LEVANTAMIENTO DEL MEDIO GEOFÍSICO, RELACIONES PRECIPITACIÓN ESCURRIMIENTO EN LA CUENCA DEL RÍO SAJAMA Y EN LAS **MICROCUENCAS SURURÍA Y JARUMA**









INFORME FINAL DE CONSULTORÍA

Freddy Soria Céspedes **CONSULTOR INDEPENDIENTE, ONG AGUA SUSTENTABLE**





CONTENIDO

ELACIONES PRECIPITACION ESCURRIMIENTO EN LA CUENCA DEL RIO SAJAMA Y EN LAS IICROCUENCAS SURURÍA Y JARUMA	6
ANTECEDENTES	6
1. INTRODUCCIÓN	7
1.1 Modelo conceptual	7
2. ÁREA DE ESTUDIO	7
2.1 Las cuencas en estudio	8
2.2 Acerca de la hidrogeología de la microcuenca Sururía	9
3. MÉTODOS	9
3.1 Análisis de consistencia y predicción de datos faltantes	9
3.2 Predicción del comportamiento futuro	10
3.3 Niveles del agua y sus fluctuaciones en el tiempo	10
3.4 Modelo para transformar la precipitación en escorrentía	12
4. RESULTADOS	14
4.1 Tendencias históricas de variables climáticas registradas en estaciones del SENAMHI	14
4.1.1 Precipitación anual	14
4.1.2 Temperatura media anual del aire	15
4.2 Posible comportamiento futuro de las variables precipitación anual y temperatura me anual del aire	
4.3 Comportamiento de la respuesta hídrica a partir de caudales instantáneos	17
4.4 Levantamiento del medio físico	20
4.4.1 Levantamiento geofísico en una zona del bofedal Sururía	20
4.4.2 Perfiles litológicos en el bofedal Sururía	23
4.4.3 Perfiles litológicos en el bofedal Jaruma	29
4.4.4 Parámetros hidráulicos	33
4.5 Presión hidráulica y gradientes hidráulicos	34
4.6 Hidrología de los bofedales explicada por las variaciones en los niveles piezométricos .	37
4.6.1 Variaciones cada 30 minutos en los niveles piezométricos	37
4.6.2 Variaciones estacionales en los niveles piezométricos	40
4.7 Mediciones de los lisímetros: pérdidas por recarga de subsuelo y evapotranspiración	42

	4.8 Relaciones precipitación-escurrimiento en la cuenca del río Sajama y las microcuencas	
	Sururía y Jaruma	. 43
	4.8.1 Calibración del modelo Collick modificado (Soria, 2013)	. 43
	4.8.2 Calibración del modelo original (Collick, Easton, Ashagrie, & Biruk, 2009)	. 44
	4.8.3 Calibración del modelo para simular la respuesta hídrica de las microcuencas Sururía	У
	Jaruma	. 45
5.	CONCLUSIONES, RECOMENDACIONES	. 48
Α	GRADECIMIENTOS	. 50
7	REFERENCIAS CONSULTADAS	50

ILUSTRACIONES

llustración 1 Esquema de los elementos del área de estudio8
Ilustración 2 Precipitación mensual observada vs predicha, para la época de lluvias, en los sitios de
emplazamiento de las estaciones Sajama y Chungará Ajata 16
Ilustración 3 Precipitación mensual observada vs predicha, para las épocas de transición y estiaje,
en los sitios de emplazamiento de las estaciones Sajama y Chungará Ajata16
Ilustración 4 Evapotranspiración media mensual observada vs predicha, para los sitios de
emplazamiento de las estaciones Sajama y Chungará Ajata 17
Ilustración 5 Caudales instantáneos a la salida de la cuenca del río Sajama comparados con
precipitación y temperatura del aire medidos en la estación Sajama18
Ilustración 6 Caudales instantáneos en la cuenca del río Sajama y sus subcuencas
Ilustración 7 Caudales instantáneos en las microcuencas Sururía y Jaruma
Ilustración 8 Ubicación de los SEV del estudio de (Villegas, 2013)20
llustración 9 Configuración general del perfil del suelo en una porción del bofedal de la
microcuenca Sururía; SEVs paralelos al curso del río principal21
llustración 10 Perfil en una porción del bofedal Sururía. SEVs cercanos a la parte central 22
llustración 11 Ubicación de los SEV del levantamiento geofísico realizado en la microcuenca Sururía
Ilustración 12 Esquema y ubicación del perfil litológico sección transversal 1, microcuenca Sururía
Ilustración 13 Esquema de perfiles litológicos de la sección transversal 2, microcuenca Sururía 26
Ilustración 14 Esquema de perfiles litológicos de la sección transversal 3, microcuenca Sururía 27
llustración 15 Esquema de perfiles litológicos de la sección transversal 4, microcuenca Sururía 28
Ilustración 16 Perfiles transversales para el levantamiento de los SEV en la microcuenca Jaruma. 30
Ilustración 17 Esquema de perfiles litológicos de la sección transversal 1, microcuenca Jaruma 31
Ilustración 18 Esquema de perfiles litológicos de la sección transversal 2, microcuenca Jaruma 31
Ilustración 19 Esquema de perfiles litológicos de la sección transversal 3, microcuenca Jaruma 32
Ilustración 20 Esquema de perfiles litológicos de la sección transversal 4, microcuenca Jaruma 33
Ilustración 21 Ubicación de piezómetros en la microcuenca Sururía
Ilustración 22 Ubicación de piezómetros en la microcuenca Jaruma
Ilustración 23 Dirección de flujo subsuperficial en las microcuenca Jaruma36
Ilustración 24 Dirección de flujo subsuperficial en la microcuenca Sururía37
Ilustración 25 Variaciones a intervalos de 15 min en niveles del piezómetro A7B del bofedal de la
microcuenca Sururía, para tres años hidrológicos38
Ilustración 26 Periodo 2013-2014: Precipitación y variaciones de niveles de agua en el piezómétro
A7B a intervalos de 30 min en el bofedal de la microcuenca Sururía
Ilustración 27 Periodo 2013-2014: Precipitación y variaciones piezométricas en las microcuencas
Sururía y Jaruma
Ilustración 28 Variaciones mensuales de los niveles piezométricos en las microcuencas Sururía y
Jaruma41

Ilustración 29 Variaciones mensuales de los niveles piezométricos en los sitios de control Lagunas y	
Caripe-Manasaya	
Ilustración 30 Variaciones mensuales de almacenamiento de agua en los lisímetros y variabilidad	
de la evapotranspiración de referencia	
Ilustración 31 Resultado de la calibración del modelo de (Soria & Kazama, 2011)	
Ilustración 32 Resultado de la calibración del modelo de (Collick, Easton, Ashagrie, & Biruk, 2009	
45	
Ilustración 33 Resultado de la simulación en la microcuenca Sururía	
Ilustración 34 Resultado de la simulación en la microcuenca Jaruma 47	
ión 30 Variaciones mensuales de almacenamiento de agua en los lisímetros y variabilidad rapotranspiración de referencia	
Cuadro 1. Valores de conductividad hidráulica promedio	
Cuadro 2. Altitudes referenciales de los piezometros instalados	

RELACIONES PRECIPITACIÓN ESCURRIMIENTO EN LA CUENCA DEL RÍO SAJAMA Y EN LAS MICROCUENCAS SURURÍA Y JARUMA

ANTECEDENTES

El estudio es producto del trabajo realizado por Agua Sustentable en la región del Parque Nacional Sajama, durante el periodo 2012-2014, en la temática del estudio de la hidrología de superficie de la cuenca del río Sajama y la cuenca del río Jaruma como área de control. El estudio de la variabilidad espacio-temporal en la respuesta hídrica de la cuenca del río Sajama fue abordado de manera preliminar en una etapa previa al emprendimiento presente (Soria, 2012), el cual es profundizado en el presente estudio y sus complementarios (Alanoca, 2014). Las lecciones aprendidas fueron varias, empezando en las enseñanzas impartidas por la región de estudio en temas relacionadas al monitoreo de la hidrología superficial, monitoreo de variables climáticas, monitoreo de los regímenes sub superficiales, hasta temas de logística en zonas remotas semiáridas.

El conocimiento resumido en este informe es producto de ocho documentos estructurados de manera que paulatina, entre marzo de 2013 a junio de 2014, fueron explorando temas puntuales a aspectos relacionados a la hidrología y el clima de la región, *e.g.*, (Soria, 2013), (Soria, 2014). Los resultados son valiosos desde varias perspectivas. Desde un enfoque científico-ingenieril, la información generada es inédita, para la cuenca, la región y las condiciones geomorfohídricas donde se desarrolla el estudio. Desde un enfoque social-productivo, la información generada tiene el valor de establecer las condiciones básicas para la planificación, diseño e implementación de proyectos e iniciativas, a través de la apropiación y el aprovechamiento de las herramientas generadas. Producto de ambos enfoques, la relevancia del producto desde la perspectiva comunitaria, es proveer una base para incrementar el conocimiento ancestral en los mecanismos de las respuestas del sistema hídrico, como herramienta para enfrentar futuros cambios probables en el medio natural y sus potenciales impactos en el desarrollo de la vida.

El informe expresa lo observado, estudiado y analizado en aproximadamente dos años hidrológicos, a través del esfuerzo y voluntad conjunta de técnicos, investigadores, profesionales, estudiantes, el grupo humano que administra el proyecto y la comunidad que participa en la generación del conocimiento. El trabajo coordinado iniciado los años 2010-2011 con el diseño de la propuesta marco y los primeros trazos al camino para hacer posible la llegada del equipo técnico-científico a los sitios de monitoreo, finaliza en los pasos actuales donde se presentan productos de tal esfuerzo. El informe final dentro del marco del proyecto "Los bofedales como aliadoS en la resiliencia y mitigación del cambio climático", busca estudiar el rol de los bofedales en las relaciones precipitación-escurrimiento y la consiguiente oferta de agua de microcuencas andinas, a través de la interpretación de información obtenida mediante la medición directa de variables hidrológicas. Este producto constituye un capítulo de un amplio volumen de información producido en este valioso emprendimiento.

El informe está estructurado en tres secciones. La primera presenta resultados del monitoreo hidroclimático; la segunda sección analiza la relevancia de tal información a través de un breve análisis de las tendencias presentes y las probables tendencias futuras de las variables hidroclimáticas estudiadas; la tercera incorpora la información de las dos secciones previas para inferir las relaciones internas que transforman la precipitación en escorrentía.

1. INTRODUCCIÓN

He tenido menos dificultades en el descubrimiento de las leyes que rigen el movimiento de los cuerpos celestes, a pesar de las tremendas distancias que nos separan, que en la investigación del movimiento del agua que fluye delante de nuestros ojos

Galileo Galilei (1564-1642)

1.1 Modelo conceptual

El estudio de las relaciones precipitación-escurrimiento en sistemas naturales a través de estructuras (i.e. modelos) matemáticas tiene amplia historia, precedida en el último siglo por los modelos conceptuales de Horton (1933), su conceptualización a través de las primeras estructuras computacionales del Stanford Model de Crawford y Linsley en 1966, hasta las representaciones incluidas en los actuales modelos de de escorrentía global y regional (Todini, 2007).

El enfoque de este producto se desarrolla en el marco de representaciones matemáticas de procesos a escala de cuenca. A partir de allí, dentro de la clasificación de los tipos de modelos existentes, la descripción de los procesos es la que tiene relevancia para los fines presentes. Esta clasificación describe los procesos que tienen relevancia en la generación de la respuesta o salida de la cuenca a través de estructuras agregadas, semi distribuidas y distribuidas, deterministas, empíricas o mixtas (Singh, 1995). Las estructuras agregadas describen los procesos considerando al sistema como una unidad homogénea, factible de ser representado a través de parámetros espacialmente agregados. En el caso de los modelos distribuidos, la representación de los procesos se realiza dentro de un esquema de interacción entre factores y procesos a escala de celda o pixel. Un tipo de estructura con complejidad intermedia es la semi distribuida o pseudo distribuida (Singh, 1995). Esta última 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. El uso de modelos semi distribuidos es aconsejable cuando se considera que tal estructura puede 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 (Ajami, Gupta, Wagener, & Sorooshian, 2004).

2. ÁREA DE ESTUDIO

Las cuencas de estudio se encuentran en el Parque Nacional Sajama y su área de influencia. Dentro de esta área, es de interés comparar las respuestas hídricas a escala de cuenca de tres regiones: dos microcuencas de altura y la cuenca del río Sajama con punto de control en el puente río Sajama (carretera internacional Patacamaya-Tambo Quemado). La primera zona de estudio es la microcuenca de altura del río Sururía, situada al pié del glaciar Sajama Sud, en la zona de Aychuta. El segundo sitio de estudio se desarrolla en dirección sudeste respecto al glaciar Sajama Sur, en la zona de Aynacha Pacoco, sobre la microcuenca del río Jaruma, en el área de influencia del Parque Nacional Sajama (fuera de los límites del parque). La *llustración 1* muestra la ubicación de las microcuencas y las características generales de la región, vistas desde la plataforma Landsat.

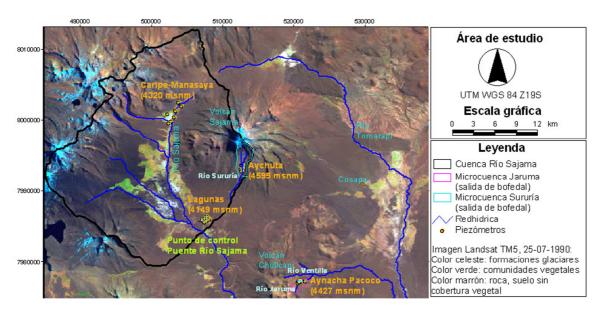


Ilustración 1 Esquema de los elementos del área de estudio. Las alturas escritas en paréntesis corresponden a lecturas de los centroides de las áreas cubiertas por los bofedales, aproximadas a partir de información obtenida del modelo de elevación digital (DEM) del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). La red hídrica fue delineada utilizando información del DEM mencionado

2.1 Las cuencas en estudio

El Parque Nacional Sajama se localiza en el dominio occidental del país, caracterizado por el basamento precámbrico limitado por la falla San Andrés, la cual separa a los depósitos volcano-sedimentarios 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, donde se desarrolla la microcuenca Jaruma (Galarza, 2004). En esta región, es de interés propio el estudio de las tres cuencas mencionadas previamente.

La morfología de la región de interés es producto del vulcanismo y la glaciación (Galarza, 2004). Como resultado, la superficie se caracteriza por el contraste topográfico entre planicies ignimbríticas y los volcanes que conservan rasgos geológicos producto de su reciente actividad (Galarza, 2004). El volcán Sajama se sitúa en esta región, donde la actividad volcánica está directamente asociada a la subducción de la Placa de Nazca por debajo de la Placa Sudamericana. Como testigos de estos procesos se divisan: el volcán Parinacota, la actividad geotérmica hacia el oeste de la cuenca del río Sajama (cuenca del río Juntuma), los depósitos piroclásticos asociados a la unidad tobas Khalani en la base del Complejo Volcánico Chullcani, lavas Chullcani que descansan sobre las tobas Khalani, circos glaciares, depósitos morrénicos, glaciares, depósitos eólicos, aluviales y coluviales, y el diseño radial del drenaje que diverge a partir de los volcanes dando origen a los bofedales (Galarza, 2004).

La cuenca del río Sajama colecta las contribuciones de todo el sector aguas arriba a partir del punto de control en el Puente río Sajama, incluyendo los tributarios que nacen en la cadena montañosa del volcán Parinacota (ríos Pisirrata, Juntuma, Milluni, río Sajama sector Caripe-Milluni) las contribuciones (pricipalmente subsuperficiales) de la parte oeste del volcán Sajama (río Sururía) y los aportes del agua almacenada en los bofedales desarrollados en el área de la cuenca. La cuenca del río Sururía, en la parte alta, es uno de los tributarios del caudal total medido en el punto de control de la cuenca del río Sajama. Estos caudales son producto del aporte directo de la precipitación, en época de lluvias, de los aportes del deshielo del glaciar Sajama Sur y de los

aportes del agua almacenada en los bofedales al pié del mencionado glaciar. La microcuenca del río Jaruma se encuentra fuera de los límites del Parque Nacional Sajama, contribuye a sectores aguas abajo del punto de control del Puente río Sajama; sin embargo, es de interés del presente estudio como elemento para entender las respuestas hídricas de las dos cuencas previamente por las razones siguientes: i) es una cuenca donde no existe cobertura glaciar actual, ii) adicionalmente al origen geológico común descrito en los párrafos precedentes, a escala de cuenca hídrica, el factor común con la microcuenca del río Sururía es la presencia de formaciones vegetales con características similares (presencia de queñuales y pajonales en las morrenas laterales, humedales de altura donde la *Oxychloe andina* es la especie dominante, (Lorini, 2012). Aquel factor es relevante a los fines presentes debido a su potencial de constituirse en un indicador y a su vez parámetro importante en la descripción de la variabilidad de la respuesta hídrica (Lorini, 2012). De esta manera, a partir de la comparación entre las respuestas hídricas, se desea cuantificar el rol de los bofedales en la regulación de la respuesta hídrica a escala de cuenca.

2.2 Acerca de la hidrogeología de la microcuenca Sururía

El conocimiento actual sugiere que la zona del bofedal está compuesta por un número de capas que varía de cuatro a siete (Villegas, 2013). 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 aquellas 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. Las capas de mayor espesor están compuestas por formaciones identificadas como "posibles tobas", en espesores que llegan hasta los 74 m (Villegas, 2013). A partir de la información conocida, se espera que las formaciones de los bofedales tengan alto potencial de almacenamiento de agua en los suelos finos saturados y probablemente en las porosas tobas, dentro de una composición vertical y horizontal que no es homogénea. Al ser el análisis descrito parte de sondeos puntuales concentrados en un área pequeña, se espera que los sondeos verticales realizados en julio de 2014 provean mayor información respecto a esta microcuenca y a la microcuenca del río Jaruma.

3. MÉTODOS

Para el caso presente, la preferencia hacia el método de construcción se guía por estructuras determinísticas en detrimento de estructuras estocásticas, debido a la alta demanda de datos (Kawagoe, Kazama, & Sarukkalige, 2010). El sistema de las cuencas en estudio se representan a través de un modelo semi distribuido (Collick, Easton, Ashagrie, & Biruk, 2009), cuyas principales entradas son series de información climática de precipitación, temperatura media del aire, humedad relativa media del aire, velocidad media del viento y radiación solar. Luego, el modelo matemático es calibrado y validado con mediciones en sitio de caudales a la salida de la cuenca del río Sajama y de las microcuencas Sururía y Jaruma.

3.1 Análisis de consistencia y predicción de datos faltantes

El análisis de los datos de entrada al modelo se realiza en varias etapas. En la primera, se realiza el análisis visual del comportamiento de las series, a escala anual y mensual (UNESCO, 1982), (Kottegoda & Rosso, 1997), (WMO, 2011), seguido por un análisis de consistencia a escala anual a través del método del vector regional (ORSTOM, 1972). Como producto de este análisis, las estaciones se asocian en grupos con comportamiento consistente.

Una vez identificados los grupos, se realiza nuevamente el análisis visual del comportamiento de las series, a escala mensual y diaria, para obtener series temporales corregidas. A partir de allí, se procede a predecir los valores de meses donde existe ausencia de registros o donde los datos

fueron eliminados por contener errores. La predicción de la información se realiza a escala mensual, aplicando criterios de regresión múltiple bajo la premisa de que el comportamiento de la serie a ser predicha está regida por los principios que definen las tendencias de las series de las estaciones del mismo grupo donde existen datos. La aplicación de modelos de regresión lineal múltiple es una técnica aceptada, justificada principalmente por la practicidad de su aplicación (WMO, 2011).

Las predicciones se realizan en base a los modelos de regresión múltiple, se realizan bajo un proceso iterativo. En el estudio, se desarrolla el ajuste a través de un proceso de eliminación hacia atrás (Kottegoda & Rosso, 1997). Para comparar los resultados obtenidos, la selección del número óptimo de variables independientes dentro del modelo de regresión, se realiza también a través del método de pasos sucesivos (Kottegoda & Rosso, 1997). En la interpretación del modelo de regresión, se toma en cuenta principalmente el significado de los coeficientes de las variables individuales, con el objetivo de analizar si la variable aporta información relevante. Se consideran también indicadores como el parámetro p y el error estándar (Kottegoda & Rosso, 1997), considerando niveles de confianza con límites mayores al 90%.

En el caso de la temperatura media mensual del aire, la predicción se realiza asumiendo que las medias históricas representan de manera adecuada los datos faltantes. No se procedió al relleno de las otras variables debido a que su comportamiento histórico presenta ciclos sin tendencias definidas, lo cual desde el punto de vista estadístico complica las predicciones.

3.2 Predicción del comportamiento futuro

La generación de datos futuros se realiza a través del modelo estocástico LARS-WG (Semenov & Barrow, 2002). El modelo genera datos sintéticos diarios para una estación a partir de datos meteorológicos observados y realiza predicciones considerando información de las salidas de corridas de modelos de circulación global (GCM). Al respecto, por recomendación de la literatura (García, 2012), el GCM considerado para las predicciones es el ECHAM5, con grilla horizontal de 1.9°x1.9° y desarrollado bajo las percepciones del AR4 (Solomon, y otros, 2007). El modelo fue utilizado para generar series sintéticas en las estaciones Sajama y Chungará Ajata, como sitios representativos para describir el clima de la zona. Las predicciones del comportamiento futuro fueron generadas para las variables precipitación mensual y temperatura del aire media mensual, a partir de lo cual se generaron series de precipitación anual y temperatura media anual del aire. Las series predichas son válidas para el periodo 2046 a 2049, para un mes o año no definido explícitamente. Detalles acerca del modelo se presentan en informes previos del presente emprendimiento (García, 2012), (Alanoca, 2014). La guía del modelo está disponible en el sitio Web del LARS-WG (Semenov & Barrow, 2002). En adición, una guía de uso fue redactada en una de las pasantías del proyecto (Alanoca, 2014).

3.3 Niveles del agua y sus fluctuaciones en el tiempo

El patrón estacional del nivel del agua del humedal, es decir, el incremento o caída del nivel del agua superficial o subterránea, influenciado por las entradas y salidas de agua, es la firma del humedal y permite su caracterización (Peralta, Infante, & Moreno-Casasola, 2009). Los componentes que mantienen el balance hídrico en el humedal están conformados por aportes y salidas de éste, bajo el concepto general de sistema hidrológico (Chow, Maidment, & Mays, 1998): las entradas son la precipitación, el flujo de aguas superficiales y subsuperficiales de distinto origen, además de los aportes del agua almacenada en los suelos saturados en los periodos previos al del paso de tiempo del análisis; las salidas o pérdidas del sistema están dadas por la evapotranspiración y los flujos de agua superficiales y subsuperficiales.

Para conservar o restaurar un humedal es importante conocer el ciclo de las fluctuaciones de los niveles del agua, puesto que la variable es la primera en ser modificada cuando se drena o altera la hidrología de un humedal y es lo primero que se tiene que recuperar (Peralta, Infante, & Moreno-Casasola, 2009). En el presente estudio, el método seleccionado para monitorear las fluctuaciones del nivel del agua a lo largo del tiempo implica el uso de piezómetros (Soliz, 2011) y la medición de variables hidroclimáticas (precipitación, evapotranspiración y caudales a la escala de análisis).

Operativamente, para identificar el ciclo de las fluctuaciones de los humedales estudiados se colocaron varios piezómetros, coincidiendo con las principales unidades de vegetación. Los piezómetros se midieron mensualmente por aproximadamente dos años y medio para el bofedal de la microcuenca Sururía, dos años para el caso del bofedal de Lagunas y Caripe-Manasaya (humedales de control) y un año para el bofedal de la microcuenca Jaruma. Como resultado, se conoce el comportamiento de los humedales al menos en un año seco (microcuenca Jaruma) y un año lluvioso y seco (microcuenca Aychuta y bofedales de control de Lagunas y Caripe-Manasaya).

Como elemento de análisis se trazaron e interpretaron superficies piezométricas. Aquellas superficies son representaciones de la geometría de la superficie que une los puntos que señalan la altura del agua en un sector de acuífero, referida a una determinada profundidad en el mismo. El estudio de las superficies piezométricas permite obtener información básica sobre el movimiento y comportamiento del agua subterránea, como es el caso de la dirección del flujo del agua subterránea, la ubicación de zonas de recarga y descarga del acuífero, la existencia de heterogeneidades hidráulicas tales como cambios de permeabilidad dentro de una misma formación litológica o cambios de acuífero, la existencia de niveles acuíferos libres y confinados superpuestos o adyacentes, la existencia de flujos verticales o laterales entre formaciones distintas y otros. En este proceso, los conceptos considerados son (Bennet, 1987), (Elosegi & Butturini, 2009):

Nivel piezométrico. Al perforar un pozo en un acuífero confinado, el agua se descomprime y asciende por la entubación hasta alcanzar una posición situada por encima del techo del acuífero. La altura que alcanza el agua se denomina nivel piezométrico. Un nivel piezométrico corresponde siempre a la presión existente sobre el punto del acuífero en el cual está ranurado el pozo o sondeo. Cada punto de un acuífero confinado tiene un nivel piezométrico propio y diferente. El nivel piezométrico sólo se manifiesta allí donde existe una perforación. En la parte superior de los acuíferos libres el nivel piezométrico es el nivel freático.

Superficie piezométrica. Es una superficie que representa la geometría que une los puntos que señalan la altura del agua en un acuífero, referida a una determinada profundidad en el mismo, representadas mediante isolíneas (isopiezas). Las isopiezas proporcionan información de la evolución espacial de la profundidad del agua desde la superficie del terreno, del sentido y valor de los gradientes hidráulicos, de la dirección y sentido del flujo de agua subterránea, entre otros.

Presión hidráulica h. Suma de la altura de la columna de agua en el piezómetro b y la elevación del fondo del piezómetro respecto a un nivel de referencia fijo z. El agua se mueve desde el piezómetro con mayor presión hidráulica al piezómetro con menor presión hidráulica.

$$h = b + z \tag{1}$$

Gradiente hidráulico horizontal *GHH*. Es la pendiente del nivel del agua en la zona hiporreica entre dos piezómetros PzI y Pz2. Permite calcular la dirección del flujo hidrológico. Se calcula dividiendo la diferencia entre las dos presiones hidráulicas por la distancia lineal horizontal entre

los dos piezómetros. Por zona hiporreica entiéndase al compartimento hidrológico subsuperficial, debajo del cauce fluvial que corresponde al agua que circula a través de los sedimentos fluviales, con un intercambio lento con el cauce fluvial (Elosegi & Butturini, 2009). Si h_{PzI} es mayor a h_{Pz2} , el flujo circula con dirección PzI a Pz2.

$$GHH = \frac{dh}{dx} = \frac{h_{Pz1} - h_{Pz2}}{X}$$
 (2)

Velocidad del flujo subsuperficial. Su cálculo se realiza a través de la ecuación de Darcy, donde v es la velocidad ideal o velocidad de Darcy y K es la conductividad hidráulica del suelo saturado:

$$v = K \cdot GHH \tag{3}$$

La relación entre K [L/T] y el tiempo necesario para que al nivel piezómétrico le falte solo el 37% del desnivel creado artificialmente para volver al nivel original $T_{37\%}$ [cm], se define por el método de Hvorslev cuando sea posible, asumiendo un medio homogéneo e isótropo. El método se basa en interpretar la recuperación del nivel de agua después de haberlo bajado o subido artificialmente. El método toma a los parámetros: radio del piezómetro r [cm], longitud de la parte perforada del piezómetro L [cm], radio del piezómetro en la zona perforada R [cm],. Por recomendación de la literatura se consideraron relaciones L/R > 8.

$$K = \frac{r^2 \ln(L/R)}{2LT_{37\%}} \tag{4}$$

3.4 Modelo para transformar la precipitación en escorrentía

Para la cuenca del río Sajama se aplicaron dos estructuras matemáticas para representar las relaciones precipitación-escurrimiento. La primera contempla la estructura original del modelo semidistribuido propuesto (Collick, Easton, Ashagrie, & Biruk, 2009) y fue aplicado dentro la presente consultoría a través de una de las pasantías del proyecto (Alanoca, 2014). El segundo considera una estructura ligeramente modificada propuesta en una cuenca al pié de la Coordillera Real (Soria & Kazama, 2011), aplicada en la cuenca del río Sajama para el año hidrológico 2012-2013 (Soria, 2013). En el presente documento, se amplía el último estudio con datos del año 2013-2014 para la cuenca del río Sajama y la microcuenca Sururía; para la microcuenca Jaruma, es la primera vez que se intenta aplicar este esquema.

El modelo original sugerido (Collick, Easton, Ashagrie, & Biruk, 2009) transforma la precipitación en escorrentía a través de un enfoque de balance hídrico del suelo. Para los fines presentes, la transformación se realiza a escala mensual, debido a las limitaciones en generar información para validar el modelo a escalas diarias (el monitoreo de caudales se realizó con frecuencia mensual para el periodo 2012-2014).

En los cálculos, para un solo reservorio, un paso de tiempo Δt 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 está dada por (Collick, Easton, Ashagrie, & Biruk, 2009):

$$\frac{dS}{dt} = P - Rse - Ea - Perc \tag{5}$$

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

En el modelo, 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; 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. La relación entre la evapotranspiración potencial E [L/T] y la evapotranspiración real Ea [L/T] se calcula con un coeficiente de proporcionalidad calculado como el cociente entre S y $S_{max\ WB}$.

$$S_{\max WB} = Csc(S_{T\max} - S_{t-\Delta t}) \tag{7}$$

$$Ea = E\left(\frac{S_t}{S_{\max WB}}\right) \tag{8}$$

La siguiente etapa del cálculo asume dos 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, Easton, Ashagrie, & Biruk, 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, Easton, Ashagrie, & Biruk, 2009).

$$S_{t} = S_{t-\Delta t} \exp\left[\frac{(P-E)\Delta t}{S_{\max WB}}\right]$$
(9)

$$S_t = S_{t-\Delta t} + (P - Ea)\Delta t \tag{10}$$

En la identificación del tipo de periodo (seco o húmedo) se calcula el parámetro S_{EXCESS} [L], 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, Easton, Ashagrie, & Biruk, 2009). En el modelo, la rutina computacional realiza el siguiente cálculo (Soria & Kazama, 2011): cuando P > E, $S_{EXCESS} = S_t - S_{max\ WB}$, caso contrario, cuando P < E: $S_{EXCESS} = 0$.

$$S_{EXCESS,t} = S_{t-\Delta t} + (P - Ea)\Delta t - S_{\max WB,t}$$
(11)

La decisión de convertir el volumen de agua almacenado en el suelo luego de la saturación, en escurrimiento superficial o en percolación es determinada por un parámetro no dimensional *Cse* (Collick, Easton, Ashagrie, & Biruk, 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.

$$Perc' = Cse * S_{EXCESS}$$
 (12)

$$Rse' = (1 - Cse) * S_{EXCESS}$$
(13)

La contribución de la percolación al almacenamiento subterráneo S_{GW} [L] tiene la forma de las ecuaciones siguientes. 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, donde k [no dimensional] es la constante de recesión calculada a partir de curvas de recesión de caudales. Para aquello se sugiere un modelo donde α_{K-WB} y β_{K-WB} son parámetros de escala y forma obtenidos de gráficas de recesión Q_t vs. $Q_{t+\Delta t}$ (Martinec, Rango, & Roberts, 2008) ; Q es el caudal observado a la salida de la cuenca.

$$S_{GW,t} = S_{GW,t-\Delta t} + (Perc_t - R_{GW,t-\Delta t}) \cdot \Delta t$$
(14)

$$R_{GW,t} = S_{GW,t-\Delta t} (1 - e^{-k_t}) / \Delta t$$
 (15)

$$R_{GWTotal,t} = R_{GWTotal,t-\Delta t} \cdot e^{-k_t} + R_{GW,t}$$
(16)

$$k_{t} = \alpha_{K-WB} \cdot R_{GWTotal, t-\Delta t}$$
(17)

4. RESULTADOS

4.1 Tendencias históricas de variables climáticas registradas en estaciones del SENAMHI

La disponibilidad de datos a partir de las estaciones climáticas en la región de la cuenca del río Sajama contiene en general registros cortos, con lagunas amplias de información y otros problemas referidos a su calidad, presumiblemente debido al carácter remoto del sitio. En este contexto, se decidió realizar un análisis regional, con los resultados resumidos a continuación (Soria, 2013), (Soria, 2014).

4.1.1 Precipitación anual

Sudeste y sudoeste de la cuenca del Lago Titicaca. Estudios previos (Soria, 2013), (Soria, 2014), sugieren que los cortos registros de precipitación anual disponibles tienen comportamiento sin tendencia sostenida que sugiera incremento o disminución histórica de la variable. En particular, la serie Calacoto (periodo 1950 a 2012) presenta tendencia al incremento a partir del año 1996, tendencia decreciente el año 2004-2005 y nuevamente tendencia al incremento a partir de 2006. Al sudeste de la cuenca del Lago Titicaca, los registros indican que la precipitación anual decrece a partir del periodo 1988-1989, año a partir del cual la serie se mantiene estable (Soria, 2013).

Sudoeste y sur de la cuenca del Lago Titicaca. La precipitación anual es menor a la registrada al sudeste y sudoeste del Lago Titicaca. En la zona existe un leve incremento de la precipitación desde el año 2009; sin embargo, no fue posible identificar tendencias que sugieran incremento o disminución histórica. En cuanto a información de estaciones particulares, en Ayo Ayo el periodo

1953 a 1972 es notoriamente más seco que el periodo a partir de 1973. Este comportamiento no se observa en las estaciones de Patacamaya o Calacoto.

Este y sur de la cuenca del Lago Poopó; cuenca del río Sajama. Es una zona donde la precipitación anual es similar a la registrada en la zona del Lago Poopó, la información de las series contienen lagunas extensas de información, limitando el análisis. Tomando como referencia la información de las estaciones Challapata, Pazña y Todos Santos Oruro, no se observa tendencias al incremento o disminución histórica de la precipitación.

4.1.2 Temperatura media anual del aire

La tendencia de las series históricas sugiere un comportamiento claro y marcado hacia un futuro más caliente, con tasas variables, para todas las zonas analizadas (Soria, 2013). Por cada zona, el análisis presentó lo que a continuación se describe.

Sudeste y sudoeste de la cuenca del Lago Titicaca. Se registraron tasas de incremento de 0.013°C por año para la zona sudeste (temperaturas medias del aire entre 10 y 7 °C) y 0.030°C por año en la zona sudoeste y sur (temperaturas medias del aire entre 8 y 6 °C). Asumiendo que las tendencias se mantienen constantes y lineales dentro de un periodo histórico de 50 años, los incrementos promedio (anual) en la variable son de 0.65°C (sudeste) a 1.5°C (sur y sudeste).

Sur de la cuenca del Lago Titicaca. Las tasas de incremento de la temperatura varían de 0.13°C por año (estación Collana, al este de la zona) a 0.009°C por año (estación Calacoto, al oeste de la zona), implicando incrementos en 50 años de 0.65°C a 0.45°C, respectivamente.

Norte y noreste del Parque Nacional Sajama. Las tasas de incremento varían de 0.13°C por año (estación Collana, al este de la zona) a 0.009°C por año (estación Calacoto, al oeste de la zona), implicando incrementos en 50 años de 0.65°C a 0.45°C, respectivamente. Hacia la cuenca del Lago Poopó, el incremento máximo esperado en función a lo sugerido por la serie Oruro es de 0.043°C por año, implicando que en 50 años la temperatura media del aire se incrementó en 2.15°C. La última es una tasa notoriamente alta y podría ser atribuida al efecto de isla urbana.

Al este y sur de la cuenca del Lago Poopó y en la zona de influencia de la cuenca del río Sajama, las temperaturas medias del aire son menores a los registrados en las estaciones del Lago Poopó. En el caso de esta región, la información es limitada, con inconsistencias en estaciones como Comanche. Las lagunas de información no permiten definir el comportamiento histórico de la variable. Dentro de este panorama, los registros de las estaciones instaladas por Agua Sustentable únicamente aportan con información que permite determinar el comportamiento en los sitios instalados (variabilidad espacial, en altitud); sin embargo, al contar con registros durante aproximadamente dos años, no aportan conocimiento para definir tendencias históricas.

4.2 Posible comportamiento futuro de las variables precipitación anual y temperatura media anual del aire

Las predicciones para las series de las estaciones Chungará Ajata y Sajama a partir del modelo ECHAM5 (AR4), a escala media anual, sugieren un futuro con una precipitación que no sigue tendencias definidas, ni para el sitio de la estación Sajama (4255 msnm) ni tampoco para el sitio de la estación Chungará Ajata (4563 msnm) (*Ilustración 2, Ilustración 3*). Contrario a la ausencia de tendencia en la serie de precipitación anual predicha, la serie de evapotranspiración de referencia, ligada a valores de temperatura media del aire observados y predichos, presenta tendencias que sugieren el incremento en el futuro en las zonas bajas (4255 msnm, estación Sajama) y una tendencia estacionaria en las partes altas (4563 msnm, estación Chungará Ajata) (*Ilustración 4*).

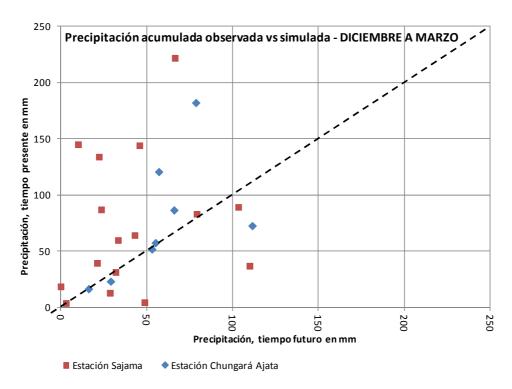


Ilustración 2 Precipitación mensual observada vs predicha, para la época de lluvias, en los sitios de emplazamiento de las estaciones Sajama y Chungará Ajata. Las predicciones se realizaron con el modelo LARS-WG (modelo ECHAM5, AR4).

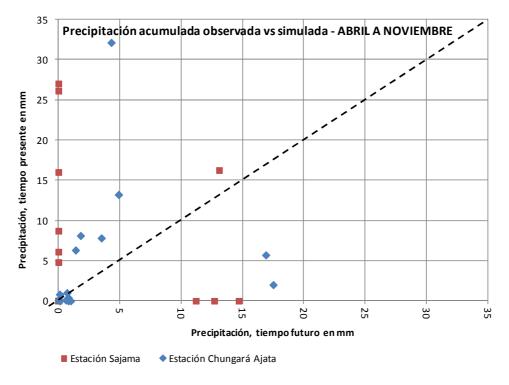


Ilustración 3 Precipitación mensual observada vs predicha, para las épocas de transición y estiaje, en los sitios de emplazamiento de las estaciones Sajama y Chungará Ajata. Predicciones según el modelo LARS-WG

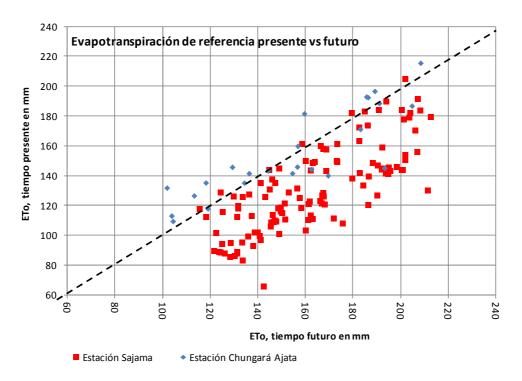


Ilustración 4 Evapotranspiración media mensual observada vs predicha, para los sitios de emplazamiento de las estaciones Sajama y Chungará Ajata. El tiempo presente fue calculado en función a valores observados. El tiempo futuro fue estimado con el modelo LARS-WG

4.3 Comportamiento de la respuesta hídrica a partir de caudales instantáneos

La respuesta hídrica de la cuenca del río Sajama fue notoriamente más activa durante el año hidrológico 2012-2013 que durante el año 2013-2014, periodo donde el mes más húmedo registró el 59% de la precipitación registrada en el mes más húmedo del periodo precedente (*Ilustración 5*). Como resultado, la diferencia entre los picos de caudales instantáneos fue igualmente del 60%, proporcionalidad que aunque coincidente, demuestra las grandes diferencias que son posibles de observarse en el ambiente de estudio. Respecto a la variabilidad espacial en la respuesta hídrica, dentro de la cuenca del río Sajama, todas las subcuencas con excepción de la del río Pisirrata presentan fluctuaciones en respuesta a la ocurrencia de precipitación (*Ilustración 6*). Tal excepción es probablemente debido a la rápida respuesta en esta subcuenca; al respecto, mayores detalles se presentan en una de las pasantías del proyecto (Alanoca, 2014).

De mayor interés para el presente objetivo es la respuesta de la microcuenca Sururía, donde si bien la ascensión en el hidrograma responde claramente al inicio de la época de lluvias, la recesión tiene menor pendiente en el sentido descendente comparada con la descrita por la pendiente de la curva de recesión de la cuenca del río Sajama (*Ilustración 6, Ilustración 7*). Las razones probables son dos: la influencia del bofedal en la respuesta de la cuenca y el aporte glaciar, que en aquella época se incrementa en respuesta al incremento en la radiación solar.

En la microcuenca Sururía se observan dos aspectos adicionales. El primero es que a la salida del bofedal la caída más notoria en el hidrograma ocurre recién en julio de 2013, contrario a lo que se observa a la salida de la cuenca donde el bofedal tiene menor relevancia y donde la alta capacidad infiltrante de los suelos captura una gran parte del aporte observado a la salida del bofedal. A la entrada del bofedal ocurre algo similar, donde la recesión del hidrograma es rápida (*Ilustración 7*). En la microcuenca Jaruma ocurre una situación comparable (*Ilustración 7*): a la entrada al bofedal y al punto de control a la salida de la cuenca (río Ventilla), la respuesta del curso monitoreado tiene relación a los aportes de precipitación de enero principalmente; por otro lado, a la salida del bofedal, la fluctuación de los caudales monitoreados tiene aparentemente poca relación con el aporte de la precipitación. En este último sitio (salida del bofedal), la forma de campana del hidrograma descrita en la cuenca del río Sajama y sus subcuencas está poco definida. Aquello tiene también relación con las dificultades en monitorear los bajos caudales registrados a la salida del bofedal; la variación en los piezómetros instalados en el bofedal otorga una perspectiva más clara en cuanto al efecto en la regulación hídrica del bofedal, tema presentado en acápites posteriores.

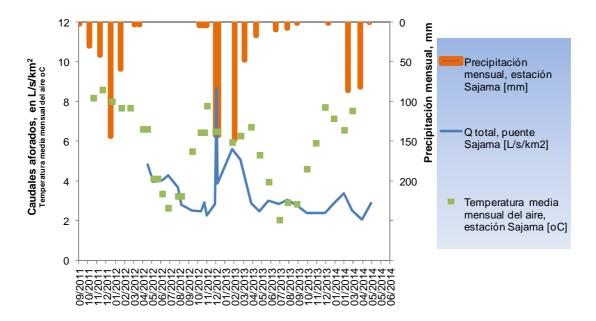


Ilustración 5 Caudales instantáneos a la salida de la cuenca del río Sajama comparados con precipitación y temperatura del aire medidos en la estación Sajama

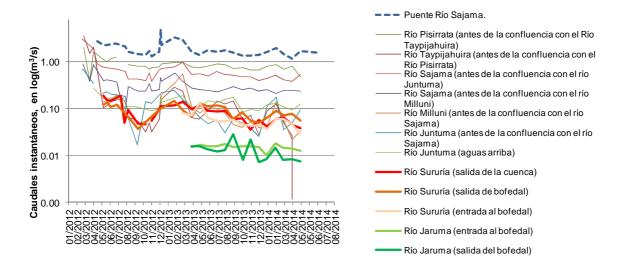


Ilustración 6 Caudales instantáneos en la cuenca del río Sajama y sus subcuencas. Se incluyen los registros de las microcuencas Sururía y Jaruma

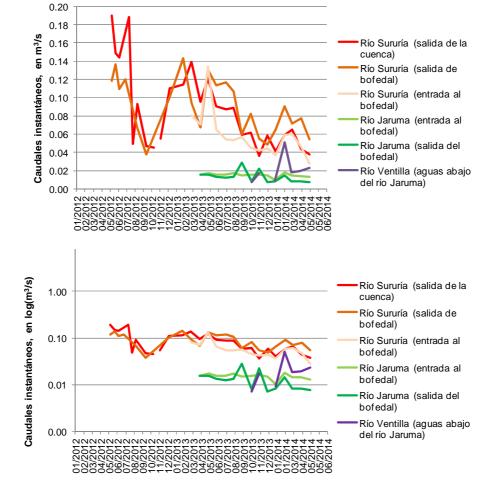


Ilustración 7 Caudales instantáneos en las microcuencas Sururía y Jaruma

4.4 Levantamiento del medio físico

El estudio geofísico fue realizado a través de sondeos eléctricos verticales (SEVs) en los bofedales de ambas microcuencas (Maya, 2014). Los resultados obtenidos complementan los parámetros cuantitativos obtenidos en dos estudios realizados con el apoyo de Agua Sustentable (Villegas, 2013), (Soliz, 2011), el primero desarrollado en la microcuenca Sururía y el segundo al pié del Nevado Illimani.

4.4.1 Levantamiento geofísico en una zona del bofedal Sururía

El estudio de una porción del bofedal de la microcuenca Sururía (Villegas, 2013) presenta una configuración general descrita por el sondeo eléctrico vertical (SEV) con suelos conformados por arenas, limos, gravas y arcillas, en estado saturado a semi saturado. La secuencia de deposición intercalada de capas de arcilla y arena con grava, alcanza el lecho del bofedal donde se evidencia la posible existencia de unidades tobáceas en la base. Los resultados del SEV no describen patrones espaciales debido a que el muestreo se realizó en un área pequeña (Ilustración 8, Ilustración 9, Ilustración 10). Descriptivamente, la base de bofedal detectada a mayores profundidades fue en los sondeos 2, 3, 4 y 6 (19-20 m, 36-37 m, 27-28 m, 22 m, respectivamente), mientras que en los sondeos 1 y 5 la base del bofedal fue poco profunda (10 a 5 m, respectivamente). En cuanto a las profundidades del basamento rocoso, el registro del sondeo 5 (78 m) se reduce en los sondeos 2 y 4 (51 m en promedio) y es aún menor en los sondeos 1, 3 y 6 (36 m en promedio). A profundidades menores (hasta 1.20 m), el estudio de (Villegas, 2013) muestra un perfil general con suelos areno-arcillosos de grano medio y presencia de raíces hasta una profundidad aproximada de 80 cm, por sobre el nivel donde se encuentra el nivel piezómétrico. Debajo del nivel del agua, el suelo cambia a color obscuro, permanecen los suelos areno arcillosos hasta una profundidad aproximada de 110 cm; a la profundidad de 120 cm, los suelos arcillosos prevalecen.

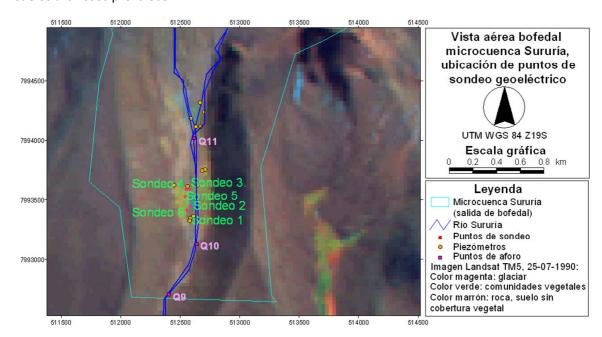


Ilustración 8 Ubicación de los SEV del estudio de (Villegas, 2013). La figura corresponde a (Soria, 2013)b

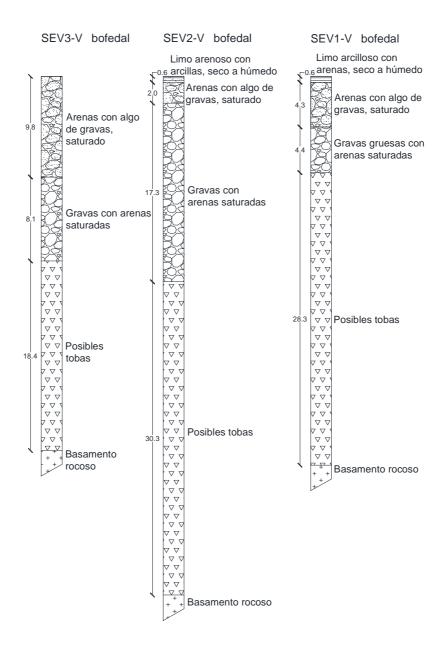


Ilustración 9 Configuración general del perfil del suelo en una porción del bofedal de la microcuenca Sururía; SEVs paralelos al curso del río principal. A partir de la información de (Villegas, 2013)

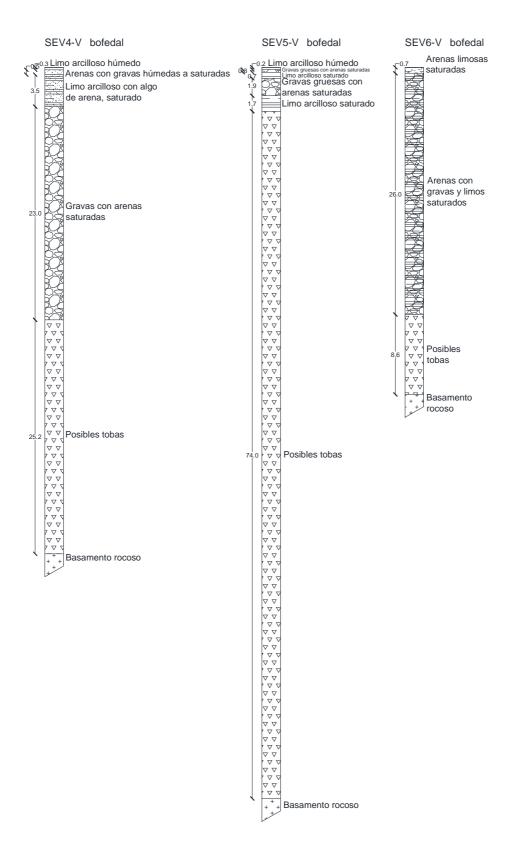


Ilustración 10 Perfil en una porción del bofedal Sururía. SEVs cercanos a la parte central. Información de (Villegas, 2013)

4.4.2 Perfiles litológicos en el bofedal Sururía

Con el objetivo de incrementar el conocimiento del estudio de (Villegas, 2013), se procedió a la realización de SEVs en cuatro secciones transversales a la dirección probable de flujo en la subsuperficie (Maya, 2014). Configurado en cuatro secciones transversales horizontales (*Ilustración 11*), el estudio del subsuelo recolectó información hasta una profundidad máxima promedio de 50 m (*Ilustración 12* a *Ilustración 15*), donde en el sentido de la dirección del flujo del curso principal, el basamento rocoso fue encontrado a profundidades que fueron creciendo en relación del grado de desarrollo del bofedal, con magnitudes mayores al centro del bofedal de mayor superficie y magnitudes menores en las secciones aguas arriba y aguas abajo. Cuantitativamente, el basamento rocoso se encontró a profundidades de 19 m a 27 m (sección transversal 1), 34 m (sección transversal 2), 45 m (SEV 9, sección trasversal 3; centro del bofedal, cerca a la orilla del canal principal; la mayor profundidad encontrada) y 25 m (sección transversal 4). De acuerdo a (Villegas, 2013), el basamento rocoso en la parte central del bofedal puede encontrarse a profundidades mayores a los 80 m (*Ilustración 10*), lo que demuestra que en distancias horizontales cortas, la configuración de los perfiles podrían variar.

Realizando una descripción sección por sección en la dirección aguas arriba a aguas abajo, aguas arriba (sección transversal 1) la capacidad de retención es aparentemente baja, al estar los suelos conformados por capas de arenas y gravas, con basamento rocoso poco profundo en relación a las secciones aguas abajo. Aguas abajo en la sección transversal 2, es evidente el arrastre de material fino, la presencia de material arenoso saturado y limo arenoso en capas poco profundas de aproximadamente 1 m de espesor en el bofedal, y material grueso permeable a profundidades mayores. Al centro del bofedal en la sección transversal 3, las capas arenosas saturadas y limo arenosas prevalecen en la superficie hasta profundidades promedio de 1.8 m (SEV9-A), junto a capas de mejores condiciones de impermeabilidad con suelos limo arcillosos en profundidades de hasta 2.0 m en promedio hacia la ladera oeste (SEV-10A). Las capas con mayor capacidad de retención de agua pueden llegar inclusive a los 4.0 m en promedio (Ilustración 10). Por debajo de estas capas, la capacidad de retención es baja debido a la presencia de arenas y gravas; condiciones similares de alta conductividad hidráulica se repiten como se esperaba en los perfiles de las laderas. A la salida del bofedal, en la sección transversal 4 ubicada aguas abajo, la capacidad de retención de agua es menor a la observada en la sección transversal 3 (parte media del bofedal principal), con la presencia de arenas limosas hasta profundidades promedio de 4 m y material grueso (arenas y gravas) en las capas subyacentes.

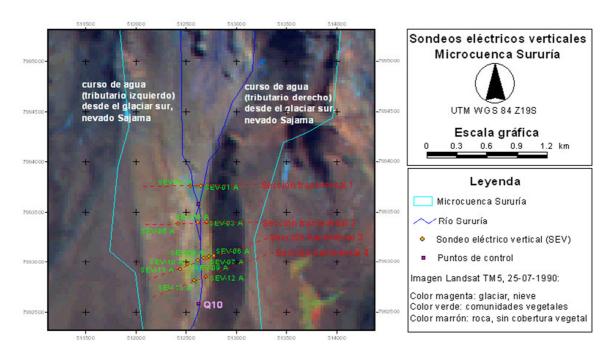


Ilustración 11 Ubicación de los SEV del levantamiento geofísico realizado en la microcuenca Sururía

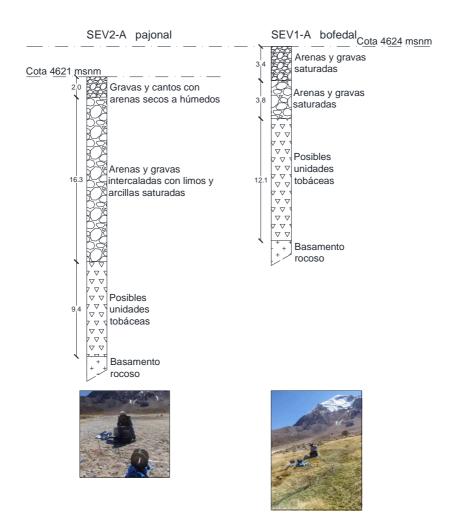




Ilustración 12 Esquema y ubicación del perfil litológico sección transversal 1, microcuenca Sururía. Escala esquemática

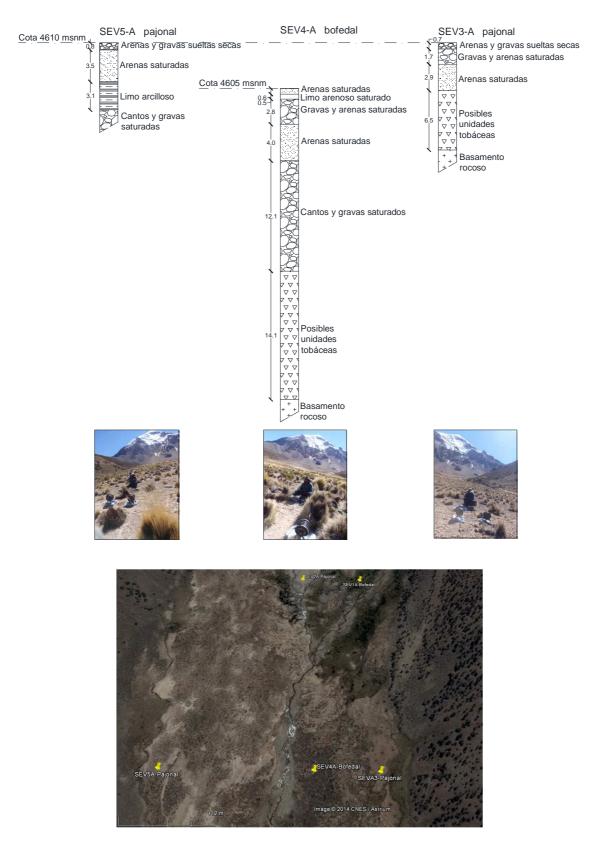


Ilustración 13 Esquema de perfiles litológicos de la sección transversal 2, microcuenca Sururía. Escala esquemática

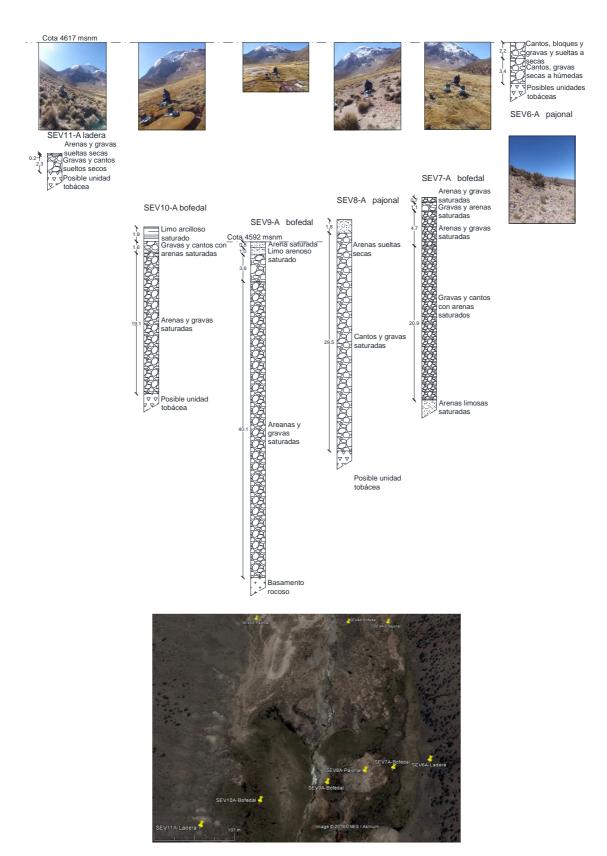


Ilustración 14 Esquema de perfiles litológicos de la sección transversal 3, microcuenca Sururía. Escala esquemática

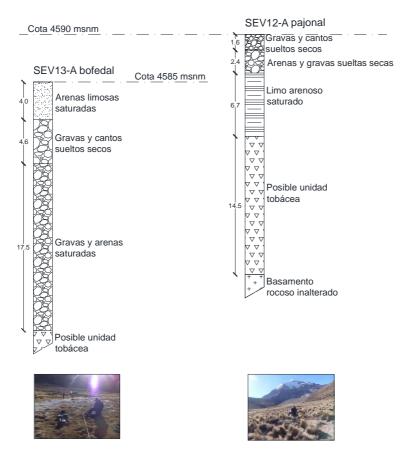




Ilustración 15 Esquema de perfiles litológicos de la sección transversal 4, microcuenca Sururía. Abajo: la representación en una imágen de Google Earth de la configuración de los SEV. La escala es esquemática

4.4.3 Perfiles litológicos en el bofedal Jaruma

El levantamiento de información básica en el bofedal Jaruma se realizó con el objetivo de comparar las diferencias y similitudes en las respuestas hídricas entre microcuencas con cobertura glaciar parcial y microcuencas sin cobertura glacial, a través de la comparación entre los perfiles litológicos de ambas microcuencas. La configuración de los perfiles y los resultados del estudio geofísico, como uno de los componentes del estudio, se presentan en la *llustración 16* a la *llustración 20*.

Una característica general es otorgada por la profundidad del basamento rocoso, hallado en sentido del flujo del curso superficial principal, a 24 m en la sección transversal 1, 13 m a 28 m en la sección transversal 2, 35 m en la sección transversal 3 (la mayor profundidad encontrada) y 21 m en la sección transversal 4. Estas profundidades son en promedio menores a las máximas encontradas en el bofedal Sururía.

El sector donde se realizaron los SEV denota características distintivas respecto a los observado en la microcuenca Sururía. La primera diferencia está definida por la presencia de roca ígnea, meteorizada, fracturada o de distinta composición, a distintas profundidades. Esta propiedad desde una perspectiva hídrica, define condiciones de infiltración variable de acuerdo al grado de meteorización o fractura que sugieren capacidades de conductividad hídrica similares a las encontradas en la microcuenca Sururía. Las capas con presencia de material fino y permeabilidad media se desarrollan hasta profundidades de 4 m hacia la ladera este del sector aguas arriba (perfil transversal 1, suelos limo arenosos y arenas con limos saturados); a mayores profundidades, la permeabilidad es mayor por la presencia de roca ígnea meteorizada y de distinta composición, hasta llegar a la capa impermeable determinada por la base rocosa.

En la parte media-alta del bofedal (sección transversal 2), hacia la parte central del bofedal a nivel de la superficie, se desarrollan capas hasta profundidades de 15 m con alta capacidad de infiltración compuestas por arenas y gravas saturadas (gravas y arenas saturadas). En la misma sección, los perfiles situados hacia las laderas presentan acumulación de material fino en capas con magnitudes entre 4.5 m (hacia la ladera sur) y 16 m (hacia la ladera norte), debajo de las cuales se desarrollan capas de material grueso. La capacidad de infiltración y el importante potencial hídrico de la zona es particularmente notoria hacia el norte, donde las capas finas se acumulan en promedio hasta los 23 m de profundidad (SEV5-P), debajo de las cuales se encontraron capas de arenas y gravas saturadas.

Hacia la salida del bofedal en la sección transversal 4 situada aguas abajo, el valle se acorta, presentando perfiles con arenas y gravas saturadas hasta más de 21 m (SEV8-P) y rocas ígneas fracturadas que aparecen en promedio a profundidades de 6 m (SEV6-P y SEV7-P).

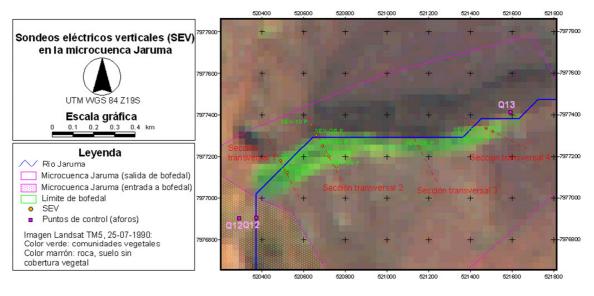




Ilustración 16 Perfiles transversales para el levantamiento de los SEV en la microcuenca Jaruma. Arriba, el esquema a escala con una imagen Landsat; abajo, el esquema a escala referencial con una imagen de Digital Globe

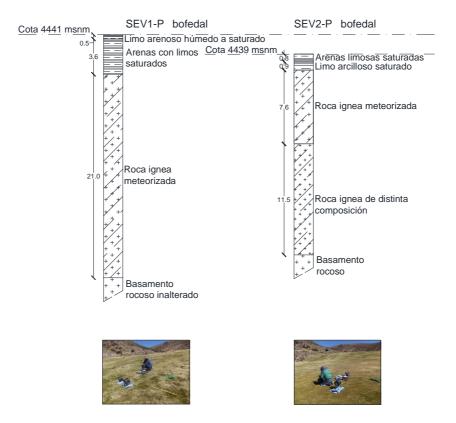


Ilustración 17 Esquema de perfiles litológicos de la sección transversal 1, microcuenca Jaruma. La escala es esquemática

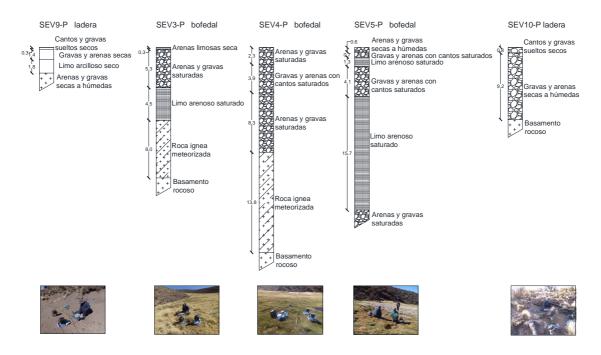


Ilustración 18 Esquema de perfiles litológicos de la sección transversal 2, microcuenca Jaruma. La escala es esquemática

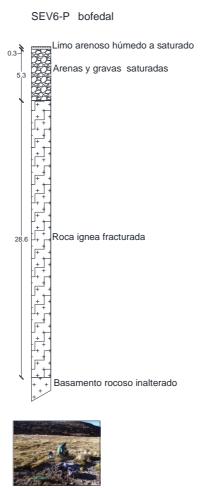


Ilustración 19 Esquema de perfiles litológicos de la sección transversal 3, microcuenca Jaruma. La escala es esquemática

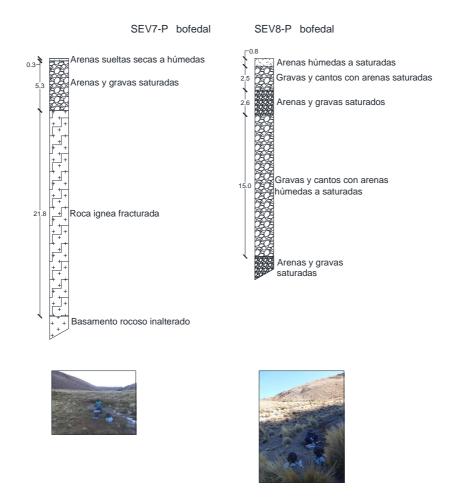


Ilustración 20 Esquema de perfiles litológicos de la sección transversal 4, microcuenca Jaruma. La escala es esquemática

4.4.4 Parámetros hidráulicos

La configuración general del subsuelo tiene cuatro capas, la primera limo arcillosa con K aproximadamente igual a 6.3×10^{-6} , una segunda capa de arenas con algo de gravas con mayor conductividad hidráulica a la primera K aproximadamente igual a 4.8×10^{-4} , una tercera capa de gravas con arenas o arenas con gravas con conductividad hidráulica similar a la precedente K aproximadamente igual a 5.1×10^{-4} , y una cuarta capa de posibles tobas para el caso de Sururía y rocas ígneas meteorizadas, fracturadas o características mixtas con K menor a las precedentes pero mayor a la capa superficial aproximadamente igual a 3.6×10^{-5} . Los valores de conductividad hidráulica asociados se obtienen de valores promedio teóricos (Freeze & Cherry, 1979), (Yu, Loureiro, Cheng, & Jones, 1993), (Mora, 1998) y valores de campo del Nevado Illimani (Soliz, 2011). Adicionalmente, se debe considerar que la asignación de K considera que los mayores valores ocurrirán al pié de las morrenas, seguidos por los sitios a la salida del bofedal o del abanico (Soliz, 2011). Los parámetros se resumen en el Cuadro 1.

Cuadro 1. Valores de conductividad hidráulica promedio a partir de (Freeze & Cherry, 1979),(Yu, Loureiro, Cheng, & Jones, 1993), (Mora, 1998), (Soliz, 2011)

Descripción	Conductividad hidráulica saturada K [m/año]	Conductividad hidráulica saturada K [m/s]
Limo arenoso con arcillas	1.09x10 ³	3.5x10 ⁻⁵
Limo arcilloso	7.73x10 ¹	2.5x10 ⁻⁶
Arenas con gravas	15.00x10 ³	4.8x10 ⁻⁴
Limo arcilloso con arenas	1.99x10 ²	6.3x10 ⁻⁶
Gravas con arenas	16.00x10 ³	5.1x10 ⁻⁴
Tobas	1.12x10 ³	3.6x10 ⁻⁵
Limo loess	3.20x10 ⁻¹ a 3.20x10 ⁻²	1.0x10 ⁻⁸ a 1.0x10 ⁻⁹
Arenas limosas	4.93x10 ³	1.0x10 ⁻⁷ a 1.6x10 ⁻⁴
Arenas con gravas y limos	9.00x10 ³	2.9x10 ⁻⁴

4.5 Presión hidráulica y gradientes hidráulicos

Para definir las presiones hidráulicas y los gradientes hidráulicos, se tomaron como *datum* relativo las elevaciones en msnm de los piezómetros más bajos, para cada microcuenca en estudio, en base a la información del *Cuadro 2* y las ubicaciones presentadas en la *Ilustración 21* e *Ilustración 22*. A partir de aquella información, en la microcuenca Jaruma la dirección de flujo subsuperficial dentro de la capa de suelo monitoreada (profundidad aproximada de 2 m), sigue los patrones de la dirección del flujo superficial, predominantemente de oeste a este, debido a la configuración en "V" del valle que acoge al bofedal (*Ilustración 23*).

En la microcuenca Sururía, el desarrollo de varias unidades de bofedales aislados ocasiona que de acuerdo a la información recopilada por los piezómetros el flujo en la capa superficial tengo sentido predominantemente radial (*Ilustración 24*). Tal configuración sugiere que las pérdidas de agua desde el bofedal ocurren hacia las capas de suelo subyacentes, en lugar de contribuir directamente al curso que atraviesa el bofedal. Similar conclusión fue alcanzada en informes previos producto de la presente consultoría (Soria, 2013), a través de la observación de los patrones monitoreados en el curso principal de la microcuenca Sururía.

Cuadro 2. Altitudes referenciales de los piezometros instalados en el área de estudio. La casilla sombreada indica al piezómetro de menor elevación

Microcuenca Sururía		Microcuenca Jaruma		Bofedal Lagunas		Bofedal Caripe-Manasaya	
Piezómetro	Altitud referencial [msnm]	Piezómetro	Altitud referencial [msnm]	Piezómetro	Altitud referencial [msnm]	Piezómetro	Altitud referencial [msnm]

Microcuenca Sururía		Microcuenca Jaruma		Bofedal Lagunas		Bofedal Caripe-Manasaya	
Piezómetro	Altitud referencial [msnm]	Piezómetro	Altitud referencial [msnm]	Piezómetro	Altitud referencial [msnm]	Piezómetro	Altitud referencial [msnm]
A1B	4615	P1B	4443	L1B	4175	C1	4385
A2B	4612	P2B	s/ref	L2B	4198	C2	4383
АЗВ	4606	P3B	4436	L3B	4209	C3	4384
A4B	4603	P4B	4419	L4B	4158	C4	4188
A5B	4592	P5B	4420	L5B	4155	C5	4384
A6B	4588	P6B	4423	L6B	4151	C6	4384
A7B	4587	P7B	4406	L7B	4148	C7	4333
A8B	4582	P8B	4400	L8B	4147		
A9B	4579	P9B	4350	L9B	4145		
A1C	4605	P1C	4437	L1C	4174		
A2C	4591	P2C	4418	L2C	4159		
A3C	4586	P3C	4410	L3C	4149		
A4C	4579	P4C	4348	L4C	4145		

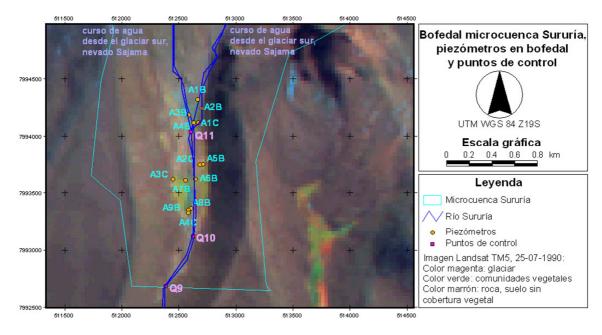


Ilustración 21 Ubicación de piezómetros en la microcuenca Sururía (Soria, 2013)

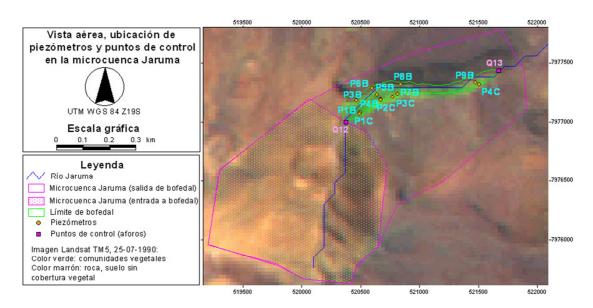


Ilustración 22 Ubicación de piezómetros en la microcuenca Jaruma (Soria, 2013)

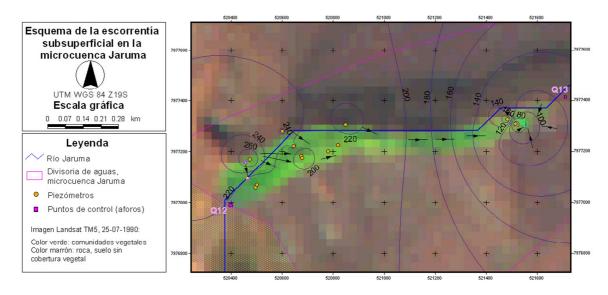


Ilustración 23 Dirección de flujo subsuperficial en las microcuenca Jaruma

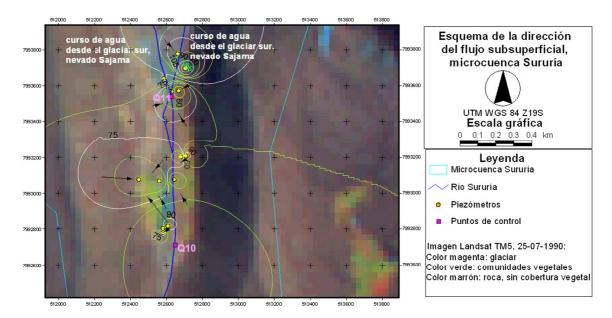


Ilustración 24 Dirección de flujo subsuperficial en la microcuenca Sururía

4.6 Hidrología de los bofedales explicada por las variaciones en los niveles piezométricos

4.6.1 Variaciones cada 30 minutos en los niveles piezométricos

Las variaciones en el nivel del agua a la entrada de los bofedales de las microcuencas Sururía y Jaruma tienen patrones que se repiten anualmente en respuesta a los ciclos de la precipitación (*Ilustración 25* a *Ilustración 27*). En este proceso, es complicado separar el efecto de la precipitación de la contribución del agua de deshielo, por lo cual el análisis se realiza tomando a la cuenca o al bofedal como una unidad homogénea.

Durante los meses sin lluvia en la microcuenca Sururía, la recesión de la curva sugiere que el bofedal en el sector donde está instalado el piezómetro pierde en promedio 155 mm a partir de julio, hasta el inicio de la época de lluvias en diciembre (*llustración 26*). Para interpretar tal relevancia de tal información, para un área unitaria de 1 km² la contribución de la porción de bofedal donde el piezómetro A7B está emplazado es de 155000 m³ de agua en 5 meses, con una contribución a la cuenca a una tasa asumida constante de aproximadamente 12 L/s.

La contribución del bofedal a la cuenca no debe ser constante en toda la extensión del bofedal, tal como demuestran la mediciones realizadas en la microcuenca Jaruma (*Ilustración 27*). Para esta microcuenca la información de dos sensores, el primero aguas arriba del bofedal y el segundo a la salida del bofedal, otorgan información adicional a la capturada por el sensor en la microcuenca Sururía. El piezómetro P4B se encuentra aguas arriba del bofedal, en la zona media de recarga; la respuesta a la ocurrencia de precipitación es muy similar a la observada en el piezómetro A7B de la microcuenca Sururía (ubicado también aguas arriba del bofedal), donde el incremento rápido en los niveles de agua se originan en el estímulo provisto por la precipitación. Por otro lado, la

respuesta a la ocurrencia de lluvia en el piezómetro P9B a la salida del bofedal, es notoriamente menor a la registrada en el piezómetro P4B. Aquel sector a la salida del bofedal de la microcuenca Jaruma es particularmente relevante, porque define un área donde el potencial de almacenamiento es alto y la recesión es lenta. Comparando estas respuestas con las del bofedal Sururía, las mediciones realizadas indican que en la parte media del bofedal Jaruma se pierde una lámina con espesor de 321 mm entre los meses de julio y noviembre de 2013 (antes del inicio de la época de lluvias), lo cual implica un volumen aproximado de 321000 m³ a una tasa de contribución a la cuenca de 124 L/s (tasa asumida constante), mayor a la observada en Sururía. A la salida del bofedal Jaruma, la pérdida es notablemente menor: aproximadamente 6 L/s, como evidencia de que la capacidad regulatoria del bofedal es variable.

Es un hecho conocido que los cambios en los niveles de agua de los piezómetros al inicio de la época de lluvias es resultado de la interacción de los procesos internos de la cuenca; por tal razón, la variabilidad en los niveles de agua tienen relación con la ocurrencia de precipitación, pero las magnitudes del incremento en el nivel del agua en los piezómetros no tienen la magnitud de la precipitación caída en ese punto de la cuenca. Aquella relación precipitación-incremento en el nivel del agua del piezómetro es variable según el sitio donde se analice, como demuestra la *llustración 27*. Aguas arriba del bofedal (entrada del bofedal) se espera que el efecto regulatorio sea menor en relación al efecto que podría identificarse aguas abajo, por lo que el estímulo de la precipitación tiene inmediato efecto. Aguas abajo, el bofedal cumple con su rol regulatorio, manteniendo los niveles con pequeñas variaciones; aquello se observa en Sururía, donde el piezómetro se ubica en un bofedal desarrollado luego de otras formaciones similares, sin embargo tal rol regulatorio es mucho más notorio en Jaruma.

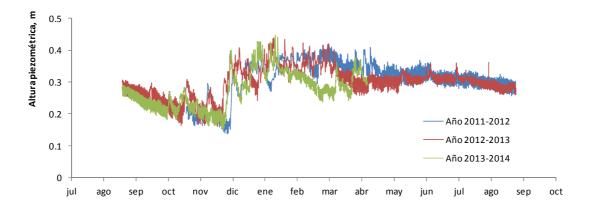


Ilustración 25 Variaciones a intervalos de 15 min en niveles del piezómetro A7B del bofedal de la microcuenca Sururía, para tres años hidrológicos. El nivel de referencia corresponde al nivel del sensor de presión dentro del piezómetro

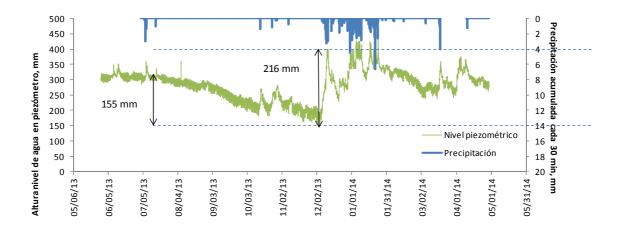


Ilustración 26 Periodo 2013-2014: Precipitación y variaciones de niveles de agua en el piezómétro A7B a intervalos de 30 min en el bofedal de la microcuenca Sururía

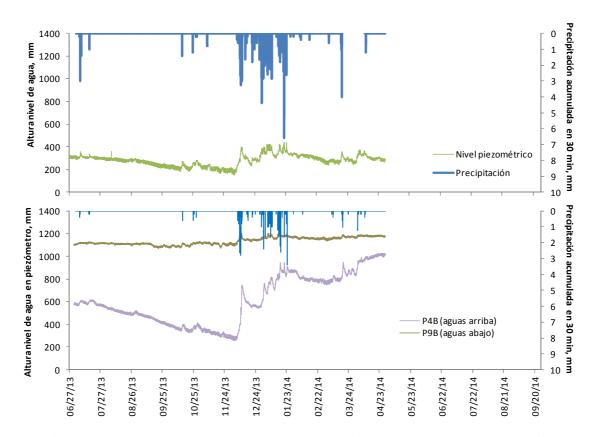


Ilustración 27 Periodo 2013-2014: Precipitación y variaciones piezométricas en las microcuencas Sururía (figura de arriba) y Jaruma (figura de abajo)

4.6.2 Variaciones estacionales en los niveles piezométricos

La capacidad regulatoria de un bofedal es una cualidad demostrada en párrafos precedentes; sin embargo aun quedan aspectos adicionales por inspeccionar relacionados a la variabilidad espacial de la respuesta hídrica en este tipo de cuencas. Para aquello se recurre a la *llustración 28* e *llustración 29*, donde se grafica el ciclo anual de la variabilidad en el almacenamiento de agua en los suelos de la superficie de los bofedales en estudio (hasta 2 m de profundidad). Las ilustraciones se construyen para enfatizar los meses donde se pierde o almacena agua, respecto a la lectura del mes previo.

Comenzando el análisis por la microcuenca Sururía, se observa que las mayores pérdidas de agua en los suelos ocurren entre noviembre y diciembre, en coincidencia con la etapa de mayor radiación solar y las mayores temperaturas. Las pérdida de agua tiene mayor impacto en los piezómetros de control colocados en áreas no cubiertas por bofedales (en las ilustraciones, en línea punteada), en un ciclo que se repite anualmente. En la microcuenca Jaruma se observa un comportamiento similar, donde los meses que registran las mayores contribuciones desde el bofedal hacia la cuenca o el curso fluvial ocurren en diciembre y enero, en coincidencia con la ocurrencia de las mayores precipitaciones del año.

Cuantitativamente, en Sururía las pérdidas ocurren primero en diciembre en los piezómetros del bofedal situado hacia el sur (piezómetros A5B a A9B), en magnitudes que varían en el rango 250 mm a 80 mm; en enero, las pérdidas en la mayoría de los piezómetros de aquel bofedal se reducen, en contraposición a las pérdidas en los piezómetros situados aguas arriba de la cuenca, cerca de los glaciares, donde las magnitudes de pérdida de almacenamiento de agua en las capas de suelo superficiales varía entre 7.2 mm y 1.8 mm. En Jaruma, las pérdidas en diciembre varían en el rango de 498 mm a 324 mm, con las mayores pérdidas aguas arriba de la cuenca; aguas abajo y hacia la salida del bofedal, las pérdidas se reducen al rango 115 mm a 16 mm.

En cuanto a la capacidad de almacenamiento, en la microcuenca Sururía los piezómetros de control tienden a almacenar agua los meses de junio y septiembre, con menores fluctuaciones en los piezómetros dentro del bofedal con respecto a las fluctuaciones en los piezómetros instalados fuera del bofedal. En la microcuenca Jaruma, los suelos tienden a almacenar agua entre junio y septiembre, aunque aquello no es una regla estricta en los piezómetros situados dentro los límites del bofedal. En esta última microcuenca, la fluctuación en los piezómetros de control es igualmente mayor a la registrada en los piezómetros instalados en el bofedal.

Como medio de comparación, el comportamiento en Lagunas y Caripe-Manasaya (*Ilustración 29*) demuestra que es complicado definir tendencias en bofedales desarrollados en regiones abiertas donde no existe una única región de recarga y descarga, donde la topografía de la superficie es descrita por pendientes bajas (Lagunas) o donde la configuración superficial es poco homogénea (existencia de montículos, Caripe-Manasaya).

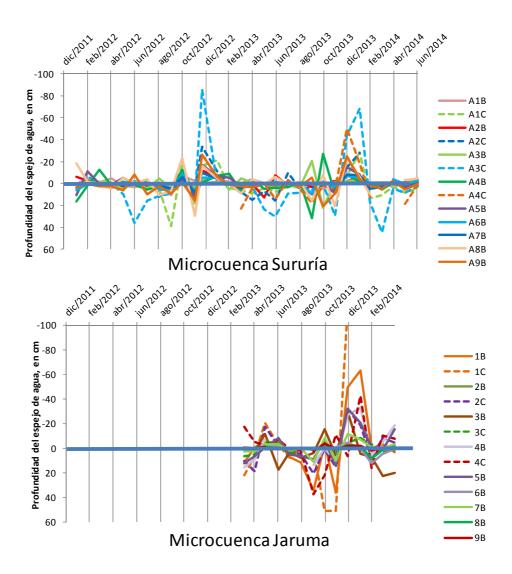


Ilustración 28 Variaciones mensuales de los niveles piezométricos en las microcuencas Sururía y Jaruma. La escala representa pérdidas cuando denota signos negativos y ganancias cuando denota lo contrario

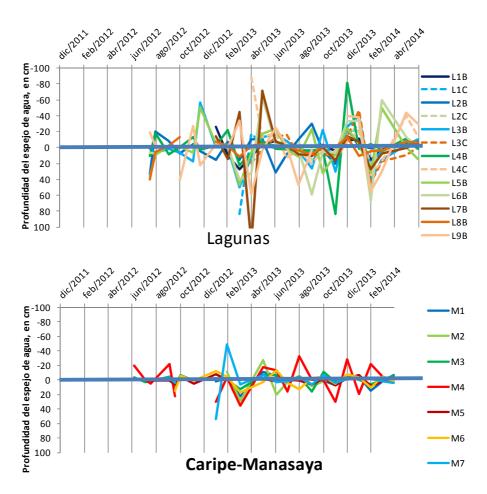


Ilustración 29 Variaciones mensuales de los niveles piezométricos en los sitios de control Lagunas y Caripe-Manasaya. La escala representa pérdidas cuando denota signos negativos y ganancias cuando denota lo contrario

4.7 Mediciones de los lisímetros: pérdidas por recarga de subsuelo y evapotranspiración

Los lisímetros se instalaron bajo dos condiciones de control: suelo descubierto y suelo con cobertura vegetal. No se instalaron lisímetros en sitios donde la vegetación está saturada (bofedal) debido a las dificultades prácticas en su instalación; en su lugar, se instalaron piezómetros para medir las variaciones en los niveles de agua.

Enfocando el análisis a los registros del periodo 2011-2013 (aparentemente los registros del periodo 2013-2014 tienen datos faltantes en diciembre), correspondencia entre la ocurrencia de precipitación y en incremento en la pérdida de agua en los suelos al inicio de la época de lluvias en diciembre. En este proceso, la unidad de respuesta más rápida, en consecuencia la unidad con mayores pérdidas por escorrentía hacia las capas subsuperficiales y por evapotranspiración, corresponde a la del lisímetro instalado en el sustrato sin cobertura vegetal. La respuesta de este

sustrato mantiene la tendencia ascendente de la precipitación en enero, contrario a lo que registran los sustratos con vegetación durante el periodo 2012-2013.

El lisímetro con menor capacidad de retención de agua es el instalado en sustrato de suelo sin cobertura vegetal (mayores pérdidas por escorrentía hacia las capas subsuperficiales y por evapotranspiración). En aquel sustrato de suelo, la capacidad de retención promedio es de 109 mm en el periodo diciembre a enero de 2012 y 20 mm en el periodo febrero a marzo. El lisímetro A1P, instalado en un sustrato con cobertura vegetal, provee el contraste a la información del lisímetro anteriormente mencionado, con capacidad de retención promedio de 132 mm y 34 mm para los periodos diciembre-enero y febrero-marzo, respectivamente. Estos valores son tomados como referenciales en la modelación hidrológica precipitación-escurrimiento, en análisis conjunto con los valores de retención potencial máxima estimados a través del método del CN-SCS.

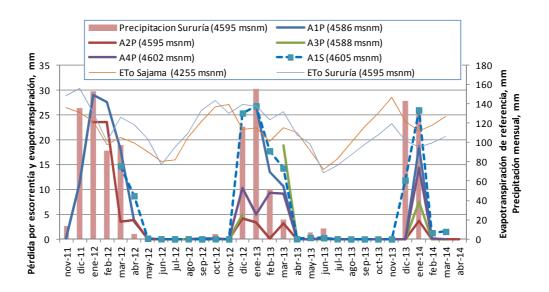


Ilustración 30 Variaciones mensuales de almacenamiento de agua en los lisímetros y variabilidad de la evapotranspiración de referencia. A1P a A4P hacen referencia a los lisímetros en sustrato con vegetación; A1S hace referencia al lisímetro con suelo sin vegetación

4.8 Relaciones precipitación-escurrimiento en la cuenca del río Sajama y las microcuencas Sururía y Jaruma

4.8.1 Calibración del modelo Collick modificado (Soria, 2013)

La calibración del modelo considerando una cuenca con cuatro reservorios horizontales asume que el flujo subsuperficial es primordial en la respuesta hídrica. A través de esta concepción, el modelo alcanza a simular el pico del evento del año 2012-2013 pero no logra simular el ciclo del año 2013-2014. Esta dificultad en describir el segundo año simulado, se explica a través de la calibración del modelo original, en el subtítulo siguiente.

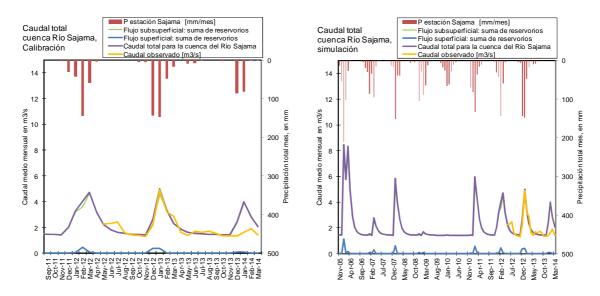


Ilustración 31 Resultado de la calibración del modelo de (Soria & Kazama, 2011). Caudal total es el caudal simulado

4.8.2 Calibración del modelo original (Collick, Easton, Ashagrie, & Biruk, 2009)

La aplicación del modelo original de (Collick, Easton, Ashagrie, & Biruk, 2009) a la cuenca del río Sajama se realizó en tres reservorios horizontales y tres reservorios verticales (Alanoca, 2014), demostrándose alta sensibilidad al parámetro Tmax, equivalente al parámetro S_{Tmax} en la aplicación de (Soria, 2013). Tal sensibilidad se observa en la modificación de la magnitud del pico del hidrograma. El coeficiente de escurrimiento se calibró para el reservorio 2, situado en el rango altitudinal intermedio, caracterizado por la presencia de bofedales al pie de los nevados, pajonales, arbustos y especies arbóreas. En este reservorio se consideraron los datos de la estación meteorológica Comisario. El coeficiente de escurrimiento se calibró bajo la lógica de que esta zona presenta pendientes que dan lugar a que el escurrimiento superficial sea mayor a la percolación en una proporción de 7:3; como resultado, se asignó un coeficiente de escorrentía de 0.3. Para el reservorio 1, el coeficiente de escurrimiento calculado es de 0.2, en función al excedente de agua y a su vez de la precipitación evapotranspiración de referencia.

En los resultados, el reservorio 1 no se presentaba escurrimiento superficial, lo cual no coincidía con las observaciones. Para corregir este aparente error se adicionó un reservorio vertical que aporta flujo sub superficial de manera permanente, tomando como referencia de calibración el caudal base del rio Sajama.

Para calibrar los cálculos de la oferta de agua, se compararon las magnitudes de los picos de los hidrogramas simulado y observado, durante el periodo hidrológico julio 2012 a mayo 2013. Para la validación del modelo mediante los datos del último periodo de monitoreo (2013-2014), se utilizó un ajuste en el coeficiente de recesión. En los resultados presentados en la , el criterio de Nash (Nash & Sutcliffe, 1970) indica un valor de 0.85, sugiriendo que los resultados son aceptables.

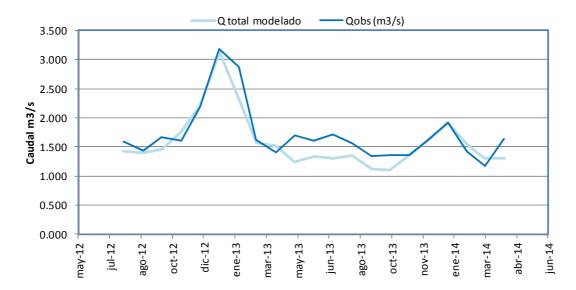


Ilustración 32 Resultado de la calibración del modelo de (Collick, Easton, Ashagrie, & Biruk, 2009). La gráfica es producto de una de las pasantías del proyecto (Alanoca, 2014). Qobs es el caudal observado, mientras que Q modelado es el caudal simulado por el modelo

Este modelo (Alanoca, 2014) tiene una pequeña desventaja frente al modelo modificado (Soria & Kazama, 2011), porque no considera un enfoque general para estimar los coeficientes de recesión de manera semiautomática en función a curvas de recesión tipo (Martinec, Rango, & Roberts, 2008). Este enfoque demandó la introducción de coeficientes de recesión diferentes para cada ciclo. Aquello es plenamente justificable dada la diferente respuesta entre los ciclos medidos el año 2012-2013 versus 2013-2014, lo cual aparentemente fue la razón para el fracaso en la calibración del modelo de (Soria & Kazama, 2011). La consecuencia es directa cuando se utiliza el modelo en la predicción de eventos futuros, porque implica que según el tipo de año, húmedo o seco, se deberá considerar parámetros particulares para su modelación. Aquello no es deseable desde una perspectiva práctica; sin embargo, parece ser la única solución al problema.

4.8.3 Calibración del modelo para simular la respuesta hídrica de las microcuencas Sururía y Jaruma

La respuesta de la microcuenca Sururía se explica comparando la respuesta real de la microcuenca con la respuesta simulada para una cuenca donde se asume la no existencia de influencia glaciar ni existencia de reservorios que regulen la respuesta hídrica de la cuenca (e.g., bofedales). Para simular el esquema ficticio donde se asume correlación entre la precipitación y el caudal a la salida la cuenca, se consideraron los factores climáticos medidos por la estación Aychuta (microcuenca Sururía) y la calibración se realiza al pico y la porción que define la subida del hidrograma. La comparación se presenta en la *llustración 33*. En el esquema verdadero, en un acápite anterior se observó una clara relación existente entre las variaciones en el nivel de los piezómetros y la precipitación, para el caso de Sururía. Sin embargo, al estudiar los caudales medidos en esta microcuenca dominada por el deshielo de un glaciar se observa que en este tipo de sistemas, es

posible definir las magnitudes de los picos lo mismo que la curva del hidrograma que define el inicio de la escorrentía, porque éstos y la precipitación están adecuadamente relacionados; sin embargo, es complicado definir a través del modelo, la rapidez con la cual responde el hidrograma. Es posible que este último aspecto esté relacionado con que los caudales utilizados para calibrar el modelo corresponden a valores instantáneos en lugar de valores medios mensuales. Aparte de este aspecto, se define que la principal diferencia entre las respuestas del sistema ficticio y el de la microcuenca Sururía es el tipo de recesión, de aproximadamente 12 meses de duración (enero a diciembre) para el caso de la microcuenca Sururía.

Se siguió el mismo enfoque para explicar la relación entre la precipitación y el escurrimiento en la microcuenca Jaruma. La *llustración 34* compara la respuesta real medida a la salida de la cuenca, *i.e.*, a la salida del bofedal Jaruma, con una respuesta simulada de una cuenca donde se asume que no existen ni glaciares ni bofedales. La cuenca ficticia presenta relación entre la ocurrencia del pico del hidrograma con el pico de la lluvia registrada, mientras que la cuenca real presenta las siguientes particularidades: i) el pico del hidrograma a la salida del bofedal llega un mes después del mes más lluvioso, tanto aguas arriba como aguas abajo del bofedal, aspecto complicado de representar en un modelo matemático de balance que no contiene conceptos de tránsito de embalses; ii) las fluctuaciones observadas a la salida del bofedal son complejas de modelar a través de un esquema precipitación-escurrimiento, al responder a regímenes internos del bofedal. iii) A medida que el curso avanza aguas abajo y que la cuenca crece en magnitud, la influencia de los reservorios es menor y se atenúa el retraso en el pico del hidrograma.

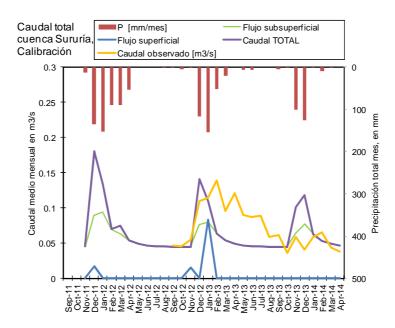


Ilustración 33 Resultado de la simulación en la microcuenca Sururía. Caudal total se refiere al caudal simulado

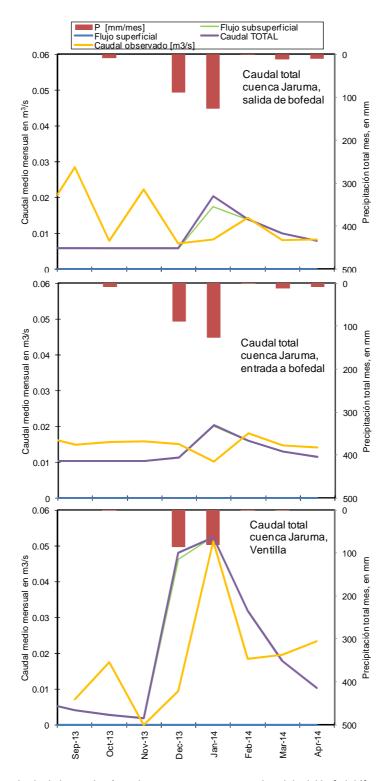


Ilustración 34 Resultado de la simulación en la microcuenca Jaruma, a la salida del bofedal (figura de arriba) y a la entrada del bofedal (figura de abajo). Caudal total se refiere al caudal simulado

5. CONCLUSIONES, RECOMENDACIONES

El estudio de las respuestas en cuencas hídricas es un tema amplio, interesante y relevante desde varias perspectivas. En el presente documento se describe relaciones e interrelaciones internas en un sistema natural de una manera útil y entendible tanto para un científico, para un ingeniero, un estudiante universitario como para un técnico multidisciplinario. El carácter inédito del estudio proporciona los medios para aquello. Como muestra de la relevancia de este trabajo está el esfuerzo realizado desde el año 2012 en el monitoreo y levantamiento de información básica en campo, hasta el desarrollo de herramientas matemáticas simples mediante involucramiento de un número amplio de tesistas de pregrado, posgrado y el apoyo altamente valorable de un número igualmente ponderable de pasantes (dos de las cuales son directas responsables de los productos aquí presentados). Los breves talleres de capacitación organizados a personal del Parque Nacional Sajama alrededor de esta temática, son también producto del esfuerzo invertido en este emprendimiento. En temas técnicos existen varios hechos a destacar, los cuales, debido a la magnitud del conocimiento generado, se describen de manera resumida a continuación.

- Es notoria la amplia variación en la respuesta monitoreada entre los años 2012-2014 a la salida de la cuenca del río Sajama. El primer año de monitoreo los caudales correspondieron a un año normal, a juzgar por la comparación entre las magnitudes de precipitación medidas en años previos. Por otro lado, el régimen observado el año 2013-2014 sugiere que las condiciones fueron secas, con caudales de aproximadamente 59% del registro del año previo. En cifras, los caudales medios mensuales pico de un año promedio en el río Sajama alcanzan los 5 m³/s, mientras que los de un año seco alcanzan los 2 m³/s. En términos productivos y de aprovechamiento, este dato es importante.
- Desde la perspectiva de la modelación matemática, las amplias diferencias entre un año seco y uno húmedo demanda la consideración de parámetros específicos a ambas condiciones. La desventaja práctica derivada de este comportamiento, implica que el rango de incertidumbre en predicciones futuras es amplio porque no existen parámetros tipo que puedan reproducir con el mismo éxito los años secos y los años húmedos de manera simultánea. Como recomendación, se sugiere que al realizar predicciones, se realicen simulaciones tanto para años secos como para años húmedos. De este modo se recomienda definir rangos de incertidumbre del comportamiento de la cuenca como guía al usuario final.
- A escala de microcuenca, Sururía tiene un régimen distinto al de la cuenca del río Sajama, tal como se esperaba. En la primera, durante los dos años de monitoreo se observó que al tener un área pequeña (aproximadamente 9 km²), a escala horaria la respuesta al estímulo de la precipitación es rápida al igual que la recesión, mientras que a escalas menores (escala mensual), la recesión es lenta y dura en promedio 12 meses (desde enero hasta diciembre), debido al constante aporte del derretimiento glaciar al curso principal de la cuenca. Desde la perspectiva matemática clásica de la modelación precipitación-escurrimiento, será posible reproducir la magnitud de los picos y la pendiente ascendente del hidrograma y no así la fase de recesión.

- La microcuenca Jaruma es un sitio escogido para estudiar la relevancia de un bofedal en la regulación hídrica de la cuenca, aislando el componente glaciar presente en la microcuenca Aychuta. En este sitio, aparte de las conclusiones derivadas de la inaplicabilidad de un modelo de balance hídrico que no considere la microtopografía como parámetro específico para definir el efecto del tránsito de la onda, los resultados más interesantes son proporcionados por la información recopilada a través de los sensores instalados en piezómetros a la entrada y salida del bofedal. Las fluctuaciones registradas aguas arriba del bofedal son notoriamente más amplias que las correspondientes registradas aguas abajo del bofedal, por efecto del rol regulatorio de la masa de suelo saturada. En cifras, los rangos correspondientes son de 0.77 m contra 0.16 m, respectivamente. Tal efecto regulatorio es por demás interesante; sin embargo, considerando que el piezómetro aguas arriba se encuentra en la parte media del bofedal y no así en la entrada, deja una pregunta sin respuesta: ¿cuál es la distancia o cuáles son las condiciones de desarrollo del bofedal que dan lugar a que el mismo actúe como regulador de la respuesta hídrica?, o en otras palabras, cómo debe estar compuesto un bofedal para transformar la curva de fluctuaciones del piezómetro P4B en la curva del piezómetro P9B. La respuesta a tal cuestionante es importante en ingeniería de humedales, debido a que, entre otras razones, es importante conocer estas cifras de referencia para dimensionar el tamaño mínimo y la composición vertical que debe tener un humedal para regular las entradas bajo las características deseadas.
- La respuesta parcial al comportamiento descrito en los puntos precedentes la otorga la información recopilada por el levantamiento geofísico. El estudio realizado identificó material expansivo con potencial de actuar como un capa impermeable únicamente en un sector del bofedal en la parte central de la microcuenca Sururia, con un espesor aproximado de 0.6 m a 1.9 m, hacia la ladera oeste; tal potencial de almacenamiento de agua en la superficie es evidenciable en sitio y a través de las imágenes de satélite disponibles. Aquellas propiedades no son comunes, puesto que la configuración general de los perfiles litológicos en la microcuenca Sururí está compuesta por arenas limosas con profundidades hasta 2 m en promedio, arenas limosas en capas de 4 m en promedio, y capas de gravas y cantos por debajo de los suelos mencionados, en estado de saturación, con propiedades poco favorables para el almacenamiento de agua. En el estudio en la microcuenca Jaruma, aunque no se encontraron suelos con contenido de arcilla, se evidenció la presencia de suelos limosos (limo arenoso, arenas con limos saturados) con conductividad hidráulica relativamente baja, desarrollados en la superficie del bofedal en espesores entre 4.1 m en el sector aguas arriba del bofedal y 0.3 en la parte media y en el sector aguas abajo. En la parte media del bofedal Jaruma, hacia las laderas sur y norte (no en la parte central, por donde fluye el curso de aguas superficial de mayor caudal), se encontraron suelos limo arenosos saturados debajo de capas de arenas y gravas saturadas, a profundidades de 5.6 y 6.7 m. Por debajo de estas capas, la característica que diferencia el perfil de Jaruma con el de Sururía es la presencia de roca ígnea de distinta composición, meteorizada y fracturada, con potencial de almacenamiento variable.
- En referencia al clima futuro y sus posibles implicaciones, no se encontraron patrones de comportamiento en la precipitación que permitan realizar inferencias. Por otro lado, la predicción

de la tendencia futura de la temperatura del aire contempla menor incertidumbre, al sugerir y confirmar predicciones globales que sugieren una tendencia al incremento. En cifras, la temperatura del aire predicha traducida en evapotranspiración de referencia sugiere que se debe esperar al menos un incremento de 10% en los registros. Las implicaciones desde una perspectiva agroclimática han sido señalados en varias publicaciones, algunas específicamente desarrolladas para el presente área de estudio (García, 2012), señalando entre otros, que el incremento en las temperaturas mínimas podrían tener impactos en las costumbres agrarias locales. Desde una perspectiva hídrica las implicaciones son también relevantes, debido a que al estar el estudio situado en una zona semi árida, la sensibilidad del sistema es alta a cambios en cualquiera de las dos variables principales (precipitación y evapotranspiración). Para ilustrar el problema, los modelos matemáticos considerados para la simulación del balance hídrico sugieren que para la cuenca del río Sajama, asumiendo precipitación sin cambio en el futuro, el incremento de 10% en la evapotranspiración mensual únicamente en la parte baja de la cuenca (elevaciones menores a los 4500 msnm) implicaría una reducción en los picos en magnitudes de por lo menos 0.5 L/s/km² (media mensual). Estas cifras podrían variar según el sitio, por lo que no dejan de ser complejas de analizar.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado por Agua Sustentable-La Paz, bajo el financiamiento de COSUDE. En el proceso se agradece el apoyo del personal administrativo y técnico de Agua Sustentable. La colaboración del SENAMHI al brindar los datos para el análisis, fue igualmente valioso. También se agradece la colaboración del consultor Horacio Lorini como supervisor de la presente consultoría, el valioso aporte técnico de las pasantes Vilma Alanoca y Viviana Apaza, en la interpretación de la evolución futura del clima, uso del LARS-WG, interpretación de salidas y procesamiento de los datos, el monitoreo de las variables hidro climáticas en sitio, pre procesamiento de la información en gabinete y su colaboración en el procesamiento e interpretación de las salidas del modelo de balance hídrico en las subcuencas de la cuenca del río Sajama. El apoyo de Víctor Mamani en el monitoreo y logística del proyecto es igualmente valorado y agradecido.

7. REFERENCIAS CONSULTADAS

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.

Alanoca, V. (2014). Estudio de relaciones precipitación - escurrimiento en las cuencas de los ríos Sajama (Puente río Sajama), Pisirrata, Taypijahuira y Juntuma. La Paz: Agua Sustentable.

Bennet, G. (1987). *Introduccion a la hidráulica de aguas subterraneas : un texto programado para auto-enseñanza.* Washington: U.S Government Printing Office.

Chow, V., Maidment, d., & Mays, L. (1998). Hidrología aplicada. Nueva York: McGraw hill.

Collick, A., Easton, Z., Ashagrie, T., & Biruk, B. (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*. La Paz: Universidad Mayor de San Andrés.

Elosegi, A., & Butturini, A. (2009). El transporte de los materiales disueltos y particulados. En A. Elosegi, & S. Sabater, *Conceptos y técnicas en ecología fluvial* (págs. 85-96). Bilbao: Fundación BBVA.

Freeze, A., & Cherry, J. (1979). Groundwater. New York: Prentice Hall Inc.

Galarza, I. (2004). *Geología y petrología del volcán Sajama - Tesis de grado*. La Paz: Universidad Mayor de San Andrés.

García, M. (2012). Consultoría de downscalling climático - Proyecto Sajama. La Paz: Agua Sustentable.

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

Kottegoda, N., & Rosso, R. (1997). *Estadística, probabilidad y verosimilitud para ingenieros civiles y ambientales.* Nueva York: Mc Graw Hill.

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

Martinec, J., Rango, A., & Roberts, R. (2008). *Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual.* New Mexico: New Mexico State University.

Maya. (2014). Estudio geofísico, sondeos eléctricos verticales en los bofedales de las microcuencas Sururía y Jaruma. La Paz: Agua Sustentable.

Mora, R. (1998). Propiedades físicas, hidráulicas y mecánicas de suelos de origen volcánico en sitios seleccionados del Valle Central, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 19: 81-98.

Nash, J., & Sutcliffe, J. (1970). River flow forecasting through conceptual models: Part 1 – A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10: 282–290.

ORSTOM. (1972). Utilización del programa VECREG. Paris: ORSTOM.

Peralta, L. A., Infante, D., & Moreno-Casasola, P. (2009). Construcción e instalación de piezómetros. En P. Moreno-Casasola, & B. Warner, *Brevario para describir y observar humedales* (págs. 17-29). Veracruz: Instituto de ecología A.C.

Semenov, M., & Barrow, E. (2002). *Manual version 3. LARS-WG A Stochastic Weather Generator* for Use in Climate Impact Studies. Saskatchewan.

Singh, V. (1995). *Computer Models of Watershed Hydrology*. Baton Rouge, LA: Water Resources Publications.

Soliz, H. (2011). *Hidrogeología del bofedal del Nevado Illimani - Tesis de posgrado.* Sucre: Universidad Mayor Real Pontificia de San Francisco Xavier de Chuquisaca.

Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., y otros. (2007). *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press.

Soria, F. (2012). Estudio hidrológico de los potenciales impactos del cambio climático en la oferta de agua en microuencas seleccionadas situadas en el Parque Nacional Sajama. La Paz: Agua Sustentable.

Soria, F. (2013). Monitoreo hidrológico para el estudio preliminar de relaciones precipitaciónescurrimiento en microcuencas con presencia de bofedales, en la Coordillera Occidental de los Andes, Bolivia. La Paz: Agua Sustentable.

Soria, F. (2013). Relaciones precipitación-escurrimiento en la cuenca del Río Sajama (punto de control en el Puente Río Sajama) y mapa para orientar el uso y aprovechamiento de los recursos hídricos. La Paz: Agua Sustentable.

Soria, F. (2013). *Tendencias climáticas (tiempo presente) en la cuenca del río Sajama - Informe de avance.* La Paz: Agua Sustentable.

Soria, F. (2014). *Tendencias del clima presente y posibles tendencias del clima futuro en la cuenca del río Sajama*. La Paz: Agua Sustentable.

Soria, F., & Kazama, S. (2010). Evaluation of the effects of an El Niño event on glacier melting rate. *Annual Journal of Hydraulic Engineering*, JSCE 54.

Soria, F., & Kazama, S. (2011). Uncertainty analysis of water balance downstream the Cordillera Real in Bolivia. *Tohoku Shibu Conference, Sendai*. Sendai: Japanese Society of Civil Engineering.

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

UNESCO, O. d. (1982). Guía Metodológica para la Elaboración del Balance Hídrico de América del Sur. Grupo de Trabajo Regional para la elaboración de la Metodología para un eventual Balance Hídrico de América del Sur. Montevideo: ROSTLAC (UNESCO).

Villegas, R. (2013). Estudio hidrogeológico del bofedal Huaychuta en el volcán Sajama - Tesis de grado. La Paz: Universidad Mayor de San Andrés.

WMO, O. M. (2011). Guía a prácticas climatológicas - WMO No. 100. Ginebra: WMO.

Yu, C., Loureiro, C., Cheng, L., & Jones, Y. (1993). *Data collection handbook to support modelling impacts of radioactive material in soil*. Argonne: Environmental Assessment and Information Sciences Division.