

Recesión de glaciares y recursos hídricos en la Cordillera Blanca de El Perú

Michel BARAER,¹ Bryan G. MARK,² Jeffrey M. McKENZIE,¹ Thomas CONDOM,³
Jeffrey BURY,⁴ Kyung-In HUH,² Cesar PORTOCARRERO,⁵ Jesús GÓMEZ,⁵
Sarah RATHAY¹

¹*Department of Earth and Planetary Sciences, McGill University, Montréal, Quebec, Canada*
E-mail: michel.baraer@mail.mcgill.ca

²*Department of Geography, The Ohio State University, Columbus, OH, USA*

³*Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Miraflores, Peru*

⁴*Department of Environmental Studies, University of California, Santa Cruz, CA, USA*

⁵*Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos, Autoridad Nacional del Agua (ANA), Distrito de Independencia, Huaraz, Peru*

ABSTRACT. Los glaciares tropicales de la Cordillera Blanca, El Perú, están retrocediendo rápidamente, lo que resulta en complejos impactos sobre la hidrología de la cuenca alta del Río Santa. El efecto de este retroceso sobre los recursos hídricos es evaluado analizando series de tiempo históricas y recientes de descarga diaria en nueve puntos de medición. La significancia estadística de las tendencias en tres parámetros del hidrograma fue evaluada usando el test no paramétrico de Mann-Kendall. Los resultados son interpretados usando series de tiempo sintéticas generadas con un modelo hidrológico que calcula los hidrogramas basado en secuencias de retroceso glacial. Los resultados sugieren que siete de las nueve cuencas estudiadas probablemente han sobrepasado un punto de transición crítico, exhibiendo un declive en la descarga de la estación seca actual. Los resultados también sugieren que una vez que los glaciares desaparezcan completamente, la descarga anual será entre un 2 a 30% menor que aquélla del presente, dependiendo de la cuenca. La influencia del retroceso en la descarga será más pronunciada durante la estación seca que en otros períodos del año. En La Balsa, que mide la descarga de la cuenca alta del Río Santa, el retroceso glacial podría guiar a una reducción de un 30% en la descarga promedio de la estación seca.

1. INTRODUCCIÓN

Se espera que el retroceso de los glaciares de montaña en respuesta al actual cambio climático tenga un impacto mayor en los ambientes alpinos (Huss y otros, 2010). Muchos estudios predicen detrimento social, ecológico e impactos económicos debido a los cambios hidrológicos relacionados con el retroceso de glaciares (Braun y otros, 2000; Jansson y otros, 2003; Hannah y otros, 2007; Vergara y otros, 2007; Brown y otros, 2010; Kistin y otros, 2010; Uehlinger y otros, 2010). En la Cordillera Blanca de El Perú, estudios de la relación sociedad y naturaleza han mostrado que en el contexto de un incremento de la población regional, la vulnerabilidad de la sociedad andina está enlazada directamente a la disponibilidad de agua (Mark y otros, 2010; Bury y otros, 2011). Sin embargo, la evaluación de la influencia del escurrimiento derivado de la fusión de hielo sobre el caudal de grandes cuencas asociado a diferentes ambientes se mantiene como un desafío científico importante (Milner y otros, 2009; Kaser y otros, 2010). Este desafío es a menudo amplificado por las dificultades logísticas para la obtención de mediciones de largo plazo como aquellas que se encuentran en ambientes tropicales de altura (Hofer y otros, 2010).

En condiciones de retroceso continuo, los glaciares generan un transitorio incremento del escurrimiento a medida que ellos pierden masa (Mark y McKenzie, 2007). Este incremento es limitado en el tiempo, ya que la cantidad de agua congelada almacenada en los glaciares se reduce (Mark y otros, 2005). Como consecuencia, la reducción en el

volumen de hielo producirá un incremento significativo en el escurrimiento anual durante el curso de algunas décadas, seguido por un decrecimiento en el escurrimiento (Huss y otros, 2008). Esta tendencia será incluso más pronunciada durante la estación de flujo bajo, el período del año cuando la relativa contribución del agua de fusión de glaciares alcanza su máximo (Stahl y Moore, 2006; Nolin y otros, 2010). La variabilidad interanual del escurrimiento en una cuenca de montaña con glaciares es moderada por la interacción de la temperatura y la precipitación (Collins y Taylor, 1990). Este efecto amortiguador es máximo en cuencas que tienen una cobertura glacial moderada, mientras que la variación en escurrimiento es máxima tanto en cuencas con gran cobertura de glaciares como en aquellas sin cobertura. Por ejemplo, Hagg y Braun (2005) sugieren que el mínimo de variación interanual se encuentra en un porcentaje entre 20% a 50% de área cubierta por glaciares.

Los glaciares, vulnerables a las proyecciones de calentamiento futuro, amortiguan el caudal derivado de la precipitación estacional (Bradley y otros, 2006; Vuille y otros, 2008a). Kaser y otros (2003) describen la respuesta de los glaciares de la Cordillera Blanca a fluctuaciones climáticas recientes en base a un exhaustivo análisis del balance de masa de glaciares basado en caudal y datos de precipitación. El uso de observaciones hidrológicas históricas para modelamiento predictivo no ha llevado siempre a conclusiones consistentes en relación a la contribución futura de agua de fusión glacial a la escurrimiento. Por ejemplo, Juen y otros (2007) y Vuille y otros (2008b) mostraron que la reducción del tamaño de glaciares guiaba

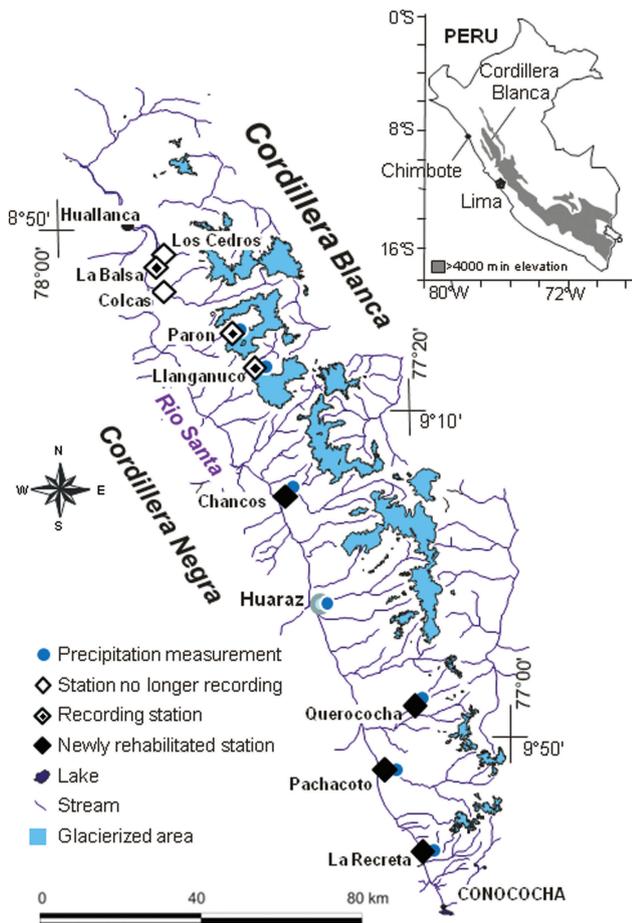


Fig. 1. La Cordillera Blanca, localización de los registros de precipitación (círculos) y localización de las mediciones de caudal (cuadrados) considerados para este estudio.

a una disminución del volumen de fusión glacial. Esta disminución es compensada por un incremento en el escurrimiento directo. Así, el caudal anual permanece prácticamente sin cambios, pero la estacionalidad es considerablemente amplificada. Por otro lado, otros estudios sugieren que el suministro de agua mostrará su máximo después de varias décadas de un continuo incremento como resultado de la pérdida neta de glaciares, seguido por un decrecimiento abrupto (Pouyaud y otros, 2005).

En este contexto, predicciones precisas tanto de capacidad de adaptación social como de disponibilidad de recurso hídrico requieren mediciones permanentes y más evaluación cuantitativa del retroceso de glaciares a la escala de cuencas.

El objetivo de este estudio es evaluar la influencia de la recesión de glaciares en el régimen hidrológico para diferentes cuencas en la Cordillera Blanca. En particular, se persigue evaluar el impacto del retroceso de glaciares en los cambios en las tendencias históricas de las características del caudal a la escala de cuenca. Para lograr estos objetivos, se aplicó el método de Mann-Kendall para analizar las tendencias de los registros históricos diarios de caudal promedio en nueve cuencas con cobertura de glaciares. Aquí se presenta un nuevo modelo de balance hídrico que sintetiza hidrogramas para diferentes parámetros de la cuenca y escenarios de retroceso glacial. Este modelo, validado con las tendencias históricas registradas en estudios de campo, permiten refinar las curvas teóricas de la influencia del retroceso glacial sobre el régimen

hidrológico y anticipar de qué manera estos regímenes continuarán cambiando en el futuro.

2. SITIO DE ESTUDIO

La cuenca alta del Río Santa en el norte de El Perú captura el escurrimiento proveniente de la Cordillera Negra hacia el Oeste, con un clima seco y sin glaciares (Mark y McKenzie, 2007; Suarez y otros, 2008), y la Cordillera Blanca hacia el Este, que recibe más precipitación y corresponde a la cadena montañosa tropical con más cobertura glacial en el planeta. La cobertura glacial de la Cordillera Blanca ha disminuido desde 800–850 km² en 1930 a un poco menos de 600km² al final del siglo XX (Georges, 2004). La mayoría de los glaciares terminan en cuencas drenadas por el Río Santa hacia el Océano Pacífico (Fig. 1). En el Río Santa el agua de fusión provee 10–20% de la descarga total anual, y puede exceder el 40% en la estación seca (Mark y Seltzer, 2003). La región tiene una fuerte estacionalidad de la precipitación, lo que es típico de los trópicos externos donde más del 80% de la precipitación cae entre Octubre y Abril, y durante invierno austral casi no recibe precipitación. Además la temperatura promedio anual es menos variable que la temperatura diaria. La ablación glacial ocurre continuamente a través del año, aunque la sublimación reduce en alguna medida la tasa de fusión durante la estación seca. La acumulación, por otra parte, ocurre durante la estación húmeda y sólo en las zonas más altas de los glaciares (Kaser y otros, 2003).

La planta de generación hidroeléctrica del Cañón del Pato, con 50MW, localizada en Huallanca en el Río Santa, define la descarga de una cuenca de 5000km² que captura el escurrimiento de la mayoría de los valles que contienen glaciares en la Cordillera Blanca. Desde que la represa fue puesta en operación el escurrimiento de la cuenca ha sido monitoreado cuidadosamente. Como resultado, muchos de los tributarios de las cuencas con glaciares fueron equipadas con fluviómetros y pluviómetros desde la década de 1950. Lamentablemente, esta red desapareció al final del siglo XX a la par con las reformas que privatizaron la generación hidroeléctrica (Carey, 2010) Para el comienzo del siglo XXI, sólo tres de las estaciones fluviométricas – La Balsa (situada justo aguas arriba de la planta hidroeléctrica) Parón y Llanganuco – continuaron en operación o fueron reactivadas después de algunos años de interrupción.

3. METODOLOGÍA

3.1. Chequeo y adquisición de datos

En el año 2008, la Ohio State University, la McGill University, el Instituto Francés de Investigación para el Desarrollo (IRD por sus siglas en francés) y la Unidad de Glaciología de la Autoridad Nacional del Agua (ANA) de El Perú, iniciaron un proyecto conjunto para mejorar la red de registro de caudales en toda la Cordillera Blanca. De un total de trece estaciones puestas en operación en los años 2008 – 2009, cinco de ellas eran parte de la red de medición histórica (Fig. 1): Chancos, La Requeta, Pachacoto, Querococha y Miraflores (esta última no fue usada en este estudio).

Las estaciones presentadas en este estudio están equipadas con dos transductores de presión modelo Solinst 3001 Levellogger series. Un transductor es instalado dentro del agua a una profundidad que asegura inmersión constante, y

Tabla 1. Descripción de los puntos de medición de descarga, cuencas de drenaje, series de tiempo de descarga y las interpolaciones realizadas. ‘Número de años disponible’ es el número de años con registros que fueron utilizados para el control de calidad. Los números en paréntesis corresponden al número de años con dato para las estaciones rehabilitadas.

Estación	Río	Área de la cuenca km ²	Período de registro	Número de años disponible	Número de años seleccionados	Número de años con interpolaciones	Interpolación lineal %	Interpolación polinomial %
Chancos	Marcara	221	1953–2009	48 (1)	40	22	2.0	4.6
Colcas	Colcas	237	1954–99	46	37	15	1.5	4.2
La Balsa	Río Santa	4768	1954–2008	55	50	21	1.13	3.2
La Recreta	Río Santa	297	1952–2009	48 (2)	41	10	0	1.4
Llanganuco	Llanganuco	85	1954–2009	55 (1)	44	31	1.4	7.4
Los Cedros	Los Cedros	114	1952–99	48	41	16	1.1	3.9
Pachacoto	Pachacoto	194	1953–2009	46 (2)	41	22	0.4	2.4
Parón	Parón	49	1953–2009	43	30	13	1.0	3.2
Querococha	Querococha	62	1953–2009	47 (1)	43	19	0.8	3.0

un segundo transductor es colocado sobre el nivel máximo de agua para medir presión atmosférica. El nivel de agua es calculado al substrar la presión atmosférica de la presión total medida por el transductor sumergido. Ambos sensores registran la presión en sincronía a intervalos de quince minutos; para el propósito de este estudio, el promedio diario de los registros es utilizado. Los niveles de agua son convertidos a caudal usando técnicas hidrológicas estándar (Dingman, 2002).

Además de los nuevos datos de caudal, una base de datos de caudal histórico fue analizada, la cual comienza en 1952 e incluye diecisiete estaciones. Las series de tiempo fueron sometidas a un control de calidad para evitar errores de interpretación. Ciertas porciones de cada registro fueron desechadas cuando descensos, ascensos o plateau sospechosos fueron observados. Data faltante y registros interrumpidos fueron evaluados para aplicar técnicas de interpolación con el objetivo de evitar pérdida de datos como consecuencia del rechazo categórico de años con vacíos. Al mismo tiempo, para evitar el relleno inapropiado de datos faltantes, los siguientes criterios fueron aplicados: (1) vacíos de menos de siete días fueron sistemáticamente rellenos usando interpolación lineal entre los dos puntos que delimitaban el vacío; (2) para vacíos mayores a siete días, se tomó una decisión caso a caso, entre el uso de interpolación lineal o polinomial, tomando en cuenta que no hubiera riesgo de corromper la serie de tiempo; (3) los años que siguieron presentando vacíos de datos fueron sistemáticamente rechazados; (4) series de tiempo en las cuales más de doce años fueron rechazados, no fueron considerados finalmente en este estudio. De las diecisiete estaciones, sólo nueve fueron encontradas adecuadas para la realización de un análisis de tendencia. Alrededor de 6000 (menos del 5%) de los 132.000 registros de caudal diario, fueron derivados desde la interpolación (Tabla 1). Un total de 66 años de datos fueron rechazados debido a potenciales problemas en su calidad. A pesar de los esfuerzos y el gran rechazo hecho durante la etapa de chequeo de datos, todavía es posible que la calidad de los datos haya sido afectada por el procedimiento de interpolación. Este riesgo, característico de estudios que usan datos históricos, tiene que ser considerado cuando se interpretan los resultados de este estudio; aunque siguiendo este estricto criterio presentado, estos problemas deberían ser mínimos.

Dentro de la base de datos histórica, la estación Parón es un caso especial. Para mediados de la década de 1980, después de varios años de aplicación de ingeniería civil, el nivel del Lago Parón fue regulado por un túnel de drenaje. Por lo tanto, aunque la descarga es monitoreada continuamente en el exutorio de este lago, su uso era inapropiado para los propósitos del presente estudio.

Los registros de precipitación originalmente incluían 36 series de tiempo, siendo la más antigua una que comienza en 1940; mientras que la más nueva finaliza a principio de la década del año 2000. Como la calidad de los datos originales difería entre lugar y lugar, siete registros fueron seleccionados para una serie de tiempo reconstruida que cubre el período 1954–99 (Pouyaud y otros, 2005). En el presente estudio se han usado estas siete series de tiempo (Parón, Llanganuco, Chancos, Huaraz, Querococha, Pachacoto y La Recreta) para estudiar los registros de precipitación de la Cordillera Blanca (Fig. 1).

3.2 Análisis de tendencia

El impacto del retroceso de glaciares en cuencas grandes y medianas incluye cambios en el caudal anual, caudal de la estación seca y la variabilidad del flujo (ej. Braun y otros, 2000; Jansson y otros, 2003; Barnett y otros, 2005; Hagg y Braun, 2005; Stahl y Moore, 2006; Collins, 2008; Moore y otros, 2009). Por lo tanto, cuando hay un retroceso glacial sostenido debería ser posible cuantificar la influencia de este retroceso sobre la hidrología de la cuenca mediante la identificación de las tendencias de las características de la descarga.

En el presente estudio, tres características de la descarga fueron usadas para cuantificar el cambio: (1) caudal medio anual, Q ; (2) caudal de la estación seca; (3) el coeficiente de variación anual de la descarga diaria, C_v . Como la extensión de la estación seca puede variar ligeramente entre un año y otro, se usaron dos valores para la descarga de la estación seca: el promedio de la estación seca Q_d , y el promedio del caudal más bajo durante diez días consecutivos para un año determinado, Q_{min} . Q_d fue calculado promediando la descarga diaria entre Julio y Agosto, los meses del caudal más bajo en La Balsa.

El test no paramétrico y de distribución libre Mann-Kendall (Mann, 1945) fue utilizado para identificar tendencias significativas, evolución significativa de los parámetros

anuales y variaciones aleatorias en las series de tiempo de Q , Q_d , Q_{\min} y Cv . Este test ha sido usado en numerosos estudios hidrológicos (ej. Hirsch y Slack, 1984; Marengo, 1995; Kundzewicz y otros, 2005; Xu y otros, 2010) y ha sido justificado por su alta eficiencia incluso con series de tiempo incompletas y que no siguen una distribución normal (Yue y Pilon, 2004) El signo del estadístico estándar normal (ej. Xu y otros, 2010) indica la pendiente de la tendencia. Una pendiente positiva denota un incremento en el tiempo, mientras una negativa indica una disminución. Los niveles de significancia utilizados, α , son 0.001, 0.01, 0.05 y 0.1.

Los test de Mann-Kendall fueron aplicados a todas las series históricas que pasaron el control de calidad previamente descrito. Las nuevas mediciones de descarga fueron consideradas en el análisis de tendencia donde el número de años entre el final del registro histórico y el momento de rehabilitación de la estación fue considerado como no responsable de sesgo en el análisis de tendencia. Como consecuencia para bases de datos que presentan más de un 50% de años con data faltante durante el período 1989–2009, las mediciones recientes son dadas para propósitos informativos y no son integradas dentro del análisis de tendencia de las series de tiempo históricas. Este criterio, aunque no 100% selectivo, fue usado para asegurar la calidad del análisis de tendencia a la vez que permitió mantener las series de tiempo lo más extensas posible. Si un sesgo significativo apareciera desde estos vacíos temporales menores, sería detectado en la etapa de validación del modelo (ver sección 4.4 abajo).

Los test de Mann-Kendall fueron aplicados en dos niveles. En el primer nivel el total de la tendencia de las series de tiempo fue evaluado considerando el período completo de registros aceptados. Para estaciones que tuvieron un cambio en la tendencia, la aplicación de una tendencia lineal podría ocultar la tasa real del cambio en el tiempo. Por lo tanto, tendencias de segmentos de las series de tiempo completas fueron analizadas. Mínimos y máximos posibles en las series de tiempos completas fueron identificados donde la derivada de la ecuación de regresión cuadrática (para los diferentes parámetros de interés) fue cero. Un segundo nivel del test de Mann-Kendall fue aplicado a subperíodos correspondientes al tiempo anterior y posterior al año de cambio de tendencia. El mismo procedimiento fue aplicado a los montos de precipitación anual.

3.3. Interpretación del modelo de tendencia

Las tendencias de cambios hidrológicos influenciados por glaciares fueron relacionadas usando un modelo simple de balance hídrico. Este modelo genera hidrogramas sintéticos usando el área de la cuenca, la superficie cubierta por glaciares y la tasa anual de pérdida de superficie glacial. La cobertura glacial de una cuenca es un parámetro crítico que genera disparidad en la respuesta hidrológica de las cuencas con respecto al retroceso glacial (Birsan y otros, 2005; Lambrecht y Mayer, 2009; Alford y Armstrong, 2010; Koboltschnig y Schoner, 2010; Viviroli y otros, 2010). Sin embargo, el porcentaje de área glacial es usualmente insuficiente para describir por sí sólo la influencia glacial en el caudal de una determinada cuenca. La descarga asociada a la fusión de hielo y nieve es fundamentalmente dependiente del balance de energía con diferentes características tales como hipsometría, orientación o densidad (Ohmura, 2001). Estos factores varían entre cuencas,

produciendo diferencias en la respuesta hidrológica frente al retroceso glacial. En este estudio estas variaciones son capturadas usando la tasa anual de pérdida de área glacial, γ .

La ecuación de balance hídrico, utilizando promedios anuales para las cuencas estudiadas, es

$$Q = \Delta S + PP + GW_{in} - GW_{out} - ET, \quad (1)$$

donde Q es el caudal de salida del arroyo, ΔS es el cambio en el almacenamiento de agua para el mismo periodo, PP es el volumen de precipitación anual en la cuenca, ET es la evapotranspiración de la cuenca y GW_{in} y GW_{out} son los flujos de agua subterránea que entran y dejan la cuenca respectivamente. Considerando que todas las cuencas estudiadas están situadas en ambientes de montaña, es hipotetizado que el intercambio neto de agua subterránea en la cuenca, $GW_{in} - GW_{out}$, es muy pequeño comparado con los otros componentes del balance hídrico y puede ser ignorado. La evapotranspiración incluye la evaporación desde ríos y lagos (ET_{rl}), evaporación desde suelo desnudo, superficies vegetales (ET_{ngl}) y sublimación desde las superficies de hielo y nieve (Sub) (adaptado de Dingman, 2002). Sustituyendo, la ecuación (1) se convierte en

$$Q = \Delta S + PP - ET_{rl} - ET_{ngl} - Sub. \quad (2)$$

Para series de tiempo con una extensión de varias décadas se considera que el cambio de almacenamiento de agua es sólo dependiente de cambios volumétricos en los glaciares, con los otros almacenamientos en balance decadal. Por lo tanto en este estudio se asume que ΔS es equivalente al cambio volumétrico anual de un glaciar expresado en agua equivalente. Para dar cuenta de la cantidad de volumen sublimado, el componente PP es dividido en precipitación que cae sobre el área cubierta por glaciares y aquella que cae en zonas sin cobertura glacial:

$$Q = (\Delta V_{gl} + ppA_{gl}) \cdot d_{melt} + (A_T - A_{gl}) \cdot (pp - et_{ngl}) - ET_{rl}, \quad (3)$$

donde ΔV_{gl} es el cambio interanual en el volumen glacial expresado en agua equivalente, pp y et_{ngl} son la precipitación promedio recibida y la evapotranspiración en zonas no glaciadas por unidad de área, respectivamente. Por otra parte, d_{melt} es la fracción anual de hielo (o nieve o neviza) perdido que no es el resultado de sublimación, A_{gl} y A_T son las áreas cubiertas por glaciares y el área total de la cuenca, respectivamente.

Para simplificar la ecuación 3 se introduce el factor β , el cual relaciona V_{gl} con A_{gl} . Asumiendo que β es constante en el tiempo, se puede considerar

$$\beta = \frac{\Delta V_{gl}}{\Delta A_{gl}^2} = \frac{V_{gl_0}}{A_{gl_0}^2}, \quad (4)$$

donde V_{gl_0} y A_{gl_0} son el volumen inicial y el área inicial del glaciar, respectivamente.

La tasa anual de pérdida de hielo, γ , corresponde al cambio interanual de área glacial, ΔA_{gl} , dividido por el área del glaciar, A_{gl} , del año anterior. Aplicando álgebra simple durante un año determinado, n , es posible relacionar γn con $\Delta(A_{gl}^2)$, y área glacial, A_{gl_n} con la cobertura glacial inicial, A_{gl_0} , de la siguiente manera:

$$\begin{cases} \Delta(A_{gl_n}^2) &= [(1 - \gamma_n)^2 - 1] A_{gl_{n-1}}^2 \\ A_{gl_n} &= A_{gl_0} \prod_{i=2}^n (1 - \gamma_i) \end{cases} \quad (5)$$

La combinación de las ecuaciones (3–5) guía a la siguiente expresión de descarga anual, n :

$$Q_n = d_{\text{melt}} \left\{ \beta A_{\text{gl}_0}^2 \prod_{i=1}^{n-1} (1 - \gamma_i)^2 [(1 - \gamma_n)^2 - 1] + pp_n A_{\text{gl}_0} \prod_{i=2}^n (1 - \gamma_i) \right\} + (pp_n - et_{\text{ngl}}) \left[A_T - A_{\text{gl}_0} \prod_{i=2}^n (1 - \gamma_i) \right] - ET_{\text{rl}} \quad (6)$$

Mediante la ecuación (6) es posible la estimación del caudal anual promedio usando datos de precipitación y retroceso glacial, en conjunto con el área glacial y de la cuenca. En este cálculo, se asume que los términos asociados a la evapotranspiración, ET_{rl} y ET_{ngl} , y el factor asociado a la sublimación, $(1 - d_{\text{melt}})$, no varían significativamente durante el período de estudio.

Al enfocarse en la estación seca, se debe distinguir el flujo rápido de aquel lento para la sección no glaciada de la cuenca. Flujo rápido es aquí definido como la proporción de la precipitación que llega al exutorio de la cuenca en el curso de algunos días desde su ingreso, asumiendo que no existen pérdidas debido a la evapotranspiración. El flujo lento se define como aquella agua que es liberada en un período mayor a unos días desde su ingreso a la cuenca; se asume que esta es de origen subterráneo, fundamentalmente. Tomando en cuenta que la Cordillera Blanca casi no recibe precipitación entre Junio y Septiembre, aquí se asume que el componente de flujo rápido para la estación seca es despreciable. El flujo lento durante la estación seca, q_{ngl} , corresponde al flujo de agua subterránea menos la evapotranspiración específica, ET_{ngl} , desde las zonas sin cobertura glacial.

La selección de la estación seca requiere dar cuenta de la estacionalidad de las tasas de fusión glacial. Durante aquella estación, la humedad específica es baja y el gradiente vertical de la presión de vapor es positivo sobre la superficie del glaciar, generando condiciones favorables para la ocurrencia de sublimación y el decrecimiento de la energía disponible para la ablación total (Winkler y otros, 2009). Acá se introduce α , definido como la fracción de la ablación que ocurre durante Julio y Agosto, y d'_{melt} en lugar de d_{melt} para adaptar la ecuación (6) para la descarga de la estación seca:

$$Q_{d_n} = \alpha d'_{\text{melt}} \left\{ \beta A_{\text{gl}_0}^2 \prod_{i=1}^{n-1} (1 - \gamma_i)^2 [(1 - \gamma_n)^2 - 1] + pp_n A_{\text{gl}_0} \prod_{i=2}^n (1 - \gamma_i) \right\} + q_{\text{ngl}} \left[A_T - A_{\text{gl}_0} \prod_{i=2}^n (1 - \gamma_i) \right] - ET_{\text{rl}} \quad (7)$$

Asumiendo que ET_{rl} , q_{ngl} y el factor de sublimación, $(1 - d_{\text{melt}})$, no varían significativamente durante el período de estudio, el caudal promedio de la estación seca se puede calcular usando precipitación, la tasa de retroceso glacial, el área de la cuenca y la proporción glaciada de esta.

El coeficiente de variación de la descarga anual, C_v , es

$$C_v = \frac{\sigma}{Q} = \frac{\sqrt{\sigma_{Q_{\text{melt}}}^2 + \sigma_{Q_{\text{slow}}}^2 + \sigma_{Q_{\text{fast}}}^2 + \Sigma_{\text{cov}}}}{(Q_{\text{melt}} + Q_{\text{slow}} + Q_{\text{fast}})}, \quad (8)$$

donde Q_{melt} , Q_{slow} y Q_{fast} son los componentes de fusión,

flujo lento y flujo rápido del caudal anual promedio, respectivamente. Por otra parte, $\sigma_{Q_{\text{melt}}}$, $\sigma_{Q_{\text{slow}}}$, $\sigma_{Q_{\text{fast}}}$ son las desviaciones estándar de la fusión, el flujo lento y flujo rápido, mientras que Σ_{cov} es la sumatoria de la covarianza de los pares de tipos de flujo. Si se considera que el coeficiente de variación para los tres componentes del flujo es constante durante el tiempo, la ecuación corresponde a

$$C_v = \frac{\sqrt{(C_{v_{\text{melt}}} Q_{\text{melt}})^2 + (C_{v_{\text{slow}}} Q_{\text{slow}})^2 + (C_{v_{\text{fast}}} Q_{\text{fast}})^2 + \Sigma_{\text{cov}}}}{Q} \quad (9)$$

Usando las ecuaciones (6), (7) y (9), el modelo calcula caudal anual promedio, caudal para la estación seca y el coeficiente de variación para períodos mayores a 10 años. Como consecuencia de las diversas asunciones en el diseño del modelo, se espera que las tendencias en los parámetros modelados, así como la relación entre descarga final (para el caso de $A_{\text{gl}} = 0$) e inicial, sean reproducidos más precisamente.

3.4 Evaluación de la influencia de la precipitación sobre las tendencias de caudal

Las ecuaciones (1–6) indican que es posible la estimación del caudal anual promedio usando datos de precipitación y de retroceso glacial si se asume que los términos relacionados con la evaporación y la sublimación no varían significativamente durante el período estudiado. Esto significa que primero es necesario caracterizar la influencia de la precipitación.

Un análisis de correlación entre las siete series de tiempo de precipitación localizadas en Parón, Llanganuco, Chancos, Huaraz, Querococha, Pachacoto y La Recreta (Pouyaud y otros, 2005) fue realizado con el propósito de evaluar su homogeneidad espacial. El mismo análisis de tendencia previamente descrito fue aplicado a cada serie de tiempo, y los resultados de ambos análisis fueron utilizados para explorar con mayor detalle la variabilidad regional y la existencia de patrones regionales en los valores de precipitación anual. Luego, los parámetros de descarga de todas las cuencas analizadas fueron comparados estadísticamente con los registros de precipitación regional. Cuando una correlación mínima ($R^2 \geq 0.2$ y $p\text{-value} < 0.1$) no fue obtenida entre Q , Q_d , Q_{min} o C_v y la precipitación de la estación más cercana, se consideró que la variabilidad del caudal no puede ser explicada por los cambios en la precipitación. Para todos los casos donde una correlación mínima fue detectada, un nuevo análisis de tendencia entre la precipitación y el caudal del mismo período fue aplicado. En los casos en que tendencias significativas del mismo signo (positivas o negativas) fueron detectadas tanto en los registros de precipitación como en los de descarga, aquellos parámetros de descarga fueron excluidos de la interpretación.

Además, para evitar la identificación de tendencias asociadas a fenómenos climáticos derivados del acortamiento de las series de tiempo, los datos de caudal fueron inspeccionados con el objeto de encontrar patrones generales en las mediciones. Si tal caso fuere encontrado, aquellos datos fueron igualmente excluidos.

3.5 Estimación de cobertura glacial

Los datos de áreas cubiertas por glaciares considerados aquí, cubren diferentes períodos, a saber: (1) 1963–70 y 1997 (Mark y Seltzer, 2003); (2) 1990–91 (Kaser y otros, 2003); (3) 1930, 1970 y 1990 (Georges, 2004); y (4) 1948,

Tabla 2. Parámetros iniciales para el modelo hidrológico. La columna ‘Rango’ indica la amplitud de opciones utilizadas para la aplicación del modelo para diferentes cuencas. Sin rango significa que el parámetro es constante independiente de la cuenca.

Parámetro	Descripción	Unidad	Valor	Rango	Fuente	Comentario
d_{melt}	Porción no sublimada de la ablación anual	–	0.82		Winkler and others (2009)	Después de ajuste a la definición de estación seca
d'_{melt}	Porción no sublimada de la ablación de la estación seca	–	0.74		Winkler and others (2009)	Después de ajuste a la definición de estación seca
e_{fngl}	Evaporación en el área sin cobertura glacial	$mm\ a^{-1}$	640	300–640	Kalthoff and others (2006)	–
ET_{rl}	Evaporación de ríos y lagos	$m^3\ d^{-1}$	5000	0–50 000	Baraer and others (2009a)	Valor dado para el lago Querococha solamente
α	Parte de la ablación anual que corresponde a la estación seca	–	0.14		Kaser and Georges (1999)	Aproximación basada en descripciones cualitativas
q_{ngl}	Descarga específica de flujo lento neto para la estación seca	$mm\ a^{-1}$	200	120–200	Baraer and others (2009b)	Dependiente de cada cuenca
$C_{V_{melt}}$	Coefficiente de variación del componente de fusión	–	0.4		Baraer and others (2007)	Calculado desde la separación del hidrograma
$C_{V_{slow}}$	Coefficiente de variación del flujo lento	–	0.5		–	Deducido del análisis de sensibilidad producido con la Ecuación 9
$C_{V_{fast}}$	Coefficiente de variación del flujo rápido	–	1.3		Baraer and others (2009a)	–
Σ_{cov}	Suma de covarianzas	–	0		–	Basado en calibración

1962 y 1973 (sólo para el glaciar Yanamarey) (Hastenrath y Ames, 1995). La combinación de estos datos requirió ajustes de tal manera que las definiciones del área de la cuenca fueran consistentes. Los períodos (1) y (2) fueron considerados comparables debido a las menores diferencias entre las áreas de las cuencas de las publicaciones relevantes. Sin embargo, los datos presentados por Georges (2004) están organizados por grupo montañoso y no por cuenca. Para poder hacerlos comparables, en primer lugar se determinó la proporción de glaciares en los grupos montañosos publicados por Georges (2004) que drenan dentro de las cuencas definidas en Mark y Seltzer (2003) y Kaser y otros (2003), para posteriormente ser ponderadas con el propósito de determinar la cobertura glacial por cuenca para los mismos años 1930, 1970 y 1990. El mismo procedimiento fue aplicado para la determinación de las áreas glaciadas de la cuenca del Querococha. Los traslapes entre estudios fueron usados para ajustar los factores de ponderación.

Escenas del sensor satelital ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) fueron utilizadas para la determinación de la cobertura glacial reciente. A pesar de la baja resolución de las imágenes Aster, comparadas con otras fuentes, han permitido la obtención de datos multitemporales para cartografiar glaciares como parte del proyecto GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space), y la Cordillera Blanca ha sido estudiada como un ejemplo de aplicación (Racoviteanu y otros, 2008; Raup y otros, 2008). Escenas que cubren toda la zona montañosa entre 2001–03 y 2009–10, fueron seleccionadas. Esto implicó la selección de múltiples imágenes para obtener cobertura sin nubes. Para cada período, la cobertura glacial fue digitalizada usando Sistemas de Información Geográfica (SIG). El límite inferior fue usado para evaluar los cambios en el área. La delimitación de los bordes de los glaciares en las zonas altas de las cuencas posee una inherente incertidumbre debido a lo abrupto del terreno, la reflectancia uniforme de la superficie y la resolución limitada de la imagen. Sin embargo, ya que el objetivo del presente estudio es calcular

cambios relativos en la cobertura glacial por cuenca, la distinción entre glaciares individuales es innecesaria. Por consiguiente, las imágenes ASTER a resolución normal (15 m en pancromático) se utilizaron para determinar el cambio total en la cobertura glacial entre cada período. Las áreas de cuenca fueron determinadas usando las curvas de nivel, lagos y ríos digitalizados desde la cartografía 1 : 100000 del Instituto Geográfico Nacional de El Perú. El área glacial de cada cuenca fue calculada en base a los métodos y recomendaciones de Racoviteanu y otros (2009).

La cobertura glacial resultante fue usada para computar la tasa anual de pérdida de hielo, γ , para cada cuenca estudiada. Para calcular la cobertura glacial que el modelo necesita entre estas fechas discretas, una extrapolación lineal fue aplicada. Los datos de cobertura glacial fueron utilizados para generar bases de datos sintéticos para la calibración del modelo y se limitaron a aquellos años coincidentes con los datos de caudal del análisis de tendencia.

3.6. Parametrización y validación del modelo

La parametrización inicial del modelo se realizó en base a valores publicados (Tabla 2). Cuando estos valores no estuvieron disponibles, parámetros específicos, tales como el factor β que relaciona A_{gl} con V_{gl} (ver ecuación (4)), fueron desarrollados para calcularlos. Fórmulas que relacionan volumen con área glacial (Bahr, 1997; Bahr y otros, 1997), fueron utilizadas para determinar la relación entre el volumen de un glaciar y su área en la Cordillera Blanca. Ya que los glaciares tropicales tienen generalmente menos espesor que los glaciares alpinos debido a su inclinación (Kaser y Ostmaston, 2002), el exponente de la relación área-volumen fue calculado en base a valores de área y volumen publicados. Datos publicados de volúmenes y balances de masa de glaciares tropicales en Bolivia (Ramirez y otros, 2001; Rabatel y otros, 2006; Soruco y otros, 2009) y en El Perú (Hastenrath y Ames, 1995; Ames y Hastenrath, 1996) fueron utilizados. Usando el exponente 1.375 sugerido por Bahr (1997), la mejor regresión no lineal ($R^2=0.94$; error

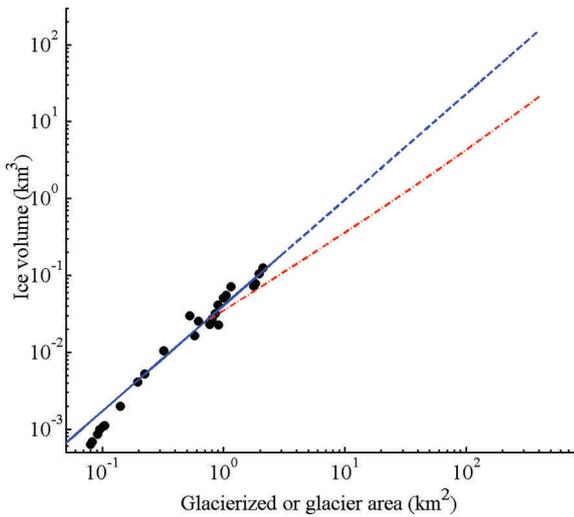


Fig. 2. Volumen de hielo versus área glacial para los glaciares tropicales de Los Andes. Puntos negros representan valores medidos por Hastenrath y otros (1995), Ames y Hastenrath (1996), Ramírez y otros (2001), Rabatel y otros (2006) y Soruco y otros (2009). La línea azul muestra la ecuación de Bahr y otros (1997) ajustada a los valores medidos. La porción segmentada de la línea azul corresponde a la proyección de la tendencia fuera del rango de regresión. La curva roja representa el volumen de hielo evaluado para un área cubierta con glaciares dentro de una cuenca, no para un glaciar en particular.

medio cuadrático = 0.008 km) fue obtenida usando un factor de escala equivalente a 0.04088 (Fig. 2).

Aunque la fórmula exponencial es válida para glaciares individuales, no es directamente aplicable al modelo debido a que este requiere área glaciada por cuenca. Mientras que para cuencas con una superficie inferior a 1 km² aquel cálculo de volumen de hielo es válido, sobrestimaría el volumen en cuencas más grandes, donde el área de cobertura glacial se compone de varios glaciares individuales. Para establecer una fórmula válida entre el espesor de glaciares individuales y aquel de la cuenca en su conjunto, una distribución área-frecuencia simplificada (tres divisiones) para los 485 glaciares de la Cordillera Blanca, establecida por Racoviteanu y otros (2008), fue utilizada. El cálculo inicial del volumen de hielo en la cuenca, V_{glo} , se basa en:

$$V_{glo} = \beta \cdot A_{glo}^2 = \sum_{i=1}^3 n_i \cdot V_{ui}, \quad (10)$$

donde i es una de las tres divisiones, n_i es el número de glaciares que existen en la división i , y V_{ui} es el volumen por área de la división correspondiente compilada desde Racoviteanu y otros (2008). El factor β es determinado de las condiciones iniciales de la cuenca usando la ecuación (10) y se mantiene constante durante toda la simulación. La relación resultante entre V_{glo} y A_{glo} derivada de la ecuación (10) se muestra en la Figura 2.

Los valores iniciales de otros parámetros y las fuentes usadas para calcularlos se muestran en la Tabla 2. Un número limitado de parámetros iniciales (Tabla 2) fueron ajustados para obtener el mejor ajuste posible entre las variables medidas y proyectadas en las cuencas estudiadas. La habilidad del modelo para reproducir las tendencias fue evaluada mediante la comparación de las salidas del

Tabla 3. Valores de parámetros y fórmulas usadas en los escenarios de análisis de sensibilidad. El escenario 'Medio' (a) es el de referencia. Las otras letras en paréntesis (b - f) se refieren al parámetro cambiado por cada escenario

Parámetro	A_{glo} %	A_T km ²	γ_0	γ_n with $n \in \{1, 2, \dots, 200\}$
Escenario Medio (a)	25	200	0	$\gamma_n = \gamma_{n-1} + 3.5 \times 10^{-6}n$
Variantes	50 (b)	1000 (c)	0.005 (d)	$\gamma_n = \gamma_0 + 0.00024n$ (e) $\gamma_n = \gamma_0 + \sin(\frac{\pi}{11} - 0.99)/30$ (f)

modelo con el resultado de la aplicación del test de Mann-Kendall a los datos de caudal. Ya que ninguna de las series de tiempo de caudal cubren la desaparición de los glaciares, la evaluación de la habilidad de modelo para situar la relación entre caudal final (Q_{end}) e inicial (Q_0) no fue determinada directamente. Por consiguiente, la descarga anual del último año de la serie de tiempo, Q_n , fue utilizada en lugar de Q_{end} . El error asociado con la relación Q_n/Q_0 fue entonces considerado mayor a aquellos asociados a Q_{end}/Q_0 .

3.7. Sensibilidad del modelo a los escenarios de retroceso glacial

Una vez calibrado, un análisis de sensibilidad del modelo fue aplicado con el propósito de determinar cómo ciertos parámetros claves del modelo afectan las tendencias simuladas de los parámetros relacionados con la descarga bajo diferentes escenarios de retroceso glacial. Como consecuencia de los resultados de tendencias de precipitación que se muestran más adelante, la precipitación anual se mantuvo constante durante el periodo simulado.

Un escenario medio fue definido, en base a un incremento cuasi-exponencial de γ_n y a las características de las cuencas estudiadas. El análisis comparó la simulación media (escenario a) con cinco diferentes escenarios (b-f, Tabla 3), los cuales difieren del escenario medio en solamente un parámetro. Debido a que γ_n puede variar con respecto a n de numerosas maneras, dos variantes de la función γ_n fueron testeadas: escenario e con un continuo retroceso glacial (lineal), escenario f con una función oscilatoria con fases de recesión negativas pero promedio positivo durante todo el período estudiado. Se simuló hasta que el área glacial aproximó cero y la descarga anual se estabilizó.

El escenario medio fue también usado para explorar la noción de fases de retroceso glacial como función de los parámetros de la cuenca, una herramienta de pronóstico utilizada en otros estudios (ej. Collins, 2008; Milner y otros, 2009; Moore y otros, 2009). Cuatro fases diferentes fueron definidas en base a las tendencias de cambio significativas producidas por la simulación asociada a decrecimiento de cobertura glacial. Esto fue utilizado para clasificar las nueve diferentes cuencas estudiadas.

3.8. Impacto hidrológicos potenciales del retroceso glacial

Para determinar de que manera el retroceso glacial afectará la hidrología en el futuro, una simulación de retroceso rápido con una hipotética tasa de retroceso extremo fue

Tabla 4. Porcentaje de cobertura glacial para las cuencas. Años en cursiva son derivados de publicaciones (Kaser y otros, 2003; Mark y Seltzer, 2003; Georges, 2004). Los otros (2002 y 2009) fueron computados usando imágenes ASTER. Las fechas de adquisición específica de las imágenes fueron Agosto 1 2001, Mayo 25 2002, Junio 17 2002, Julio 13 2003, Mayo 28 2009, Junio 11 2009, Julio 13 2009, Julio 29 2009, Agosto 7 2009 y Mayo 29 2010. Los valores históricos para Querococha provienen de Hasternrath y Ames (1995) y cubren períodos ligeramente diferentes, indicado en paréntesis. γ_{period} y γ_{90-09} representan la tasa promedio de pérdida de área para los períodos 1930–2009 y 1990–2009, respectivamente

Cuenca	1930	1970	1990	1997	2002	2009	γ_{period}	γ_{90-09}
Chancos	31.1	25	24	22	22.2	19.5	0.0059	0.0108
Colcas	24.4	19.3	17.5	18	19	17.4	0.0043	0.0003
La Balsa	11.7	9	8.4	8	8.1	7.2	0.0061	0.0081
La Recreta	1.6	1.5	1.4		1.1	1	0.0058	0.0161
Llanganuco	55.5	42.6	34		30.8	25.1	0.01	0.0158
Los Cedros	25	21	19	18	19	18.5	0.0038	0.0014
Pachacoto	14	12	10	8	7.1	6.9	0.0089	0.0193
Parón	72	55	47	52	44	38.7	0.0078	0.0064
Querococha	4.6 (1948) 4.1 (1962)	3.9 (1973)	3.7	3	2.8	2	0.011	0.0248

realizada. Las condiciones iniciales de este escenario hipotético son comparables a aquellas de las cuencas estudiadas en 2009, comparadas con lo observado décadas atrás. El escenario de retroceso medio (escenario a, Tabla 3) fue usado como punto inicial y más de 2000 Q_0 fueron calculados basados en combinaciones de área de cobertura glacial inicial A_{gl0} y tasa anual de pérdida de área, γ_0 . A_{gl0} varió entre 0.1% a 50%, γ_0 entre 0 a 0.04, y el área de la cuenca se mantuvo constante a 200km². Para cada set de condiciones iniciales, la tasa anual de pérdida de área, γ , se incrementó en 1% por año hasta que el glacial desapareció completamente, lo cual ocurrió casi 50 veces más rápido que el promedio de γ observado en las nueve cuencas estudiadas entre 1930 y 2009. Este retroceso hipotético generaría agua de fusión y un subsecuente incremento en la descarga para al menos el primer año de simulación independiente de las condiciones iniciales utilizadas. La magnitud y duración de este incremento simulado refleja la capacidad de los glaciares para incrementar el flujo de la cuenca. Para evaluar esta capacidad el parámetro adimensional $\int Q^+$, que representa el monto por el cual la descarga que se perturba, Q_i , excede la descarga inicial, Q_0 , fue calculado de la siguiente manera;

$$\int Q^+ = \sum \frac{(Q_i - Q_0)}{Q_0} \text{ para años } i, \text{ donde } Q_i > Q_0. \quad (11)$$

Simultáneamente, el impacto de la desaparición completa de un glacial en la descarga anual de una cuenca fue evaluado en base a Q_{end}/Q_0 , descarga final versus descarga inicial. Esta relación prevé una directa indicación de cuánto la descarga anual disminuirá una vez que el glacial desaparezca, comparado con las condiciones iniciales calculadas.

Además de las descargas anuales, las simulaciones de retroceso rápido fueron utilizadas para computar $\int Q^+$ y Q_{end}/Q_0 para la estación seca.

$\int Q^+$ y Q_{end}/Q_0 fueron estimados para las cuencas estudiadas en base a la comparación entre A_{gl} y γ calculados para el 2009 con los resultados de la simulación de retroceso rápido. Este método de interpretación de los resultados simulados hizo posible describir cuantitativamente los impactos del retroceso glacial en las cuencas estudiadas.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Cambios en área glacial

Las cuencas estudiadas muestran un amplio rango de áreas con cubierta glacial (Tabla 4). Con un 39% en 2009 Parón es la cuenca con mayor cobertura glacial, mientras La Recreta presenta la menor cobertura con 1%. Entre 1930 y 2009 el área con cobertura glacial disminuyó en todas las cuencas. Esto es confirmado por la tasa anual de pérdida de área entre 1930 y 2009 (γ_{period} , Tabla 4) las cuales son positivas durante el período estudiado. En la cuenca La Balsa, que drena toda la zona alta del río Santa, presenta un promedio de 0.61% a⁻¹ de pérdida de área, valor que corresponde a la media de las nueve cuencas estudiadas. Las cuencas Llanganuco y Querococha presentan la reducción más rápida, con un promedio de 1% a⁻¹ y 1.1% a⁻¹, respectivamente. Los Cedros presenta el más bajo γ_{period} , con una pérdida promedio de 0.38% a⁻¹. A excepción de Colcas los Cedros y Parón, la reducción de área glacial se ha acelerado durante las últimas dos décadas. El γ promedio para el período 1990–2009 fue el doble que durante 1930–2009 en Chancos, La Recreta, Pachacoto y Querococha, indicando una posible tasa exponencial. Los valores en La Balsa confirman esta aceleración. La pérdida de área anual entre 1990 y 2009 fue de 0.81, aproximadamente un 30% mayor que aquella medida para el período 1930–2009.

Estos resultados de tasas de recesión permiten una consistente comparación de los cambios en el tiempo. El protocolo para generar series de tiempo de γ determina un nivel de incertidumbre, lo cual es estimado en alrededor de 5%. Esto último se basa en la inclusión de estimaciones históricas de áreas con cobertura glacial provenientes de diferentes fuentes y métodos de interpretación (Tabla 4). A pesar de estas limitaciones, las series de tiempo de γ generadas se consideraron adecuadas para el propósito de este estudio, debido a que las simulaciones generadas usando estas series de tiempo permiten únicamente computar análisis de tendencias, resultados que son validados con descargas observadas.

4.2. Tendencias en los parámetros de descarga

La descarga promedio de la estación seca es usada para ilustrar la evolución hidrológica de las cuencas en el tiempo

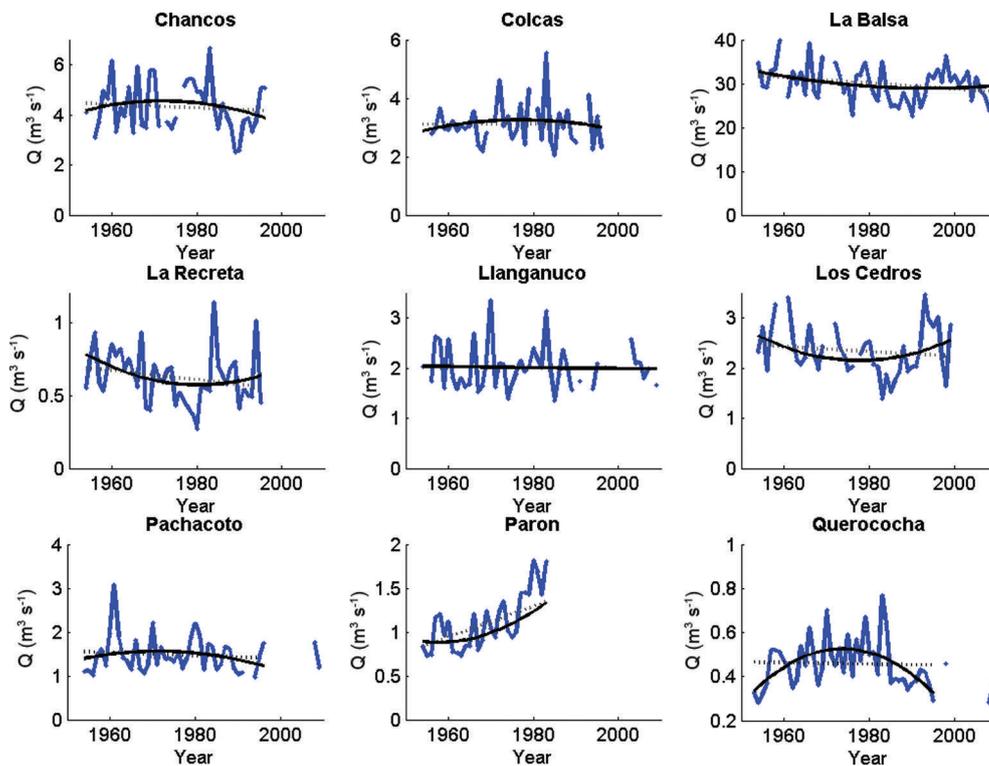


Fig. 3. Caudal promedio de la estación seca calculado en base a datos diarios (línea azul gruesa). Líneas (curvas) de regresiones lineales y cuadráticas calculadas desde las bases de datos están dibujadas con líneas segmentadas negras y curvas sólidas negras, respectivamente.

(Fig. 3). En general, los datos muestran un decrecimiento en la descarga promedio de la estación seca. Un incremento en el promedio de la estación seca es observado en Parón, una particularidad que podría estar relacionada con la longitud del período de estudio en esta cuenca. Llanganuco no presenta tendencias durante todo el período de estudio. Para las otras siete cuencas, la descarga de la estación seca decrece entre 1950 y 1990. Este patrón regional dominante se observa también en La Balsa, que ha perdido más del 10% de su descarga promedio de la estación seca en un poco más de 50 años. Esta disminución no puede ser atribuida totalmente a cambios en la cobertura glacial, ya que otros factores (ej. cambios en uso de suelo, prácticas agrícolas o densidad de población) pueden haber afectado los regímenes regionales también. Sin embargo, cuencas de alta altitud como Querococha o Pachacoto, con bajo impacto humano, también presentan un decrecimiento general de la descarga de la estación seca, lo que sugiere que el cambio de cobertura glacial explica, al menos parcialmente, el decrecimiento observado en La Balsa. Cuatro de las cuencas muestran un máximo local y cuatro un mínimo local en las curvas de regresión polinomial. En Llanganuco no se detecta ni máximo ni mínimo. La aparición de mínimos y máximos en las curvas de regresión polinomial varía entre 1958 para Parón a 1994 para La Balsa. Estas diferencias sugieren que es improbable que las tendencias de fenómenos interanuales puedan ser detectadas por el test de Mann-Kendall.

El uso de un nivel de significancia del 0.1 o menor en el test de Mann-Kendall permite un mayor refinamiento de los análisis de tendencia, ya que los rasgos aleatorios de las tendencias pueden ser excluidos (Tabla 5). Con la excepción de Parón, todas las tendencias de reducción en la descarga son significativas, ya sea para todo el período de estudio o

durante alguno de los subperíodos. No se observó contradicción entre Q , Q_d y Q_{min} . En Chancos, Los Cedros y Querococha, el decrecimiento en el caudal fue precedido por un incremento en al menos uno de los tres parámetros de descarga. En Los Cedros, esta fase finalizó mucho antes (1962) que en las otras dos localidades (1980 y 1975, respectivamente). En cinco ocasiones C_v mostró tendencias significativas. En La Balsa y La Recreta, los resultados indican un incremento en la variabilidad en el tiempo en al menos alguno de los subperíodos considerados. Las únicas cuencas en que se detectó reducción significativa de la variabilidad de la descarga fueron Parón (toda la serie de tiempo) y Colcas (en el primer subperíodo). Los resultados indican que un incremento en la descarga es sistemáticamente asociado con un decrecimiento en la variabilidad y viceversa.

Las series de precipitación muestran una situación más heterogénea. De las siete series de tiempo estudiadas durante el período 1954–99, tres exhiben tendencia negativa y cuatro positiva. Chancos y Huaraz tienen una tendencias positiva y estadísticamente significativa. La misma situación ocurre en las tendencias de subperíodos: tres de siete con tendencia negativa (una serie estadísticamente significativa) durante el primer subperíodo y dos (una serie estadísticamente significativa) durante el segundo. Los años en que máximos y mínimos se detectan varían ampliamente entre mediciones y localidades. Estos resultados sugieren la ausencia de una tendencia regional en las series de precipitación. Esto es confirmado por el estudio de correlación aplicado a las siete series de tiempo (Tabla 6). El R^2 varía entre 0.09 entre Parón y Chancos, a 0.54 entre Pachacoto y La Recreta. La mayoría de los R^2 rondan 0.3, un bajo nivel de correlación. Estos resultados coinciden con investigaciones previas que no encontraron tendencias claras en precipitación y sus proyecciones (Urrutia y

Tabla 5. Resultados de la aplicación del test de Mann-Kendall. La columna ' α ' describe el nivel de significancia de las tendencias reportadas. Tendencias estadísticamente significativas se destacan en negrita

Estación	Parámetros	Regresión lineal			Año de min (max)	Regresión cuadrática			
		Período	Pendiente	α		Subperíodo 1		Subperíodo 2	
					Pendiente	α	Pendiente	α	
Chancos	Q	1954-96	0.028		1980	0.073	0.1	-0.134	0.05
	Q _d	1954-96	-0.007		1971	0.025		-0.029	
	Q _{min}	1954-96	-0.003		1974	0.028		-0.065	0.05
	Cv	1954-96	0.002		-				
Colcas	Q	1956-97	-0.011		1972	-0.003		-0.073	0.05
	Q _d	1956-97	-0.004		1977	0.01		-0.032	
	Q _{min}	1956-97	-0.011		1971	-0.01		-0.032	0.05
	Cv	1956-97	0.001		1959	-0.052	0.1	0.001	
La Balsa	Q	1954-2008	0.007		1975	0.188		0.449	
	Q _d	1954-2008	-0.065	0.1	1994	-0.163	0.01	-0.406	0.05
	Q _{min}	1954-2008	-0.04		1992	-0.148	0.05	-0.298	
	Cv	1954-2008	0.003	0.05	1970	-0.013		0.006	0.05
La Recreta	Q	1954-95	-0.028	0.1	-				
	Q _d	1954-95	-0.005	0.05	1980	-0.014	0.01	-0.014	0.01
	Q _{min}	1954-95	-0.004	0.01	1984	-0.007	0.01	-0.011	0.1
	Cv	1954-95	0.001		1976	0.01	0.1	-0.004	
Llanganuco	Q	1954-2009	0.003		1988	0.019	0.01	-0.02	0.1
	Q _d	1954-2009	0		-				
	Q _{min}	1954-2009	0		-				
	Cv	1954-2009	-0.001		-				
Los Cedros	Q	1954-99	-0.006		1970	0.04		-0.009	
	Q _d	1954-99	-0.006		1979	-0.017		0.037	
	Q _{min}	1954-99	-0.013	0.01	1962	0.15	0.05	-0.018	0.001
	Cv	1954-99	0.001		1956			0.001	
Pachacoto	Q	1954-96	-0.015		1962	0.149	0.05	-0.021	
	Q _d	1954-96	-0.001		1971	0.006		-0.012	
	Q _{min}	1954-96	0.001		1972	0.018		-0.014	
	Cv	1954-96	0		1976	-0.01		0.007	
Parón	Q	1954-83	0.023	0.01	1962	0.019		0.046	0.001
	Q _d	1954-83	0.025	0.001	1958	0.1		0.029	0.001
	Q _{min}	1954-83	0.024	0.001	1958	0.111		0.029	0.001
	Cv	1954-83	-0.006	0.001	-				
Querococha	Q	1953-95	0.002		1975	0.018	0.05	-0.012	
	Q _d	1953-95	-0.001		1974	0.006		-0.009	0.01
	Q _{min}	1953-95	0		1975	0.008	0.01	-0.01	0.01
	Cv	1953-95	0.001		1972	-0.004		0.003	
Precipitation	Parón	1954-99	-2.729		1981	-10.163	0.1	2.800	
	Llanganuco	1954-99	0.580		1969	19.800		2.187	
	Chancos	1954-99	2.386	0.1	-	2.386			
	Huaraz	1954-99	6.305	0.01	1990	7.818	0.01	30.450	0.1
	Querococha	1954-99	0.878		1978	12.226	0.05	-16.392	0.05
	Pachacoto	1954-99	-1.066		1988	-0.495		-9.529	

Tabla 6. Coeficiente de determinación (R^2) y significancia estadística (p-value) calculados para las siete series de tiempo de precipitación. Valores de R^2 aparecen debajo de la línea oblicua, con los p-values arriba. Los valores de R^2 igual o superiores a 0.2 asociados con un p-value menor a 0.1 se destacan en negrita

$R^2 \setminus p\text{-value}$	Parón	Llanganuco	Chancos	Huaraz	Querococha	Pachacoto	La Recreta
Parón		0.0163	0.0438	0.0142	0.0434	0.0001	0.0001
Llanganuco	0.13		0.0001	0.0019	0.0013	0.0001	0.0001
Chancos	0.09	0.30		0.0001	0	0.0001	0.0001
Huaraz	0.13	0.20	0.29		0	0	0
Querococha	0.09	0.22	0.38	0.51		0	0.0001
Pachacoto	0.31	0.30	0.31	0.35	0.40		0
La Recreta	0.30	0.29	0.32	0.37	0.29	0.54	

Tabla 7. Coeficiente de determinación (R^2) y significancia estadística (p -value) calculados entre los registros de precipitación de los tres puntos más cercanos y los parámetros de descarga de las estaciones de medición. Los valores de R^2 igual o superior a 0.2 asociados con p -value de 0.1 se destacan en negrita

Estación	Punto de medición de precipitación	Q		Q_d		Q_{min}		Cv	
		R^2	p -value	R^2	p -value	R^2	p -value	R^2	p -value
Chancos	Llanganuco	0.00	0.9491	0.01	0.661	0.01	0.5929	0.06	0.1417
	Chancos	0.10	0.0589	0.00	0.9826	0.00	0.8997	0.07	0.1199
	Huaraz	0.15	0.0183	0.00	0.8897	0.02	0.3476	0.17	0.0106
Colcas	Parón	0.02	0.4537	0.04	0.2788	0.03	0.2895	0.22	0.005
	Llanganuco	0.00	0.751	0.01	0.4965	0.04	0.2447	0.19	0.0082
La Balsa	Chancos	0.06	0.1547	0.04	0.2678	0.00	0.8953	0.00	0.9736
	Chancos	0.24	0.001	0.01	0.6441	0.00	0.7952	0.18	0.0068
	Huaraz	0.32	2×10^{-4}	0.00	0.9639	0.00	0.9126	0.33	10^{-4}
La Recreta	Querococha	0.09	0.0584	0.00	0.7185	0.01	0.5549	0.08	0.0748
	Querococha	0.39	0	0.13	0.0261	0.02	0.347	0.17	0.0091
	Pachacoto	0.61	0	0.39	0	0.13	0.0263	0.15	0.0131
Llanganuco	La Recreta	0.67	0	0.37	0	0.13	0.0219	0.05	0.1547
	Parón	0.05	0.2007	0.03	0.3251	0.01	0.5263	0.13	0.0238
	Llanganuco	0.01	0.4672	0.03	0.3265	0.08	0.0871	0.33	2×10^{-4}
Los Cedros	Chancos	0.11	0.0397	0.01	0.5515	0.00	0.7421	0.11	0.0414
	Parón	0.03	0.2572	0.00	0.7115	0.00	0.8282	0.07	0.0967
	Llanganuco	0.33	10^{-4}	0.07	0.0981	0.02	0.341	0.23	0.002
Pachacoto	Chancos	0.19	0.005	0.05	0.1857	0.00	0.9562	0.45	0
	Querococha	0.32	2×10^{-4}	0.02	0.4479	0.01	0.5795	0.10	0.0528
	Pachacoto	0.51	0	0.02	0.346	0.03	0.3189	0.23	0.002
Parón	La Recreta	0.55	0	0.03	0.3048	0.03	0.2737	0.16	0.0131
	Parón	0.17	0.0287	0.16	0.0378	0.19	0.0216	0.10	0.1018
	Llanganuco	0.04	0.3303	0.12	0.0738	0.13	0.0592	0.17	0.0272
Querococha	Chancos	0.10	0.1051	0.05	0.2697	0.04	0.3013	0.03	0.3557
	Huaraz	0.40	0	0.04	0.2344	0.17	0.0075	0.13	0.0217
	Querococha	0.68	0	0.04	0.2301	0.13	0.0199	0.26	7×10^{-4}
	Pachacoto	0.49	0	0.02	0.3719	0.00	0.7775	0.23	0.002

Vuille, 2009; Chevallier y otros, 2010). Vuille y otros (2008a) también describen la falta de tendencia en las precipitaciones en el área de la Cordillera Blanca. Ellos reportan una diferencia en la tendencia entre las regiones situadas al Sur (probable reducción) y Norte (probable incremento) de los 11°S. Situada entre 8°38'S y 10°02'S, la Cordillera Blanca se localiza entre estas dos regiones. Como consecuencia de que una única serie de precipitaciones no es capaz de representar la tendencia regional, los tres registros más cercanos al área de estudio son utilizados para comparar con los parámetros de descarga de las cuencas estudiadas.

4.3. Influencia de la precipitación en las tendencias de descarga

Los resultados del estudio de correlación entre los registros de precipitación y los parámetros de descarga se reportan en la Tabla 7. En primer lugar, se destaca que el nivel de influencia (número y magnitud de las correlaciones mínimas) varía entre cuenca y cuenca. En general, las cuencas con la menor cobertura glacial (Tabla 4) presentan parámetros de descarga más correlacionados con la precipitación anual. El grado de influencia de la precipitación sobre los parámetros de descarga también difiere entre parámetros. Con sólo una excepción (Q_d en La Recreta), Q_d y Q_{min} no se correlacionan, o se correlacionan débilmente, con la precipitación. La correlación con Q y Cv es más robusta pero igualmente débil, ya que menos del 50% de los R^2 alcanzan el nivel de correlación mínimo y aquellos que lo hacen son inferiores a 0.5. Como patrón general, la influencia de la precipitación

sobre la variación de los parámetros de descarga es pequeña (Tabla 7) y afecta las cuencas con menor cobertura glacial fundamentalmente. Basado en este estudio de correlaciones, se considera que los parámetros de descarga en Colcas y Parón no tienen influencia de la precipitación, mientras que en las otras cuencas sólo Q_d y Q_{min} son independientes de ella (Q_{min} para La Recreta).

La falta de tendencia regional en el monto de precipitación anual en conjunto con la baja correlación con parámetros de descarga, dificulta justificar el uso de tendencias de precipitación para correr el modelo. De esta manera, valores de precipitación anual fijos para cada cuenca fueron utilizados en el modelo.

4.4. Validación del modelo

Las tendencias modeladas fueron comparadas con descargas observadas determinando cuan a menudo una tendencia significativa observada fue reproducida por el modelo. Los resultados de la Tabla 8 se reportan como porcentaje de tiempo que ambas tendencias fueron similares tanto para la regresión lineal como para la cuadrática. De las 37 tendencias significativas detectadas usando el test de Mann-Kendall, 36 fueron correctamente reproducidas por el modelo, con un acierto general de 97%. A pesar de la incertidumbre relacionada con la evaluación de la cobertura glacial y la data hidroclimática, el modelo reproduce satisfactoriamente las tendencias de los cuatro diferentes parámetros considerados. Se observa un pobre rendimiento del modelo para estimar Q_{end}/Q_0 comparado con la

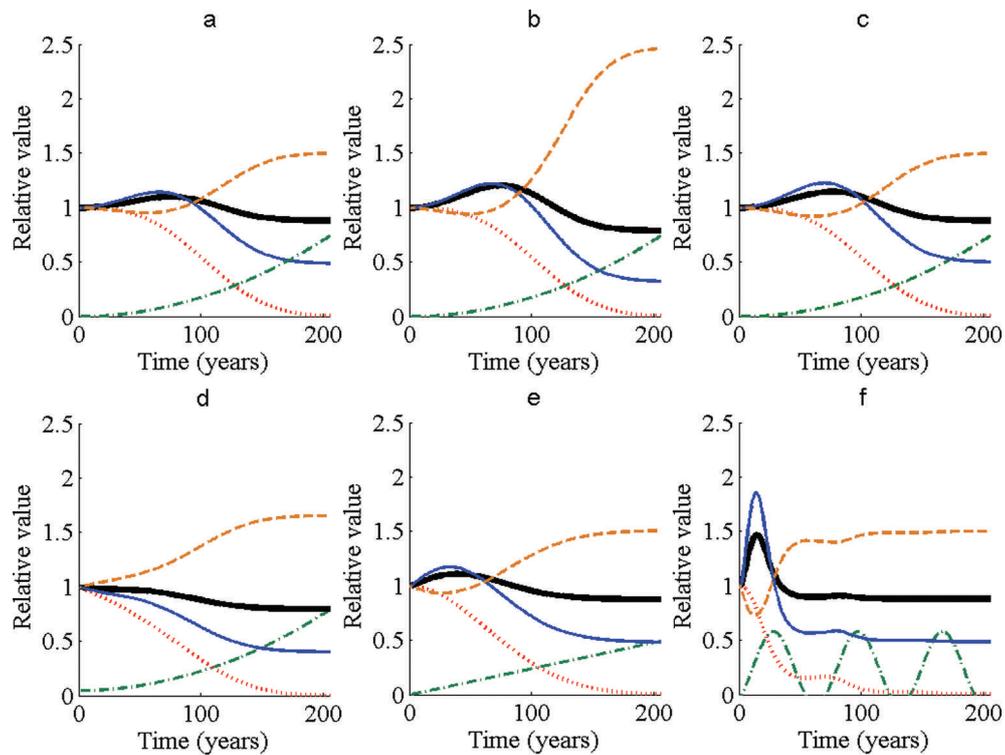


Fig. 4. Resultado de la simulación del análisis de la sensibilidad. Las líneas negras gruesas y las líneas azules gruesas son la descarga promedio anual y de la estación seca, respectivamente. La línea segmentada amarilla es el coeficiente de variación de la descarga anual, la línea punteada roja es el área cubierta por glaciares y la curva guión y punto verde es la tasa anual de retroceso glacial aplicada. Todos los parámetros están dados relativos a un año cero. (a) presenta la salida del escenario 'Medio', mientras los otros cinco gráficos son variantes descritas en la Tabla 3: (b) incremento en A_{glo} ; (c) incremento en A_r ; (d) incremento en γ_0 ; (e) incremento lineal en γ_n ; y (f) γ_n oscilatorio.

reproducción de las tendencias; sin embargo, el error absoluto (menor a 0.17) es aceptable para el propósito de este estudio. Debido a que un ratio Q_{end}/Q_0 simple es utilizado, no existe un requerimiento explícito para evaluar Q_n/Q_0 correctamente. Esta etapa de validación no identificó sesgo como consecuencia de falta de registros en las bases de datos históricas. Esto apoya la asunción planteada previamente en el sentido que la falta de registros no generó problemas de estimación de tendencias.

4.5. Simulaciones

Para evaluar la sensibilidad del modelo, seis series de tiempo sintéticas fueron generadas. El escenario medio (Fig. 4a) se observa siguiendo la progresión hidrológica esperada (ver citas de la sección 3). Mientras el área glacial decrece continuamente, tanto la descarga promedio anual como aquélla de la estación seca muestran un período de incremento seguido de uno de reducción para luego estabilizarse por debajo de los niveles iniciales. En este

Tabla 8. Evaluación del rendimiento del modelo. Las columnas 'Tendencia lineal' y 'Tendencia cuadrática' proveen una comparación del número de tendencias significativas observadas (Obs.) en las series de tiempo y el número de aciertos de las tendencias en los resultados de la modelación (Mod.) para las regresiones lineales y cuadráticas, respectivamente. La columna ' Q_n/Q_0 ' muestra el error en el cálculo para Q_n/Q_0

Estación	Tendencia lineal		Tendencia cuadrática		Q_n/Q_0	Error	
	Obs.	Mod.	Obs.	Mod.			
Chancos	0		3	3	1.22	0.97	-0.25
Colcas	0		3	3	0.88	0.89	0.01
La Balsa	2	2	4	4	1.06	0.93	-0.13
La Recreta	3	3	5	5	0.66	1.00	0.34
Llanganuco	0		2	2	1.05	0.91	-0.14
Los Cedros	1	1	2	2	0.94	0.99	0.05
Pachacoto	0		1	1	0.84	1.01	0.17
Parón	4	3*	3	3	1.42	1.05	-0.38
Querococha	0		4	4	1.06	1.01	-0.05
	match = 90%		match = 100%		MAE [†]	0.17	
	match overall = 97%						

*La tendencia lineal negativa en el coeficiente de variación de la descarga para Parón fue incorrectamente replicada.

[†]Error absoluto medio.

escenario final, mientras la descarga promedio de la estación seca es aproximadamente un 50% más baja que al principio, aquella del promedio anual disminuye menos de 10%. La descarga máxima en la estación seca ocurre aproximadamente 10 años antes que el máximo en la descarga anual. El período de incremento de descarga es más corto que el conjunto de disminución y estabilización. En contraste con lo observado para la descarga promedio, el coeficiente de variación disminuyó ligeramente por más de 50 años para luego incrementar rápidamente hasta estabilizarse en un valor 50% mayor, aproximadamente.

Cuando la misma simulación es ejecutada con una cobertura glacial mayor (Fig. 4b), se observan importantes cambios en la amplitud de los parámetros de variación. Mientras el ritmo es similar al escenario *a*, los mínimos son más bajos y los máximos más altos en el escenario *b*. Esto es visualmente evidente para el caso del coeficiente de variación, cuyo valor final es 150% de aquél producido con el escenario *a*. La diferencia con el escenario *c* (Fig. 4c) es menos pronunciada. Aunque un cambio en amplitud es observado, ésta es menor si se considera que el área de la cuenca es cinco veces de aquélla del escenario *a*. A partir de un valor inicial de pérdida de área glacial de 0.5% en lugar de 0 (Fig. 4d), se observa una mayor diferencia. Ninguno de los valores de descarga muestra un período de incremento, mientras que el coeficiente de variación se incrementa continuamente. Los valores finales son diferentes de aquellos logrados con el escenario *a*, ya que las descargas promedio anual y estación seca bajan, mientras el coeficiente de variación es más alto.

Usando una función lineal para para la tasa de pérdida de área glacial (Fig. 4e) no afecta los valores finales. En este caso, la tasa de cambio es afectada, con un máximo de descarga (mínimo para Cv) ocurriendo antes que en el escenario *a*. Estos valores extremos presentan una ligera mayor amplitud también. Igualmente, el último escenario (Fig. 4f) preserva los valores finales computados con los escenarios *a*, *c* y *e*, pero amplifica la fluctuación intermedia. Esta amplificación, causada por la aplicación de una extrema pérdida de área glacial durante los primeros 30 años de simulación, es la mayor observada en el conjunto de datos analizados. La alta respuesta del modelo al primer incremento de γ_n no es replicada en las ondas segunda y tercera. Máximos de descarga promedio y coeficiente de variación son de una baja amplitud en la segunda onda y detectadas en la tercera.

En general, el análisis de sensibilidad muestra que las áreas de las cuencas tienen el menor efecto en las simulaciones. Esto apoya la hipótesis de que A_{glo} no es lo único crítico para determinar la influencia de glaciares sobre la hidrología de la cuenca, si no que γ , la tasa de pérdida de área glacial, es también importante. Ante cualquier escenario, la desaparición total de los glaciares siempre guía a una disminución de la descarga anual, a una incluso mayor reducción en la estación seca y un aumento de la variabilidad. La secuencia de un incremento seguido por una disminución de la descarga es para un escenario de retroceso continuo. Con un área glacial fluctuante (escenario *f*), los mínimos y máximos locales son simulados pero la respuesta hidrológica disminuye y aproxima a cero a su vez que el área glacial decrece.

Para describir las fases típicas de impacto hidrológico el escenario medio fue utilizado, el cual se basa en el incremento exponencial de γ_n y en las características de

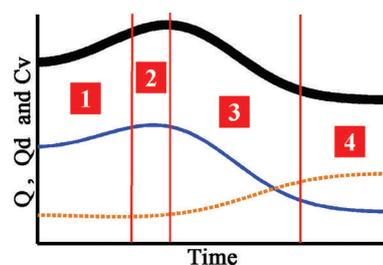


Fig. 5. Fases 'típicas' del impacto hidrológico del retroceso glacial (delimitadas y etiquetadas en rojo). La línea negra gruesa y la línea azul gruesa representan el promedio anual y la descarga de la estación seca respectivamente. La línea punteada amarilla corresponde al coeficiente de variación del caudal anual. Como las fases son conceptuales, los ejes se mantienen sin unidades.

las cuencas estudiadas (Fig. 5). La evolución de los parámetros hidrológicos bajo este escenario permite distinguir cuatro fases de impacto. La fase uno, etapas iniciales de deglaciación, caracterizada por un incremento suave de la descarga anual y de la estación seca debido a la suave deglaciación inicial, termina cuando el coeficiente de variación alcanza su mínimo. En la fase dos, mientras el incremento en la descarga anual se ralentiza hasta alcanzar un máximo, aquél de la estación seca se incrementa y luego declina; mientras tanto, el coeficiente de variación comienza a incrementarse. La fase tres comienza con una descarga promedio anual máxima y cubre la pronunciada declinación en la descarga y el correspondiente incremento en el coeficiente de variación. La fase cuatro incluye el final de la influencia glacial sobre el caudal mientras los cambios en la descarga son progresivamente menos pronunciados, alcanzando, como asíntota, un estado no-glacial.

Esta secuencia de cuatro fases está basada en una tasa continua de incremento de área de pérdida glacial. Como fue observado en el análisis de sensibilidad, las desviaciones de este patrón pueden cambiar la secuencia de fases. Sin embargo, la probabilidad de que esto último ocurra decrece en la medida en que se produce un alejamiento de las condiciones de alta cobertura glacial. Retornar a la fase dos desde la parte tardía de la fase tres o desde la fase cuatro necesitaría extremadamente altas tasas de deglaciación o una nueva expansión glacial de largo plazo. La posibilidad de que esto ocurra no es apoyada por las recientes proyecciones climáticas (Urrutia y Vuille, 2009).

Cada cuenca es interpretada individualmente comparando con las tendencias significativas en las descargas observadas con la definición de la fase de impacto (Tabla 9). Esta interpretación aplica a las observaciones del año final que se usó para el análisis de tendencias. Aquellas tendencias significativas en los parámetros de descarga que muestran posible influencia de precipitaciones (tres en total) fueron excluidas del ejercicio de adjudicación a las fases (descrito en la sección 3.4). Los resultados de la fase de determinación sugieren que siete de las nueve cuencas están en la fase de impacto tres. Una cuenca, La Recreta, muestra características de la fase cuatro, y otra, Parón, se mantiene en la fase uno hacia el final de las series de tiempo de descarga. Con un decrecimiento lineal durante la estación seca, La Balsa exhibe características de una cuenca en fase tres. Una transición desde la fase dos ocurrió posiblemente alrededor de 1970, el año en que el incremento en Cv llega a ser significativo en el análisis de regresión cuadrática;

Tabla 9. Tendencias asociadas con el modelo de retroceso glacial típico, comparado con las tendencias medidas. Los símbolos utilizados para la descripción de las tendencias son '+' para incremento, '-' para declinación, '+,-' para incremento seguido de decrecimiento, y '-,0' para declinación seguido de estabilización. Las fila 'Fases' resume las definición de fases. Los datos reproducidos corresponden a las cuencas con tendencias estadísticamente significativas solamente (Tabla 5). En el caso de las tendencias que fueron divididas por la regresión cuadrática, el año que separa los dos subperíodos se muestra en paréntesis. Las tendencias excluidas desde la fases de adjudicación debido a una posible influencia de la precipitación se muestran gris. La causa de rechazo es presentado en la columna 'Posible influencia de precipitación'. Los nombres de las cuencas son seguidos del año para el cual la interpretación aplica

		Q	Q _d	Q _{min}	Cv	Posible influencia de precipitación	Número de fase
Phases	1	+	+	+	-		
	2	+	+,-	+,-	+		
	3	-	-	-	+		
	4	-,0	-,0	-,0	+,-		
Chancos, 1996	linear						2 hasta 1980, entonces fase 3
	quad.1	+(1980)					
	quad.2	-(1980)		-(1974)			
Colcas, 1996	linear						1 hasta 1959, y 3 desde 1972
	quad.1				-(1959)		
	quad.2	-(1972)		-(1971)			
La Balsa, 2008	linear		-		+	Cv / Huaraz	3 desde 1970
	quad.1		-(1994)	-(1992)			
	quad.2		-(1994)		+(1970)		
La Recreta, 1995	linear	-	-	-			3 y posiblemente 4 desde 1982
	quad.1		-(1980)	-(1984)	+(1976)	Q _d / La Recreta	
	quad.2		-(1980)	-(1984)			
Llanganuco, 2009	linear						2 hasta 1988 entonces 3
	quad.1	+(1988)					
	quad.2	-(1988)					
Los Cedros, 1999	linear			-			3 desde 1962
	quad.1			+(1962)			
	quad.2			-(1962)			
Pachacoto, 1996	linear						Posiblemente 3 desde 1962
	quad.1	+(1962)					
	quad.2						
Parón, 1983	linear	+	+	+	-		1
	quad.1						
	quad.2	+(1962)	+(1958)	+(1958)			
Querococha, 1995	linear						2 hasta 1976, entonces 3
	quad.1	+(1975)		+(1975)		Q / Querococha	
	quad.2		-(1976)	-(1976)			

aunque esta posibilidad no es confirmada por otros parámetros. El hecho que un incremento en Cv es medido en paralelo a la reducción de descarga de la estación seca durante el segundo subperíodo, es una indicación que los factores glaciales son al menos la causa parcial de la observada disminución en descarga.

Ninguna de las 38 tendencias significativas utilizadas en este estudio se contradice en cuanto a la adjudicación de fase, lo que confirma la capacidad del modelo para simular el impacto del retroceso glacial sobre las tendencias de descarga regional.

4.6. Potencial de los glaciares para influenciar los regímenes hidrológicos en el futuro

Los resultados de la simulación de retroceso rápido relacionan los valores de $\int Q^+$ y Q_{end}/Q_0 con las condiciones iniciales de A_{glo} y γ_0 (Fig. 6). Los valores de $\int Q^+$ son relativos, ya que mientras los valores más altos representan alto potencial para generar incremento en la descarga, los valores más bajos implican un bajo potencial. Los valores de $\int Q^+$ varían entre 0 y 18. Los valores más bajos (0-1) representan una cuasi marginal capacidad del área con cobertura glacial para generar un incremento

significativo del flujo incluso bajo las tasas extremas de retroceso que se han usado en las simulaciones. Por el contrario, los valores más altos caracterizan a cuencas donde los parámetros de descarga son altamente sensitivos a cambios en el patrón de retroceso glacial. Valores de Q_{end}/Q_0 varían entre 0.1 a 1. Los valores más bajos, obtenidos para la estación seca, representan una reducción drástica de la descarga, mientras que valores mayores a 0.9 tendrán un bajo impacto en los recursos hídricos.

Los resultados demuestran el rol crítico de γ_0 en la respuesta de una cuenca glaciada frente al retroceso glacial., especialmente para una cobertura superior a 5%. Una cuenca con más de 25% en cobertura glacial, por ejemplo, muestra un valor anual de $\int Q^+$ que fluctúan entre 0 y 10, dependiendo del valor de γ_0 , y es incluso más pronunciado cuando sólo la estación seca es considerada. La misma situación es observada con Q_{end}/Q_0 donde los cambios en γ_0 pueden disminuir la pérdida proyectada por más de un 40% una vez que el glaciar desaparece.

Los valores de $\int Q^+$ y Q_{end}/Q_0 fueron estimados al comparar sus características con los escenarios de retroceso rápido (Fig. 6). Los valores más bajos de $\int Q^+$, las descargas en La Recreta y en Querococha no deberían experimentar

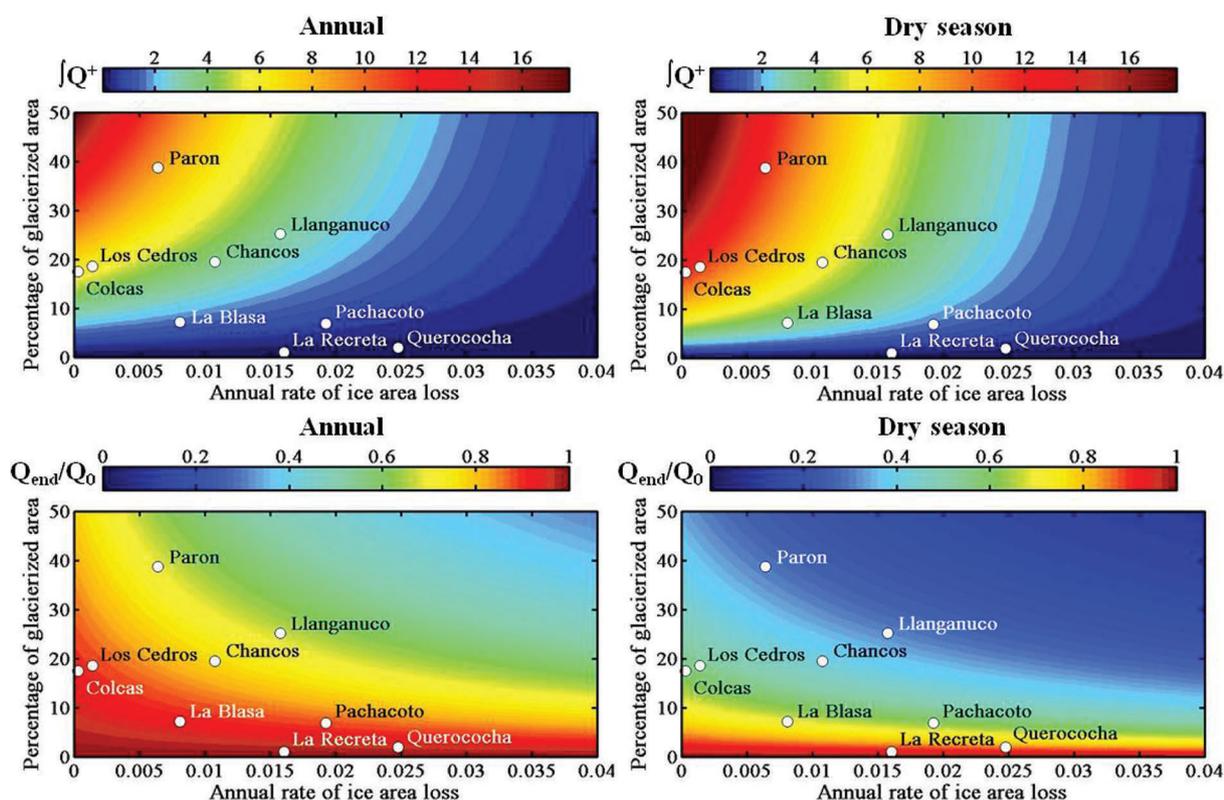


Fig. 6. Variaciones de $\int Q^+$ (gráficos superiores) y Q_{end}/Q_0 (gráficos inferiores) para las simulaciones de retroceso rápido como función del porcentaje de área con cobertura glacial y la tasa anual de pérdida de área. Los colores representan los valores de $\int Q^+$ (indicador de la capacidad del glaciar para incrementar el flujo en la cuenca) y de Q_{end}/Q_0 (relación descarga inicial simulada y descarga final simulada). Simulaciones para un año completo aparecen a la izquierda y simulaciones para la estación seca a la derecha. Los parámetros no tienen dimensiones.

una reducción en monto anual y de estación seca como consecuencia de reducción de área glacial. Una vez que los glaciares han desaparecido completamente, la descarga en La Recreta no debería cambiar demasiado comparado con el nivel presente, mientras que en Querococha se debería observar una ligera declinación en la estación seca.

La influencia futura debería ser ligeramente más importante en Pachacoto, incluso con una baja probabilidad de incremento en la descarga promedio asociada a fusión. La mayor diferencia entre Querococha y Pachacoto está en Q_{end}/Q_0 para la estación seca, los cuales son alrededor de 0.8 y 0.6, respectivamente.

En el largo plazo, Parón es la cuenca que debería experimentar el impacto más drástico del retroceso glacial. No solamente porque sus glaciares tienen el más alto potencial para generar incremento de descarga anual y durante la estación seca, sino que la completa desaparición de los glaciares produciría un declive de la descarga de la estación seca a un valor inferior al 40% de su nivel actual. Descargas anuales también declinarían, pero a un valor equivalente al 70% de la situación presente.

Colcas y Los Cedros presentan similar área con cobertura glacial y tasas de pérdida. En estas dos cuencas $\int Q^+$ presentan los valores más altos, aunque los valores de Q_{end}/Q_0 son cercanos al promedio. Estas características sugieren que el potencial para un incremento en descarga está entre los mayores, no obstante el descenso del flujo después de la desaparición de los glaciares será menos dramática que en el caso de Chancos y Llanganuco, este último teniendo una predicción de decrecimiento mayor a 60% comparado con

el régimen actual en la estación seca. Patrones en los valores de $\int Q^+$ y Q_{end}/Q_0 en La Balsa varían entre extremos. Cuando un año completo es considerado, el potencial para incrementar la descarga debido a una aceleración del retroceso glacial es muy bajo. Similarmente, Q_{end}/Q_0 permanece alto, alrededor de 0.9, para todo el promedio anual. La situación en la estación seca es diferente, ya que en La Balsa el valor $\int Q^+$ está en el promedio, mientras Q_{end}/Q_0 es aproximadamente 0.7. Una pérdida de 30% de la descarga de la estación seca en aquella estación no dejaría de producir consecuencias, especialmente considerando las ocasiones en que el Río Santa casi se seca por completo antes de alcanzar el Océano Pacífico.

5. CONCLUSIÓN

Los glaciares son importantes componentes del sistema hidrológico en muchas cuencas tropicales Andinas, haciendo que su actual retroceso sea una amenaza a los recursos hídricos. La predicción de las consecuencias exactas del retroceso glacial es difícil debido a la complejidad y la escala de los procesos envueltos. Las mediciones de cambios recientes en los glaciares basadas en ASTER indican que la recesión se está acelerando en la cuenca alta del Río Santa, con una pérdida general del área glacial anual del orden de 0.81% entre 1990 y 2009.

Para evaluar la influencia pasada y presente de los glaciares sobre la descarga de los ríos, datos históricos y modernos de la Cordillera Blanca fueron reanalizados. Usando una combinación de análisis de regresión y de

tendencias, se han encontrado evidencias estadísticamente significativas de que estos sistemas han cruzado un umbral crítico, exhibiendo una disminución de la descarga anual y de la estación seca. En la estación La Balsa, la cual mide la descarga de la cuenca alta de Río Santa, se observa un declive en el flujo de la estación que probablemente comenzó durante la década de 1970. La débil correlación que existe entre los parámetros de descarga y las precipitaciones apoya la hipótesis de que estas tendencias son forzadas por el retroceso glacial medido durante el mismo período.

El enlace entre retroceso glacial y recursos hídricos es analizado usando un modelo de balance hídrico simple. Este modelo simula la influencia del retroceso glacial sobre la descarga anual y de la estación seca como también la variabilidad en la descarga anual, revelando las cuatro fases de impacto de los resultantes cambios hidrológicos. El examen de los registros históricos y su ajuste a estas fases sugiere una disminución de la contribución del agua de fusión a la descarga de las cuencas estudiadas. En las cuencas Querococha, La Recreta, Pachacoto y La Balsa, la disminución en la descarga no es reversible. El declive en la descarga de la estación seca debería continuar por muchas décadas en tanto que las cuencas entran en la fase de disminución asintótica anterior al desaparecimiento de la influencia de los glaciares sobre los regímenes hidrológicos. Una vez que los glaciares se han fusionado completamente, la descarga será probablemente menor que en el presente. En particular, la descarga de la estación puede disminuir más de un 60% con respecto al presente para Parón y Llanganuco. En La Balsa, la descarga promedio de la estación seca debería declinar al 70% de los niveles actuales.

La análisis de sensibilidad del modelo confirma que el área glacial inicial es el factor más importante de la influencia glacial sobre la hidrología. Ese análisis también muestra que, a diferencia del área total de la cuenca, la tasa anual de pérdida de área es tan importante como el área glacial inicial.

Aunque la cuenca del Río Santa tiene y debería mantener abundante recurso hídrico en el contexto de la descarga total, la situación de la estación seca es claramente diferente. Un declive en la disponibilidad de agua superficial durante la estación seca ya ha comenzado y debería continuar. Considerando la vulnerabilidad de la población local frente al cambio climático y la disminución de los recursos de agua (Bury y otros, 2011), los resultados presentados pueden representar una futura preocupación social, ecológica y económica.

A pesar de la consistencia general de los resultados de este estudio, deber ser reconocido que estos pueden ser influenciados por la incertidumbre relacionada a la interpolación de datos y a la estimación del área glacial. El método utilizado es promisorio y potencialmente podría ser aplicado a otras regiones del mundo. Sin embargo, los resultados de la aplicación de este modelo a la Cordillera Blanca necesitan ser confirmados por otros medios. Además, futuros estudios deberían considerar la evaluación de la precisión de los métodos más profundamente.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la información de descargas históricas proveídas por Abel Rodríguez y Duke Energy, El Perú, y el financiamiento proporcionado por la US National Science

Foundation (BCS-0752175), The Ohio State University's Climate, Water and Carbon Program, y la McGill University. Damos las gracias a Robert Carver por sus constructivos comentarios.

REFERENCIAS

- Alford D and Armstrong R (2010) The role of glaciers in stream flow from the Nepal Himalaya. *Cryos. Discuss.*, **4**(2), 469–494
- Ames A and Hastenrath S (1996) Diagnosing the imbalance of Glacier Santa Rosa, Cordillera Raura, Peru. *J. Glaciol.*, **42**(141), 212–218
- Bahr DB (1997) Global distributions of glacier properties: a stochastic scaling paradigm. *Water Resour. Res.*, **33**(7), 1669–1679
- Bahr DB, Meier MF and Peckham SD (1997) The physical basis of glacier volume–area scaling. *J. Geophys. Res.*, **102**(B9), 20355–20362
- Baraer M, McKenzie JM, Mark BG and Palmer S (2007) An integrated hydrochemical and hydrological approach to modeling runoff in glacier-fed basins, Cordillera Blanca, Peru. In *Glaciers in Watershed and Global Hydrology. International Commission for Snow and Ice Hydrology Workshop, 27–31 August 2007, Obergurgl, Austria*.
- Baraer M, McKenzie JM, Mark BG, Bury J and Knox S (2009a) Characterizing contributions of glacier melt and groundwater during the dry season in a poorly gauged catchment of the Cordillera Blanca (Peru). *Adv. Geosci.*, **22**, 41–49
- Baraer M, McKenzie JM, Mark BG and Knox S (2009b) Nature and variability of water resources in the Río Santa upper watershed, Peru [Abstr. H74A-01]. In *AGU–CGU Joint Assembly, 24–27 May 2009, Toronto, Ontario, Canada*. American Geophysical Union, Washington, DC (<http://adsabs.harvard.edu/abs/2009AGUSM.H74A..01B>)
- Barnett TP, Adam JC and Lettenmaier DP (2005) Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, **438**(7066), 303–309
- Birsan M-V, Molnar P, Burlando P and Pfaundler M (2005) Streamflow trends in Switzerland. *J. Hydrol.*, **314**(1–4), 312–329
- Bradley RS, Vuille M, Diaz HF and Vergara W (2006) Threats to water supply in the tropical Andes. *Science*, **312**(5781), 1755–1756
- Braun LN, Weber M and Schulz M (2000) Consequences of climate change for runoff from Alpine regions. *Ann. Glaciol.*, **31**, 19–25
- Brown LE, Milner AM and Hannah DM (2010) Predicting river ecosystem response to glacial meltwater dynamics: a case study of quantitative water sourcing and glaciality index approaches. *Aquat. Sci.*, **72**(3), 325–334
- Bury JT and 7 others (2011) Glacier recession and human vulnerability in the Yanamarey watershed of the Cordillera Blanca, Peru. *Climatic Change*, **105**(1–2), 179–206
- Chevallier P, Pouyaud B, Suarez W and Condom T (2010) Climate change threats to environment in the tropical Andes: glaciers and water resources. *Reg. Environ. Change*, **11**, Suppl. 1, 179–187
- Collins DN (2008) Climatic warming, glacier recession and runoff from Alpine basins after the Little Ice Age maximum. *Ann. Glaciol.*, **48**, 119–124
- Collins DN and Taylor DP (1990) Variability of runoff from partially-glacierised alpine basins. *IAHS Publ.* 193 (Symposium at Lausanne 1990 – *Hydrology in Mountainous Regions I: Hydrological Measurements; the Water Cycle*), 365–372.
- Dingman SL (2002) *Physical hydrology* 2nd edn. Waveland Press, Long Grove, IL
- Georges C (2004) 20th century glacier fluctuations in the tropical Cordillera Blanca, Peru. *Arct. Antarct. Alp. Res.*, **36**(1), 100–107
- Hagg W and Braun L (2005) The influence of glacier retreat on water yield from high mountain areas: comparison of Alps and

- central Asia. In De Jong C, Ranzi R and Collins D eds. *Climate and hydrology in mountain areas*. Wiley, Chichester, 263–275
- Hannah DM, Sadler JP and Wood PJ (2007) Hydroecology and ecohydrology: a potential route forward? *Hydrol. Process.*, **21**(24), 3385–3390
- Hastenrath S and Ames A (1995) Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru. *J. Geophys. Res.*, **100**(D3), 5105–5112
- Hirsch RM and Slack JR (1984) A nonparametric trend test for seasonal data with serial dependence. *Water Resour. Res.*, **20**(6), 727–732
- Hofer M, Mölg T, Marzeion B and Kaser G (2010) Empirical–statistical downscaling of reanalysis data to high-resolution air temperature and specific humidity above a glacier surface (Cordillera Blanca, Peru). *J. Geophys. Res.*, **115**(D12), D12120 (doi: 10.1029/2009JD01255)
- Huss M, Farinotti D, Bauder A and Funk M (2008) Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate. *Hydrol. Process.*, **22**(19), 3888–3902
- Huss M, Jouvett G, Farinotti D and Bauder A (2010) Future high-mountain hydrology: a new parameterization of glacier retreat. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **14**(5), 815–829
- Jansson P, Hock R and Schneider T (2003) The concept of glacier storage: a review. *J. Hydrol.*, **282**(1–4), 116–129
- Juen I, Kaser G and Georges C (2007) Modelling observed and future runoff from a glacierized tropical catchment (Cordillera Blanca, Perú). *Global Planet. Change*, **59**(1–4), 37–48
- Kalthoff N and 6 others (2006) The energy balance, evapotranspiration and nocturnal dew deposition of an arid valley in the Andes. *J. Arid Environ.*, **65**(3), 420–443
- Kaser G and Georges C (1999) On the mass balance of low latitude glaciers with particular consideration of the Peruvian Cordillera Blanca. *Geogr. Ann.*, **81A**(4), 643–651
- Kaser G and Osmaston H. (2002) *Tropical glaciers*. Cambridge University Press, Cambridge
- Kaser G, Juen I, Georges C, Gomez J and Tamayo W (2003) The impact of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Peru. *J. Hydrol.*, **282**(1–4), 130–144
- Kaser G, Grosshauser M and Marzeion B (2010) Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA (PNAS)*, **107**(47), 20223–20227
- Kistin EJ, Fogarty J, Pokrasso RS, McCally M and McCornick PG (2010) Climate change, water resources and child health. *Arch. Disease Childh.*, **95**(7), 545–549
- Koboltschnig GR and Schöner W (2010) The relevance of glacier melt in the water cycle of the Alps: an example from Austria. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, **7**(3), 2897–2913
- Kundzewicz ZW and 6 others (2005) Trend detection in river flow series: 1. Annual maximum flow. *Hydrol. Sci. J.*, **50**(5), 797–810
- Lambrecht A and Mayer C (2009) Temporal variability of the non-steady contribution from glaciers to water discharge in western Austria. *J. Hydrol.*, **376**(3–4), 353–361
- Mann HB (1945) Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, **13**(3), 245–259
- Marengo JA (1995) Variations and change in South American streamflow. *Climatic Change*, **31**(1), 99–117
- Mark BG and McKenzie JM (2007) Tracing increasing tropical Andean glacier melt with stable isotopes in water. *Environ. Sci. Technol.*, **41**(20), 6955–6960
- Mark BG and Seltzer GO (2003) Tropical glacier meltwater contribution to stream discharge: a case study in the Cordillera Blanca, Peru. *J. Glaciol.*, **49**(165), 271–282
- Mark BG, McKenzie JM and Gómez J (2005) Hydrochemical evaluation of changing glacier meltwater contribution to stream discharge: Callejon de Huaylas, Peru. *Hydrol. Sci. J.*, **50**(6), 975–987
- Mark BG, Bury J, McKenzie JM, French A and Baraer M (2010) Climate change and tropical Andean glacier recession: evaluating hydrologic changes and livelihood vulnerability in the Cordillera Blanca, Peru. *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, **100**(4), 794–805
- Milner AM, Brown LE and Hannah DM (2009) Hydroecological response of river systems to shrinking glaciers. *Hydrol. Process.*, **23**(1), 62–77
- Moore RD and 7 others (2009) Glacier change in western North America: influences on hydrology, geomorphic hazards and water quality. *Hydrol. Process.*, **23**(1), 42–61
- Nolin AW, Phillippe J, Jefferson A and Lewis SL (2010) Present-day and future contributions of glacier runoff to summertime flows in a Pacific Northwest watershed: implications for water resources. *Water Resour. Res.*, **46**(12), W12509 (doi: 10.1029/2009WR008968)
- Ohmura A (2001) Physical basis for the temperature-based melt-index method. *J. Appl. Meteorol.*, **40**(4), 753–761
- Pouyaud B and 8 others (2003) *Glaciers et ressources en eau dans le bassin du rio Santa*. Institut de Recherche pour le Développement (IRD)–Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENMHI)–Instituto Nacional de Recursos Naturales (INRENA), Paris
- Pouyaud B and 6 others (2005) On the future of the water resources from glacier melting in the Cordillera Blanca, Peru. *Hydrol. Sci. J.*, **50**(6), 999–1022
- Rabatel A, Machaca A, Francou B and Jomelli V (2006) Glacier recession on Cerro Charquini (16° S), Bolivia, since the maximum of the Little Ice Age (17th century). *J. Glaciol.*, **52**(176), 110–118
- Racoviteanu AE, Arnaud Y, Williams MW and Ordoñez J (2008) Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing. *J. Glaciol.*, **54**(186), 499–510
- Racoviteanu AE, Paul F, Raup B, Khalsa SJS and Armstrong R (2009) Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space: results of the 2008 Global Land Ice Measurements from space (GLIMS) workshop, Boulder, Colorado, USA. *Ann. Glaciol.*, **50**(53), 53–69
- Ramírez E and 8 others (2001) Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case-study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16° S). *J. Glaciol.*, **47**(157), 187–194
- Raup BH, Khalsa SJS, Armstrong R, Helm C and Dyurgerov M (2008) GLIMS: progress in mapping the world's glaciers. In Lacoste H. and Ouwehand L eds. *IGARSS '07, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 23–27 July 2007, Barcelona, Spain. Proceedings*. Institute of Electrical and Electronics Engineers, Piscataway, NJ, 3991–3993
- Soroco A and 9 others (2009) Mass balance of Glaciar Zongo, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods. *Ann. Glaciol.*, **50**(50), 1–8
- Stahl K and Moore D (2006) Influence of watershed glacier coverage on summer streamflow in British Columbia, Canada. *Water Resour. Res.*, **42**(6), W06201 (doi: 10.1029/2006WR005022)
- Suarez W, Chevallier P, Pouyaud B and Lopez P (2008) Modelling the water balance in the glacierized Parón Lake basin (White Cordillera, Peru). *Hydrol. Sci. J.*, **53**(1), 266–277
- Uehlinger U, Robinson CT, Hieber M and Zah R (2010) The physico-chemical habitat template for periphyton in alpine glacial streams under a changing climate. *Hydrobiologia*, **657**(1), 107–121
- Urrutia R and Vuille M (2009) Climate change projections for the tropical Andes using a regional climate model: temperature and precipitation simulations for the end of the 21st century. *J. Geophys. Res.*, **114**(D2), D02108 (doi: 10.1029/2008JD011021)
- Vergara W and 7 others (2007) Economic impacts of rapid glacier retreat in the Andes. *Eos*, **88**(25), 261
- Viviroli D and 14 others (2010) Climate change and mountain water resources: overview and recommendations for research, management and politics. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **7**(3), 2829–2895
- Vuille M and 6 others (2008a) Climate change and tropical Andean glaciers: past, present and future. *Earth-Sci. Rev.*, **89**(3–4), 79–96

- Vuille M, Kaser G and Juen I (2008b) Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation. *Global Planet. Change*, **62**(1–2), 14–18
- Winkler M, Juen I, Mölg T, Wagnon P, Gómez J and Kaser G (2009) Measured and modelled sublimation on the tropical Glaciar Artesonraju, Perú. *Cryosphere*, **3**(1), 21–30
- Xu Z, Liu Z, Fu G and Chen Y (2010) Trends of major hydroclimatic variables in the Tarim River basin during the past 50 years. *J. Arid Environ.*, **74**(2), 256–267
- Yue S and Pilon P (2004) A comparison of the power of the t test, Mann–Kendall and bootstrap tests for trend detection. *Hydrol. Sci. J.*, **49**(1), 21–37