nacional Sajama. Agua Sustentable, La Paz. 40 p.

Maidment, D., 1992. Manual de hidrología, McGraw-Hill: EUA.

Martínez, R., Ruiz, D., Andrade, M., Blacutt, L., Pabón, D., Jaimes, E., León, G., Villacís, M., Quintana, J., Montealegre, E., Euscátegui, C., 2011. Synthesis of the Climate of the Tropical Andes. In Herzog, K., Martinez, R., Jorgensen, P., Tiessen, H. (eds.). Climate change and biodiversity in the Tropical Andes. MacArthur Foundation, Inter-American Institute of Global Change Research (IAI) and Scientific Committee on Problems of the Environment (SCOPE), Sao Jose dos Campos and Paris, 97-109.

McCarthy, J., Canziani, O., Leary, N., Dokken, D., Kasey, S., White, K. (eds.), 2001. Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability: Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, UK.

McIntyre, N., Ballard, C., Bruen, M., Bulygina, N., Buytaert, W., Cluckie, I., Dunn, S., Ehret, U., Ewen, J., Gelfan, A., Hess, T., Hughes, D., Jackson, B., Kjeldsen, T., Merz, R., Park, J.S., O'Connell, E., O'Donnell, G., Oudin, L., Todini, E., Wagener, T., Wheater, H., 2012. Modelling the hydrological impacts of rural land use change: current state of the science and future challenges. BHS Eleventh National Symposium, Hydrology for a Changing World, Dundee.

Moore, D., 2003. Introducción a la medición de dilución de la sal para mediciones de caudales. Watershed Management Bulletin 7 (4), 20-23.

Mroczkowski, M., Raper, G., Kuczera, G., 1997. The quest for more powerful validation of conceptual catchment models. Water Resources Research 33 (10), 2325-2335.

Manley, R., 1978. Simulation of flows in ungauged basins. *Hydrological Sciences Bulletin* 23 (1), 85-101.

Marengo, J., Pabón, J., Díaz, A., Rosas, G., Ávalos, G., Montealegre, E., Villacís, M., Solman, S., Rojas, M., 2010. Climate change: evidence and future scenarios for the Andean region, Herzog, S.K., R. Martínez, P. M. Joergensen and H. Tiessen (Eds.). In: Climate change effects on the biodiversity of the tropical Andes: an assessment of the status of scientific knowledge. IAI-SCOPE, Paris, France.

Martinec, J., Rango, A., Roberts R., 2008. Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual, Gómez, E., Bleiweiss, M. eds., New Mexico State University, New Mexico.

Martínez, R., Ruiz, D., Andrade, M., Blacutt, L., Pabón, D., Jaimes, E., León, G., Villacís, M., Quintana, J., Montealegre, E., Euscátegui, C., 2010, Synthesis of the climate of the tropical Andes, Herzog, S.K., R. Martínez, P. M. Joergensen and H. Tiessen (Eds.). In: Climate change effects on the biodiversity of the tropical Andes: an assessment of the status of scientific knowledge. IAI-SCOPE, Paris, France.

Molina, J. y Cruz, R. 2008. Escenarios de uso y asignación del agua en la cuenca de los ríos Mauri y Desaguadero. Agua Sustentable, La Paz. 133p más anexos.

Moore, R., 1999. Real-time flood forecasting systems: Perspectives and prospects. En: Casale, R. y Margottini, C. (eds.) Floods and landslides: Integrated risk assessment. Springer-Verlag, Berlin, 147-189.

Moreau, S., Bosseno, R., Gu, X., and Baret, F., 2003. Assessing the biomass dynamics of Andean bofedal and totora high-protein wetland grasses from NOAA/AVHRR. Remote Sensing of the Environment 85 (4), 516–529.

Navarro, S. y Ferreira, W., 2007. Mapa de vegetación de Bolivia a escala 1:250000, The Nature Conservancy, La Paz.

OMM, 2012. El tiempo, el clima y el agua, motores de nuestro futuro. OMM No. 1084. Organización Meteorológica Mundial (OMM), Ginebra. 35 p.

Otto, M., Scherer, D., Richters, J., 2011. Hydrological differentiation and spatial distribution of high altitude wetlands in a semi-arid Andean region derived from satellite data. Hydrology and Earth System Sciences 15, 1713–1727.

Ramirez, E., 2008. Deshielo del Nevado Mururata y su impacto sobre los recursos hídricos de la cuenca de Palca. Universidad Mayor de San Andrés, La Paz.

Ramsar, 2002. High Andean wetlands as strategic ecosystems. 8th Meeting of the Contracting Parties to the Convention on Wetlands, Valencia.

Rasmussen, T, 2003. Quantitative hydrology. Lecture notes. http://www.hydrology.uga.edu/rasmussen/class/4500/index.html.

Rodríguez, E., Morris, C., Belz, J., Chapin, E., Martin, J., Daffer, W., Hensley, S., 2005. An assessment of the SRTM topographic products. Technical Report JPL D-31639, Jet Propulsion Laboratory, California.

Ruthsatz, B., 2012. Vegetation and ecology of the high Andean peatlands of Bolivia. Phytocoenologia 42 (3–4), 133 – 179.

Salazar, C., Rojas, L., Lillo, A., Aguirre, E. 2000. Análisis de requerimientos hídricos de vegas y bofedales en el Norte de Chile. Revista Vertiente, Santiago.

Salazar, G. y Huszar, V., 2012. Microalgae community of the Huaytire wetland, an Andean high-altitude wetland in Peru. Acta Limnologica Brasiliensia 24 (3), 285-292.

SENAMHI-IRD, 2006. Sajama-Bolivia, mediciones meteorológicas. Boletín no publicado. SENAMHI, La Paz.

Shaw, E., Beven, K., Chappell, N., Lamb, R., 2011. Hydrology in practice (4th edition). Taylor and Francis, Oxon, 558 p.

Shelton, M., 2009. Hydroclimatology: Perspectives and applications. Cambridge University Press, Cambridge. 438 p.

Sicart, J., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B., Condom, T., 2007. Glacier mass balance of tropical Zongo glacier, Bolivia, comparing hydrological and glaciological methods. Global Planetary Change 59, 27–36.

Singh, V. (ed.), 1995. Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publications, Colorado. 1130 p.

Sivapalan, M. 2003. Process complexity at hillslope scale, process simplicity at the watershed scale: is there a connection? Hydrological Processes 17 (5), 1037-1041.

Skrzypek, G., Engel, Z., Chuman, T., Sefrna, D., 2011. Distichia peat — A new stable isotope paleoclimate proxy for the Andes. Earth and Planetary Science Letters 307, 298–308.

Soliz, H., 2009. Hidrogeología del bofedal Illimani. Agua Sustentable, La Paz.

Soliz, H., 2011. Hidrogeología del bofedal del Nevado Illimani. Tesis de Posgrado, Universidad Mayor Real Pontificia de San Francisco Xavier de Chuquisaca, Sucre.

Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M., Miller, H. (eds.), 2007. Contribución del Grupo de Trabajo I al Cuarto Reporte de Asesoramiento del Panel Intergubernamental en Cambio Climático. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, USA,996 pp.

Soria, F., Kazama, S., Sawamoto, M. 2008. Spatial distribution of sensitivity indices and their contribution to the prediction of ungauged basins. Proceedings of the JSCE Tohoku conference.

Soria, F., Kazama, S., Sawamoto, M. 2008. Spatial distribution of sensitivity indices and their contribution to the prediction of ungauged basins. Proceedings of the JSCE Tohoku conference.

Soria, F., Kazama, S., Sawamoto, M. 2008b. Sensitivity analysis to evaluate the effect of land use change on discharge rate. From Headwater to the Ocean, Hydrological changes and watershed management. Proceedings of the International Conference on Hydrological Changes and Management From Headwaters to the Ocean – Hydrochange 2008; Taniguchi, M., Burnett, W., Fukushima, Y., Haigh, M., Umezawa, Y. eds. CRC Press/Balkema: London, pp. 203-208.

Soria, F., Kazama, S., Sawamoto, M. 2008c. Evaluation of predictive uncertainty in distributed rainfall-runoff models. Annual Journal of Hydraulic Engineering JSCE 52, 73-78.

Soria, F. y Kazama, S., 2010. Variations of the albedo due to climate change in an Andean Region of Bolivia. Proceedings of the Shibu Conference, Sendai.

Soria, F., y Kazama, S., 2011. Uncertainty analysis of water balance downstream the Cordillera Real in Bolivia. Tohoku Shibu Conference, Sendai.

Soria, F., 2013. Relevance of the uncertainty in evapotranspiration inferences for surface water balance projections in mountainous catchments. Cold and Mountain Region Hydrological Systems Under Climate Change: Towards Improved Projections, IAHS Publ. 360, 39-44.

Soria, F., 2013b. Estudio de la oferta de agua en una región del Parque Nacional Sajama, Bolivia. Informe Final de Consultoría. Agua Sustentable, La Paz. 28p. más Anexos.

Soria, F., y Castel, A., 2013. Oferta y demanda de agua y balance hídrico en la gestión del agua de la cuenca del río Sajama, Bolivia. Agua Sustentable, La Paz. 43 p.

Sprecher, S., 2000. Installing and monitoring wells/piezometers in wetlands. WRAP Technical Notes Collection, ERDC TN-WRAP-00-02, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS.

Squeo, F., Warner, B., Aravena, R., Espinoza, D., 2006. Bofedales: high altitude peatlands of the central Andes. Revista Chilena de Historia Natural 79, 245-255.

Tang, Y., Reed, P., van Werkhoven, K., Wagener, T. 2007. Advancing the identification and evaluation of distributed rain-fall-runoff models using global sensitivity analysis. Water Resources Research 43, W06415.

Thompson, L., Davis, M., Mosley-Thompson, E., Sowers, T., Henderson, K., Zagorodnov, V., Lin, P., Mikhalenko, V., Campen, R., Bolzan, J., Cole-Dai, J., Francou, B., 1998. A 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. Science 282, 1858-1864.

Todini, E., 2007. Hydrological catchment modelling: Past, present and future. Hydrology and Earth Science Systems 11 (1), 468-482.

Uhlenbrook, S., Steinbrich, A., Tetzlaff, D., Leibundgut, C., 2002. Regional analysis of the generation of extreme floods. In HAJ VanLanen & S Demuth (eds), FRIEND 2002-Regional hydrology: Bringing the gap between research and practice. IAHS, Wallingford, pp. 243-249.

Velasco, I., 2007. Asesoramiento de índices de disponibilidad de agua en cuencas hidrológicas: caso de estudio en México. Manejo de Recursos Hídricos IV 103, 91-100.

Villacís, M., Cadier, E., Pouyaud, B., Cáceres, B., Núñez, J., Galárraga, R., Francou, B., 2010. Relaciones hidrológicas entre el glaciar y los páramos de Los Andes tropicales del Ecuador: Su papel en la disponibilidad de recursos hídricos. Actas del IV Simposio Internacional sobre Cambios Globales, La Paz.

Villacís, M., Cáceres, B., Maisincho, L., Pouget, J., Galárraga, R., Francou, B., 2010b. Quito, Clima, glaciares y páramos: implicaciones para la disponibilidad de recursos hídricos. Dialogo Académico 2010, Cambio Climático y Salud, PUCE, Quito.

Villagrán, C., Castro, C., 1997. Etnobotánica y manejo ganadero de las vegas, bofedales y quebradas en el Loa superior, Andes de Antofagasta, Segunda Región, Chile. Chungará 29 (2), 275-304.

Villegas, L., 2005. Evaluación de un sistema integrado para el tratamiento de aguas residuales domésticas Caso: Tanque séptico - Humedales artificiales en serie. Tesis de grado. Universidad Mayor de San Andrés, La Paz.

Villegas, R., 2013 (obra en revisión). Estudio hidrogeológico del bofedal Huaychuta en el volcán Sajama. Tesis de Grado, UMSA, La Paz, 111 p.

Vuille, M., 1999. Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the southern oscillation. International Journal of Climatology 19, 1579-1600.

Vuille, M., Hardy, D., Braun, C., Kelmig, F., Bradley, R., 2001. Climate variability on intraseasonal to interannual timescales on the Bolivian Altiplano with special emphasis on the Nevado Sajama region. Ecología de Bolivia 35, 17-40.

Wagener, T., Wheater, H., Gupta, H., 2004. Rainfall-runoff modelling in gauged and ungauged catchments. Imperial College Press, London. 306 p.

Wood, E., Lettenmaier, D., Zatarin, V., 1992. A land-surface modelling hydrology parameterisation with sub-grid variability for general circulation models. Journal of Geophysical Research 97 (D3), 2717-2728.

WWF, 2005. High Andean wetlands, regional strategy. Taller de Comunicaciones WWF, Colombia.