



Organización
de las Naciones Unidas
para la Educación,
la Ciencia y la Cultura



Programa
Hidrológico
Intergubernamental

Modelización hidro-glaciológica actual y futura de la microcuenca Yanamarey en la cordillera Blanca, Perú

Current and future hydro-glaciological modeling of the Yanamarey microbasin in the Cordillera Blanca, Peru



Arnaldo Tacsi^{1,3*}, Thomas Condom², Javier Garcia⁴,
Alejo Cochachin¹, Abel Mejia³

Recibido: 4/08/2021

Aceptado: 9/10/2021

*Autor de correspondencia

Resumen

Los recursos hídricos de la estación seca en los áridos Andes tropicales están disminuyendo debido a la fusión de los glaciares inducida por el cambio climático. La dinámica de escorrentía y derretimiento del glaciar se evaluó a la microcuenca Yanamarey en la cordillera Blanca del Perú, aplicando el enfoque conceptual semi-distribuido con los modelos GSM (Glacier Snow Melt) y SOCONT (Soil Contribution), que integra procesos hidro-glaciológicos en zona glaciar y no-glaciar, para periodo base (2013 – 2018) y futuro (2018 – 2050) con escenarios de cambio climático RCP 2.6 y RCP 8.5, utilizando datos diarios de temperatura y precipitación. En el periodo base de 5 años, el glaciar Yanamarey de 0.23 km² de superficie promedio presenta una fusión de hielo de 1281509 m³ y la mayor contribución mensual de caudal de deshielo ocurre en el mes de noviembre (estación húmeda) y agosto (estación seca). El escenario futuro del glaciar Yanamarey con clima de CMIP5 de modelo regional RegCM4, predice que la masa de hielo se convertirá por completo a la escorrentía en agosto de 2030 en escenario RCP 8.5 y octubre de 2036 en RCP 2.6. El resultado advierte sin la presencia de masa glaciar (hielo y nieve) en escenario RCP 8.5, se tendrá una reducción de 25% al caudal de periodo base afectando el suministro de agua en uso agrícola y poblacional en las próximas décadas.

Palabras clave: Cordillera Blanca, glaciar Yanamarey, modelización hidro-glaciológica, RS MINERVE, GSM, SOCONT, RCP2.6 y RCP 8.5

Abstract

Dry season water resources in the arid tropical Andes are decreasing due to climate change-induced glacier melting. Glacier runoff and melt dynamics were evaluated for the Yanamarey micro-watershed in the Cordillera Blanca of Peru, applying the semi-distributed conceptual approach with the GSM (Glacier Snow Melt) and SOCONT (Soil Contribution) models, which integrates hydro-glaciological processes in glacial and non-glacial zones, for the base period (2013 - 2018) and future (2018 - 2050) with climate change scenarios RCP 2.6 and RCP 8.5, using daily temperature and precipitation data. In the 5-year base period, the Yanamarey glacier with an average surface area of 0.23 km² has an ice melt of 1281509 m³ and the highest monthly melt flow contribution occurs in November (wet season) and August (dry season). The future scenario of the Yanamarey glacier with CMIP5 climate from RegCM4 regional model, predicts that the ice mass will be completely converted to runoff in August 2030 in RCP 8.5 scenario and October 2036 in RCP 2.6. The result warns that without the presence of glacier mass (ice and snow) in RCP 8.5 scenario, there will be a 25% reduction to the base period flow affecting agricultural and population water supply in the coming decades.

Keywords: Cordillera Blanca, Yanamarey glacier, hydro-glaciological modeling, RS MINERVE, GSM, SOCONT, RCP2.6 y RCP 8.5

1 Area de Evaluación de Glaciares y Lagunas-Autoridad Nacional del Agua, Perú. Distrito de Independencia, Huaraz. Perú. atacsi@ana.gob.pe

2 Université Grenoble Alpes, IRD, CNRS, IGE, 38000 Grenoble, France

3 Universidad Nacional Agraria La Molina, Av. Universidad s/n, La Molina, Lima 12, Perú.

4 Centre de recherche sur l'environnement alpin, Suisse

1. INTRODUCCIÓN

Los recursos hídricos almacenados en los glaciares de las cordilleras peruanas, situados en las cuencas altas de los Andes tropicales, corren el riesgo de reducirse debido al rápido derretimiento de los glaciares más pequeños y ubicadas a baja altitud (ANA, 2014, Racoviteanu *et al.*, 2008). El ciclo hidrológico de la región probablemente se verá afectado en el contexto del cambio climático debido a la alteración de la intensidad, la distribución temporal y espacial de la precipitación, la escorrentía superficial y la recarga del agua subterránea (Bates *et al.*, 2008). El agua superficial derivada de la cobertura de glaciares ubicadas en las altas montañas está estrechamente relacionada con el desarrollo de las poblaciones andinas a través de usos agrícolas, municipales, así como la generación de energía hidroeléctrica (Bury *et al.*, 2013). Los recursos hídricos derivados de los glaciares peruanos no solo abastecen directamente a las poblaciones rurales circundantes, sino que también proporcionan agua a ciudades importantes del Perú, que afectan directa e indirectamente a millones de personas en todo el país (Chevallier *et al.*, 2011). La disponibilidad cambiante de este recurso requiere la cuantificación del caudal actual y futura para una implementación efectiva de los planes de gestión del agua.

Las evaluaciones actuales de la disponibilidad de agua indican un riesgo significativo para las zonas alto andinas peruanas debido a la reducción drástica y acelerada de la masa de hielo (Burns & Nolin, 2014; Vuille *et al.*, 2008) con tasa de cambio de tamaño intenso en bajas altitudes de pequeñas glaciares con consecuencia a la extinción (Seehaus *et al.*, 2019, Rabatel *et al.*, 2013). Los balances de masa glaciar se ven afectados por las fluctuaciones en la precipitación y la temperatura (Kaser *et al.*, 2003), y se consideran indicadores sensibles del cambio climático en las zonas tropicales (Francou *et al.*, 2013). Tanto en las zonas de acumulación como en ablación del glaciar, las mediciones de balance de masas pueden ser directas (glaciológicas y topográficas) o indirectas (hidrológicas y fotogramétricas) e indican contribuciones de glaciares significativas al caudal tanto en períodos húmedos como secos a lo largo de los Andes (Francou & Pouyand, 2004). La pérdida de hielo ha provocado un aumento inicial y la posterior disminución del caudal durante la estación seca en las cuencas proglaciares de la cordillera Blanca (Baraer *et al.*, 2012).

El cuarto informe de evaluación del Panel Internacional sobre Cambio Climático (IPCC) muestra que, durante el siglo XX, los cambios en las precipitaciones de América Latina fueron irregulares, con disminuciones en zonas como el flanco occidental de los Andes y aumentos en otras zonas como el Cono Sur y en algunas zonas geográficas de la Región Andina en Ecuador, Bolivia y Argentina (IPCC, 2007). Estos cambios, junto con el aumento de las temperaturas, están impulsando el deshielo de los glaciares andinos, incluidos los de la cordillera Blanca (IPCC, 2013). Los estudios actuales indican que en los próximos 15 años, los glaciares andinos más pequeños y más bajos podrían desaparecer por completo, lo que afectaría la disponibilidad de agua y la generación de energía hidroeléctrica, mientras que los glaciares más grandes seguirán retrocediendo (Bates *et al.*, 2008; Condom *et al.*, 2012; Escobar *et al.*, 2013; Francou, 2003; Ramírez *et al.*, 2001).

En toda la cordillera Blanca, el ENSO (Oscilación del Sur de El Niño) afecta en gran medida el balance de masa de los glaciares, donde los años de El Niño corresponden a condiciones cálidas y secas y al balance negativo de masas de hielo (Maussion *et al.*, 2015). Durante los años cálidos y secos de ENSO en la región, menos precipitación que cae como nieve en el glaciar ha causado una mayor pérdida de masa (Francou *et al.*, 2000), efectos que pueden prolongarse en el siguiente año ENSO. Sobre la base del patrón de ENSO multidecadal, la región ha experimentado una tendencia global de calentamiento desde principios de la década de 1980 de 0.13 °C/década (S. Schauwecker *et al.*, 2014). Una mayor frecuencia en años de El Niño, junto con las tendencias del calentamiento atmosférico, ha causado una dramática pérdida de hielo en todo el rango de altitud (Rabatel *et al.*, 2013), perdiendo 40.5% de cobertura de glaciar de cordillera Blanca desde 1962 hasta 2020 (AEGL-ANA, 2020). En la cordillera Blanca, los cambios más importantes en la descarga de aguas superficiales ocurren durante la estación seca (mayo a octubre), cuando los glaciares continúan liberando agua de deshielo en ausencia relativa de precipitación (Viviroli *et al.*, 2011; Vuille, 2013).

Los modelos hidro-glaciológico que implica la fusión de glaciar en altas montañas, con una reducción constante de tamaño inducido por el clima son integrado en proyectar dar respuesta con modelo grado día los procesos de cambio en la masa glaciar (Khadka, 2020). Las simulaciones de caudales que

considera la dinámica del hielo pueden pronosticarse bajo múltiples escenarios futuros de emisiones de gases de efecto invernadero, lo que permite las predicciones de contribuciones relativas del caudal, así como del volumen de hielo. En presencia de cambios climáticos globales, los futuros escenarios de derretimiento proporcionan estimaciones del momento de la recesión del caudal hacia un régimen de flujo de agua que no se ve afectado por la influencia del glaciar. Esto tiene implicaciones importantes de respuesta hidrológicas para cuantificar la disponibilidad de recursos hídricos con cambios climáticos en las cuencas correspondientes (Ramírez, 2008) y en toda la cuenca del río Santa.

Debido a que la disponibilidad de datos hidrológicos y glaciológicos del ámbito de estudio es limitada, son necesarios supuestos teóricos y estimaciones que conducen a mayores niveles de incertidumbre, como la interpolación espacial de las variables de temperatura y precipitación en un entorno topográficamente complejo. Estas incertidumbres pueden abordarse con trabajos futuros que mejoren la frecuencia espacial y temporal de las mediciones hidrológicas, glaciológicas y meteorológicas. Cabe señalar que los cambios futuros en la precipitación, tanto en cantidad como en estacionalidad, son difíciles de simular en la cordillera Blanca porque las incertidumbres en los modelos climáticos tienen una capacidad limitada para simular con precisión el ciclo hidrológico mundial (Vuille, 2013). Estas incertidumbres requieren proyecciones diversas de escenarios de cambio climático en términos probabilísticos, y requiere que los modelos climáticos permitan el cálculo de la incertidumbre al estimar la magnitud del aumento de las temperaturas o los cambios en las precipitaciones.

En condiciones de retroceso glaciar continuo, los glaciares generan un aumento temporal de la escorrentía antes de disminuir hacia niveles no glaciares (Mark *et al.*, 2009). El fenómeno del "descarga pico" se ha observado en la subcuenca Querococha de la cordillera Blanca con caudales de glaciares en estación seca en declive y cuando los glaciares han desaparecidos, la descarga debería observar una ligera declinación (Baraer *et al.*, 2012). En este contexto, el presente estudio es lograr representar el comportamiento hidrológico y predecir los caudales futuros en la microcuenca Yanamarey de la cordillera Blanca, utilizando el modelo climático en RCP 2.6 y RCP 8.5. Las simulaciones hidro-

glaciológicas se llevaran a cabo utilizando la plataforma RS Minerve (García *et al.*, 2007). El resultado del modelo se utilizará para cuantificar la disponibilidad de agua en la parte superior de la cuenca del río Santa y en la toma de decisiones por parte de las autoridades del agua y los gobiernos regionales.

2. METODOLOGÍA

2.1 Área de estudio

La microcuenca de Yanamarey es una pequeña cuenca glaciar situada al sur de la cordillera Blanca y al noroeste de Perú (Figura 1), de coordenadas del centroide de la microcuenca de 9°39.4' de latitud sur y 77°16.2' de longitud oeste, con una altitud de 4750 msnm. La microcuenca de Yanamarey se encuentra en la naciente de un pequeño valle en la vertiente occidental de la cordillera Blanca, que forma parte de la subcuenca Yanayacu, drenando sus aguas hacia a la laguna Querococha y el río Yanayacu, desemboca al río Santa en el sector norte de la ciudad de Catac, provincia de Recuay que alberga a 195 habitantes (INEI, 2007). La geología de la subcuenca de Yanayacu presenta estratificaciones de rocas sedimentarias, intrusivas y materiales cuaternarios que recubren anteriores formaciones y las edades de las rocas identificadas están comprendidas entre el Jurásico superior y cuaternario (UGRH, 1993).

La microcuenca Yanamarey comprende un área de 1.55 km² (altitud mínima ~ 4620 msnm y máxima ~ 5200 msnm), mientras el glaciar Yanamarey tiene una superficie total de 0.29 km² según imágenes satelitales del 2012 y se extiende desde 4768 msnm hasta 5200 msnm de altitud (UGRH-ANA, 2015) y comparado con el área glaciar de 1970, ha habido una pérdida de 1.06 km² (Hidrandina, 1989) y un retroceso de frente glaciar de 1948 a 2018 de 974 m (AEGL-ANA, 2019). Durante los años 1980 y 1990, el glaciar Yanamarey experimentó una retirada rápida por los eventos de El Niño (López-Moreno *et al.*, 2017). A medida que el glaciar Yanamarey se reduce, las entradas de agua de deshielo a la descarga de la cuenca disminuirán (Baraer *et al.*, 2012). Estudios previos han estimado que 47% de la descarga en la cuenca de Querococha se deriva de las aguas subterráneas durante la estación seca, que dominará cada vez más las contribuciones al caudal en el futuro (Baraer *et al.*, 2009; 2015).

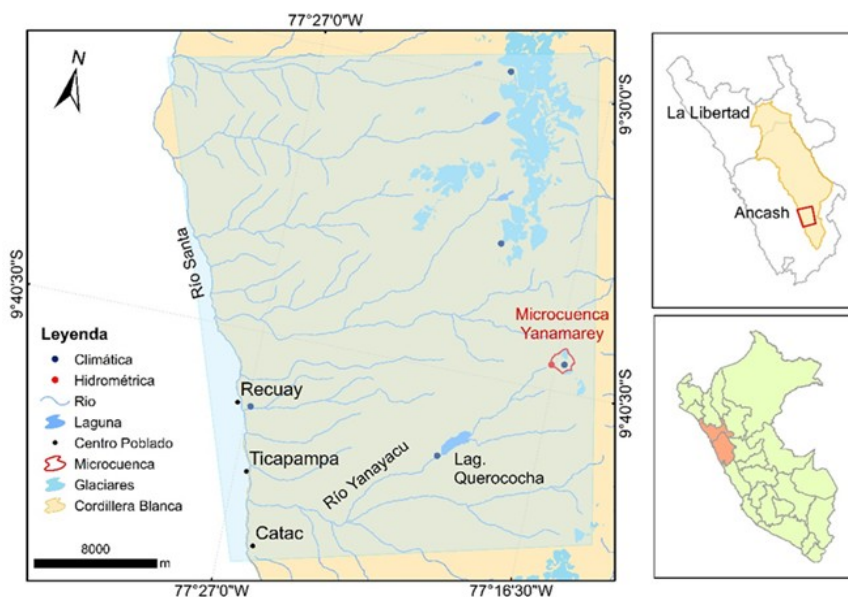


Figura 1. Ubicación del área de estudio de la microcuenca Yanamarey y la posición de estación hidrométrica y climática.

2.2 Información disponible

2.2.1 Serie de datos históricas

La microcuenca Yanamarey existen datos diarios climáticos e hidrométrico desde el año 2005; pero, existe varios periodos con data incompleta. Para la presente investigación se utilizó datos diarios de precipitación, temperatura y caudal desde octubre de 2013 hasta diciembre de 2018. Además, las

estaciones climáticas existentes en las cuencas cercanas (Uruashraju, Querococha, Shallap y Recuay) se utilizaron para completar los registros faltantes. La serie de datos de precipitación, temperatura y descarga se realizaron control de calidad retirando algunos valores incongruentes, y los registros faltantes se completaron usando un porcentaje de cada estación vecina (Tabla 1).

Tabla 1. Información utilizada de periodo de 2013-2018 para el estudio hidro-glaciológico.

Estación	Latitud Sur	Longitud Oeste	Altitud msnm	Tipo	Institución	Información utilizada (%)		
						P	T	Q
Yanamarey	9°39.5'	77°16.2'	4698	T, P	ANA	64	72	-
Querococha	9°43.6'	77°20.0'	4012	T, P	ANA		14	-
Uruashraju	9°35.7'	77°19.3'	4693	T, P	ANA	33	8	-
Shallap	9°29.6'	77°20.2'	4965	T, P	ANA	3		-
Recuay	9°43.2'	77°26.9'	3431	T, P	SENAMHI		6	-
Yanamarey	9°39.6'	77°16.6'	4620	Q	ANA	-	-	100

T= temperatura, P= precipitación, Q= descarga

La serie de datos de precipitación y temperatura fue obtenida de una estación pluviométrica de la microcuenca Yanamarey y 04 estaciones pluviométricas cercanas a Yanamarey. Los datos

faltantes de precipitación de toda la estación pluviométrica fue calculada por método de ratios (Alfaro & Pacheco, 2000). En temperatura, se utilizó un gradiente térmico de 0.8°C /100 m para calcular

los valores de temperatura faltantes para cada estación a su altitud correspondiente. Este gradiente de temperatura se considera referencial para la región de cordillera Blanca (Carey *et al.*, 2012). Evapotranspiración potencial (ETP) fue estimado

utilizando Oudin, 2005 (Ecuación 1) para el periodo de evaluación. El método de coeficiente de Oudin fueron aplicado para modelamiento hidrológicos de varias cuencas del mundo (Oudin, 2005).

$$\begin{aligned} \text{ETP} &= \text{CoeffETP} \cdot \frac{\text{Re}}{\lambda \rho} \cdot \frac{T+5}{100} \quad \text{Si } T > -5 \\ \text{ETP} &= 0 \quad \text{Si } T \leq -5 \end{aligned} \quad (1)$$

Donde

- ETP es evapotranspiración potencial (mm/día)
- R es radiación global extraterrestre (MJ/m²/día)
- T la temperatura del aire a 2 m de altura del suelo (°C).

Para evaluar los cambios en la cobertura de masas de hielo, se utilizaron las superficies de glaciares del año 1970 hasta 2018, las que fueron obtenidos con fotografías aéreas (Hidrandina, 1989) e imágenes de satélite Spot 5 y Aster (UGRH-ANA, 2010, 2015) y Landsat 5 TM, 7 ETM y 8. En las imágenes de satélite se identificó el glaciar con la aplicación del índice de nieve de diferencia normalizada (NDSI) (Dozier, 1989; Hall & Riggs, 2011) y la clasificación supervisada utilizando el análisis espectral con el

algoritmo de distancia mínima y la combinación de bandas RGB visibles. También, se mejoró la delimitación de parte frontal del glaciar Yanamarey con trabajos topográficos (AEGL-ANA, 2019), las que se muestra en la Ecuación 2 y Figura 2. La tendencia decreciente del glaciar continuo es estimable para los años futuros con la ecuación 2; pero los valores reales de tamaño pueden aproximarse con la hidrología según el escenario de clima futura.

$$Y = 150.10 \cdot X^2 - 622863.777X + 645849217.35 \quad (2)$$

Donde

- Y es la cobertura de superficie glaciar (m²)
- X es el tiempo (años)

2.2.2 Modelo Hidrológico GSM y SOCONT

El programa hidrológico e hidráulico RS Minerve fue empleado en este estudio para simular a la montaña morfológicamente compleja con presencia de hielo y nieve. Los procesos de lluvia-escorrentía son simulado en modo conceptual semidistribuido que satisfactoriamente cuantifica los caudales de fusión de hielo (Qhielo), caudal de fusión de nieve (Qnieve), intensidad infiltrada por lluvia y nieve derretida (Qsubterráneo) e intensidad neta de escorrentía superficial por la lluvia (Qdirecto). Los modelos hidrológicos utilizadas es GSM (Glacier Snow Melt) y SOCONT (Soil Contribution) para cuencas divididas en cuencas, donde las escorrentías se propagan aguas abajo y se suman a la descarga a la salida de la cuenca. En el funcionamiento del modelo GSM y SOCONT, la precipitación se divide en sólida y líquida dependiendo de las temperaturas críticas. La precipitación sólida es la entrada a la rutina de nieve

cuyo contenido variará según los procesos de fusión o congelamiento. La nieve derretida y la precipitación líquida formarán una precipitación equivalente. (García *et al.*, 2019). A la vez, en ambos modelos ocurre una variable crítica del proceso hidroclimático de la transición de la línea lluvia-nieve (Schauwecker *et al.*, 2016), definido a un evento a través de informes sinópticos como el límite instantáneo entre precipitación congelada y no congelada (Croft & Shulman, 2014). Sin embargo, la información relacionada suele faltar en muchas regiones montañosas debido a la falta de mediciones in situ (Rohrer *et al.*, 2013) y la estimación de línea de lluvia-nieve con datos de temperaturas son precisa solo dentro de unos pocos cientos de metros de altura, lo que puede cubrir el 10-20% de algunas cuencas (Kattelmann, 1997). Siendo, una aproximación a línea de lluvia-nieve en Rs Minerve utiliza la temperatura mínima crítica para

precipitación líquida y temperatura máxima crítica para precipitación sólida (García *et al.*, 2019). En caso de modelado de balance de masa de la capa de nieve estacional y el glaciar, el límite de deposición

de la nieve constituye una variable decisiva por las precipitaciones sólidas contribuyen a la acumulación y la lluvia contribuye a la escorrentía (Schauwecker, 2016), lo cual no es parte en esta investigación.

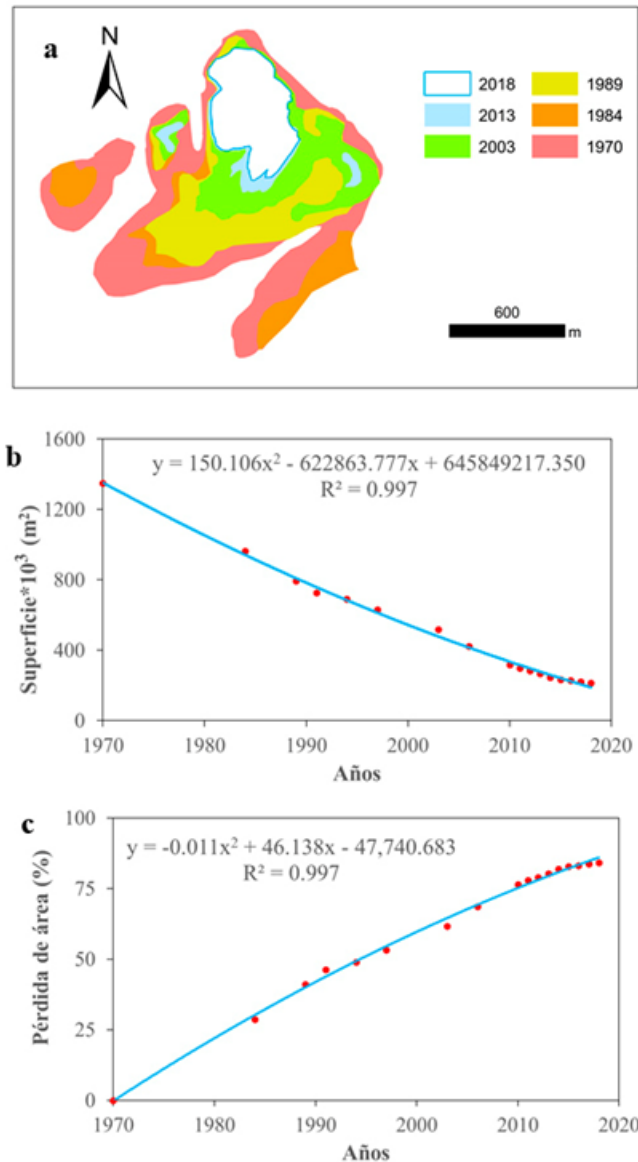


Figura 2. (a) Límite de glaciares de Yanamarey de los años 1970, 1984, 1989, 2003, 2013, 2018. (b) Ploteo de los valores de superficie entre los años 1970 y 2018. (c) Ploteo de la reducción de área entre 1970 y 2018.

Para la aplicación de RS Minerve se ha asociado los elementos hidrológicos GSM y SOCONT a las bandas de altitud distribuidos en las cuencas que recoge la contribución de los diferentes caudales en su punto de desagüe (García *et al.*, 2019). El área consta de tres cuencas, agrupadas en zonas de áreas homogéneas por pendiente y dinámica del hielo. La zona glaciar consta de 4 elementos de GSM,

agrupadas en parte baja (G1, G2) y parte alta (G3, G4), En la zona no-glaciar se han creado de 06 elementos de SOCONT definido en parte baja (S1, S3, S5) de pendiente moderada (8-25%) de suelo limpio y parte alta (S2, S4, S6) de pendiente empinada (50-75%) con presencia de roca fractura (Figura 3).

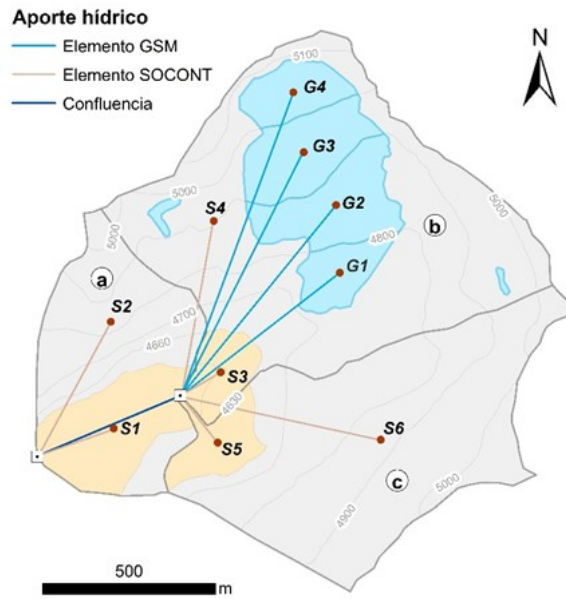


Figura 3. Representación del modelo hidro-glaciológico definido en bandas de altitud en las tres cuencas (a, b, c) del año 2015.

2.2.3 Proyección de clima futuro

En la simulación de cambio climático del glaciar Yanamarey se utilizó datos diarios de temperatura y precipitación del modelo NCAR-CCSM3, adecuado en modelo regional RegCM4 de SAM-44i-MPI-ESM-MR en RCP 2.6 y RCP 8.5. Es un modelo climático regional de la atmósfera y la superficie

continental de área limitada y alta resolución espacial que puede ser localizado en cualquier parte del globo. Y es bastante aceptable para Sudamérica (Falvey, 2018). Los escenarios seleccionados permiten evaluar los cambios hidro-glaciológicos de Yanamarey en escenarios futuros (IPCC, 2013).

Tabla 2. Modelo regionalCM4 SAM-44i-MPI-ESM-MR, empleada en la presente investigación.

Modelo	Modelo regionalCM4	Institución	Resolución
NCAR-CCSM3	SAM-44i-MPI-ESM-MR	International Center for Theoretical Physics (ICTP), Italia y Laboratorio Nacional de Computación de Alto Rendimiento (NLHPC), Chile.	10 km

2.3. Evaluación de variables y parámetros del modelo

El modelo GSM constituyen dos submodelos nieve y 3 submodelos hielo y el modelo SOCONT articula en serie a cuatro submodelos hidrológicos de menor complejidad: dos submodelos nieve, un submodelo GR3 y un submodelo SWMM (Storm Water Management Model) (García *et al.*, 2019) (Figura 4).

El submodelo de nieve se compone definido por precipitación sólida (Pn) y precipitación líquida (Pw), en función de la temperatura (T). La precipitación sólida es la entrada a nieve comprimido, variando su

contenido en función de factor de fusión o la acumulación de nieve (N) y precipitación líquida con el ingreso de fusión de nieve produce la precipitación equivalente (Peq) del reservorio de contenido en agua. En el modelo GSM, el submodelo hielo recibe datos de entrada de submodelo nieve de: a) precipitación equivalente (Peq) al reservorio de nieve que sale de la cuenca (Q nieve), b) flujo de hielo (PeqH) cuando la altura de la nieve es cero, es producto de factor de fusión de glaciar (H) almacenando en reservorio hielo lo que drena de la cuenca (Q hielo) (García *et al.*, 2019). En el modelo SOCONT, Peq producido en submodelo de nieve,

ingresa como dato de entrada al submodelo GR3, que calcula la intensidad de infiltración (I_{inf}), la evapotranspiración potencial (ETP), la intensidad neta (I_{net}) y caudal subterráneo. Y la intensidad neta es el flujo de escurrimiento superficial considerando el coeficiente Strickler (K_r) (García et al., 2019). Los dos modelos requieren la extensión de la superficie del glaciar como variable de entrada en el período de simulación. Catorce parámetros son utilizados para calibrar el modelo GSM y SOCONT, siendo: N y H ($\text{mm}/^\circ\text{C}/\text{día}$) coeficiente nieve y hielo; N_{int} y H_{int}

($\text{mm}/^\circ\text{C}/\text{día}$) coeficiente de intervalo de fusión nieve y hielo; $N_{mín}$ y $H_{mín}$ ($\text{mm}/^\circ\text{C}/\text{día}$) coeficiente mínimo de fusión de nieve y hielo; T_{cp1} y T_{cp2} ($^\circ\text{C}$) temperatura mínima y máxima para precipitación líquida; T_{cf} ($^\circ\text{C}$) temperatura crítica de la nieve; K_n (1/d) coeficiente de liberación de fusión de nieve; K_h (1/d) coeficiente de liberación de fusión de hielo; g_{Max} (m) altura máxima de infiltración; K_{GR3} (1/s) coeficiente de liberación de infiltración y K_r ($\text{m}^{1/3}/\text{s}$) coeficiente de Strickler.

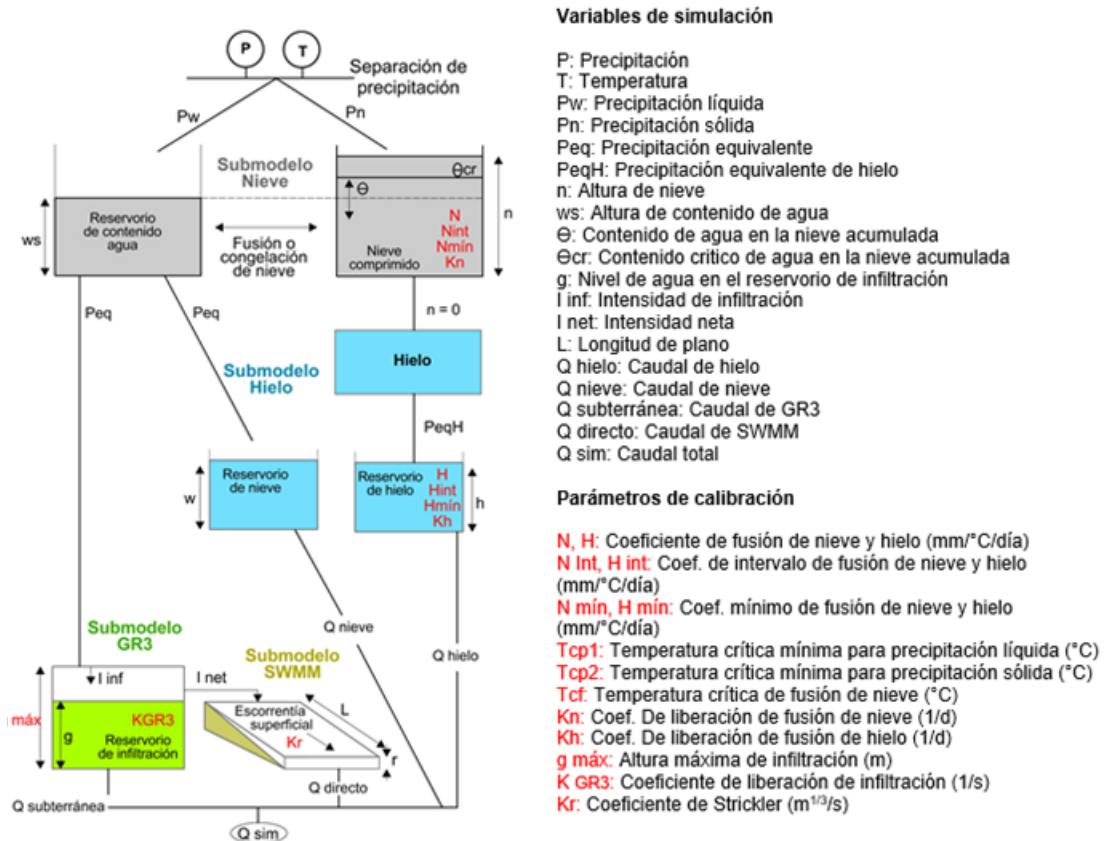


Figura 4. Esquema conceptual de GSM y SOCONT. Fuente: García et al., 2019.

Calibración y validación de modelo GSM y SOCONT

En la simulación de recursos hídricos proveniente de glaciares se consideró constante durante todo el período de simulación a corto plazo (cinco años) donde los cambios de geometría del perímetro del glaciar es bastante pequeño, aunque esta suposición es una simplificación de la compleja dinámica glaciar (Schaeffli et al., 2005) y la simulación de los modelos de lluvia-escorrentía GSM y SOCONT fue desarrollada con registro diario de una serie de precipitación, temperatura y caudal.

La calibración de caudales en el modelo GSM y SOCONT se obtuvo de manera iterativa de los valores de los parámetros hasta alcanzar la eficiencia de la función objetivo seleccionado. Esta optimización se ha llevado a cabo en un sorteo aleatorio de 950 combinaciones de parámetros de GSM ($N, H, N_{int}, N_{mín}, H_{int}, H_{mín}, K_n, K_h$), 710 combinaciones en SOCONT (g_{max}, K_{GR3} y K_r) y 200 combinación de parámetros (T_{cp1}, T_{cp2} y T_{cf}), que permitió identificar la mejor combinación de parámetros. También se ha utilizado con éxito con el

modelo GSM y SOCONT para otros estudios (Muñoz, 2017).

Para la calibración del modelo; sugiere (Marek *et al.*, 2016; Bodian *et al.*, 2018) que: (1) dividir el periodo en dos partes iguales y (2) 2/3 partes en calibración y 1/3 en validación. En esta investigación se utilizó el segundo método; se consideró dos periodos de período de calibración (agosto de 2013 al septiembre de 2016) y la validación (octubre de 2016 al diciembre de 2018).

Los dos modelo fueron calibrados con el método Shuffled Complex Evolution – University of Arizona (SCE-UA) (Duan *et al.*, 1994; García *et al.*, 2019)

que optimiza una función multiobjetivo de sucesivas combinaciones de parámetros convergen en una solución. La función objetivo se midió con los indicadores estadísticos de Nash (NSE), Nash-Ln (NSE-LN), Pearson (PCC) y Error Pico Normalizado (NPE), los cuales ha sido aplicado a varios estudio hidrológicos (García *et al.*, 2019). En la función multiobjetivo, se priorizaron a los cuatros indicadores con pesos de 40% (NSE), 20% (NSE-LN), 20% (PCC) y 20% (NPE). Este proceso nos permite elegir los parámetros que mejor reflejan la relación lluvia-escorrentía. Una vez que el modelo fue calibrado y validado, hemos simulado el caudal en la estación Yanamarey en un futuro cercano a escala diaria.

Tabla 3. Los criterios de calibración hidrológica

Criterio	Formula	Escala	Valor ideal
NSE	$1 - \frac{\sum_{t=t_i}^{t_f} (X_{sim,t} - X_{ref,t})^2}{\sum_{t=t_i}^{t_f} (X_{ref,t} - \bar{X}_{ref})^2}$	$-\infty, +\infty$	1
NSE-LN	$1 - \frac{\sum_{t=t_i}^{t_f} (\ln(X_{sim,t}) - \ln(X_{ref,t}))^2}{\sum_{t=t_i}^{t_f} (\ln(X_{ref,t}) - \ln(\bar{X}_{ref}))^2}$	$-\infty, 1$	1
PCC	$\frac{\sum_{t=t_i}^{t_f} (X_{sim,t} - \bar{X}_{sim}) \cdot (X_{ref,t} - \bar{X}_{ref})}{\sqrt{\sum_{t=t_i}^{t_f} (X_{sim,t} - \bar{X}_{sim})^2 \cdot \sum_{t=t_i}^{t_f} (X_{ref,t} - \bar{X}_{ref})^2}}$	$-1, 1$	1
NPE	$\frac{S_{max} - R_{max}}{R_{max}} \quad S_{max} = \bigvee_{t=t_i}^{t_f} Q_{sim,t} \quad R_{max} = \bigvee_{t=t_i}^{t_f} Q_{ref,t}$	$-1, +\infty$	0

Xsim,t: variable simulado, Xref,t : variable observado, Xref: promedio de variable observado, Xsim: promedio de variable simulado, Smax : valor máximo simulado, Rmax : Valor máximo observado.

2.4 Construcción de escenarios climáticos

Descripción de escenarios de cambio climático

Para la predicción del impacto de cambio climático en la microcuenca glaciario de Yanamarey, se utilizó el quinto informe del IPCC considera escenarios denominados "rutas de concentración representativa (RCP, por sus siglas en inglés)", definidas como RCP 2.6 W/m², RCP 4.5 W/m², RCP 6.0 W/m², RCP 8.5 W/m², que representan las proyecciones de forzamiento radiactivo totales y no solo para los factores socioeconómicos, sino también para los cambios de política a través de tiempo (Moss *et al.*, 2010; Taylor *et al.*, 2012). En comparación con el escenario de emisiones del informe especial (SRES) utilizado en el cuarto informe de evaluación del IPCC (AR4), RCP8.5 es ampliamente comparable al escenario SRES A2 / A1FI, RCP6.0 a B2 y RCP4.5 a

B1. Para RCP2.6, no existe un escenario equivalente en SRES (Taylor *et al.*, 2012). En este presente estudio, se utilizó RCP 2.6 y RCP 8.5.

Reducción de la escala de los modelos climáticos globales al nivel de cuencas hidrográficas

Los Modelos Climáticos Globales (GCM) proveen información a baja resolución, de unos 100 a 200 km y modelo climático regional versión 4 (RegCM4) para Sudamérica de 50 km (Falvey, 2018). El tamaño de grilla en la que los impactos climáticos ocurren requiere menor tamaño (Maraun *et al.*, 2010; USAID, 2014). Debido a las escalas gruesas, no se recomienda utilizar directamente la salida de GCM para estudios de impacto hidrológico (Teutschbein *et al.*, 2011; Bodian *et al.*, 2018). Hay dos métodos principales de reducción de escala: dinámico y estadístico. El downscaling estadístico realiza

relaciones estadísticas entre la información climática a gran escala y las variables locales (Teutschbein *et al.*, 2011). Mientras que, en el downscaling dinámico, se fuerza un modelo climático de mayor resolución o un modelo climático regional mediante el uso de un GCM (Setegn *et al.*, 2011). En esta investigación hemos aplicado el escalamiento dinámico. El escalamiento se ha utilizado ampliamente en estudios de hidrología y gestión del agua (Hamlet *et al.*, 2013). Esta técnica supone que la relación entre las variables climáticas a gran escala (predictores-x) y la variable real medida (predictando-y) siempre será la

misma (Fang *et al.*, 2015): por lo que realizó la corrección de sesgo estadístico para que coincida mejor el resultado del modelo con las observaciones. Para este método, se calculó el promedio de las series simuladas y observadas durante el período de referencia (2013-2018), y luego se computaron los ajustes diarios que permitirían construir los escenarios proyectados. Esto se hizo aplicando las ecuaciones (3), la precipitación diaria y la temperatura diaria simuladas para el período de 2018 – 2050.

$$P_{cor, m, d} = P_{raw, m, d} \times \frac{\mu(P_{obs, m})}{\mu(P_{raw, m})} \quad (3)$$

$$T_{cor, m, d} = T_{raw, m, d} + \mu(T_{obs, m}) - \mu(T_{raw, m}) \quad m: \text{mes } d: \text{ día.}$$

Donde

Precipitación (mm)
T es temperatura (°C)

2.5 Herramienta GlabTop para glaciares

Una respuesta del glaciar en el modelo GSM son los deshielos que representan los cambios del volumen y altura en el paso del tiempo. Siendo las alturas calculadas en cada banda de altitud permiten relacionar el relieve del glaciar que se genera en años posteriores. La herramienta utilizada es GlabTop

(Linsbauer *et al.*, 2012), que requiere datos de entrada del contorno glaciar, un modelo de elevación digital (DEM) y las líneas de drenaje de agua sobre el glaciar, para calcular el espesor promedio del hielo (h_f) en relación con la pendiente del terreno (Frey *et al.*, 2014), que multiplicado con la superficie del glaciar se obtiene el volumen.

$$h_f = \frac{\tau}{f\rho g \sin \alpha} \quad (4)$$

Donde

τ es el esfuerzo cortante basal a lo largo de la línea de flujo central

f es un factor de forma de 0.8 para glaciar de valle

g es la aceleración de la gravedad (9.81 m/s²)

α es la pendiente media del glaciar

ρ es la densidad del hielo (900 kg/m³)

τ es estimado de análisis empírico según rango de elevación (ΔH) (Haeberli & Hoelzle, 1995; Linsbauer *et al.*, 2012).

$$\begin{aligned} \tau &= 0.005 * 1.598 \Delta H - 0.435 \Delta H, & \Delta H < 1600 \text{ m} \\ \tau &= 1500 \text{ kPa}, & \Delta H > 1600 \text{ m} \end{aligned} \quad (5)$$

3. RESULTADOS

3.1 Calibración de modelo hidrológico

Los valores de los indicadores estadísticos según la función objetivo se presentan en las Figuras 5-a. Los valores de Nash son superiores a 0.79 tanto para la calibración como la validación. El modelo tiende a

subestimar ligeramente los caudales altos con un error de pico normalizado cercano a cero. Estos períodos también dan los mejores valores de Nash-Ln de 0.82 de calibración y 0.84 de validación. Por lo tanto, elegimos los 14 parámetros del período de calibración para la microcuenca Yanamarey, los que deberán usarse para extrapolar al futuro.

En la Figura 5-b, se muestra el hidrograma mensual para el período de 2013 a 2018 de los aportes de caudales de hielo, nieve, directo y subterráneo del año hidrológico en la microcuenca de Yanamarey. Resultando, los mayores aportes de fusión de hielo se han producido en los 04 meses finales del año, correspondiendo un caudal de 12 l/s (23%) en el mes de septiembre, 15 l/s (23%) en octubre, 19 l/s (22%) en noviembre y 16 l/s (15%) en diciembre; mientras, la mayor fusión de nieve es entre los meses de enero a marzo de caudal promedio 28 l/s y el mayor caudal del agua subterránea de 39 l/s (24%) en el mes de marzo. Asimismo durante el año, la contribución anual total del fusión de hielo en la microcuenca de Yanamarey es del 9%, lo que está de acuerdo con la estimación previas del 10% de Mark & Seltzer (2003). A la vez, la fusión del hielo contribuye con el

12% del caudal durante la estación seca (mayo-octubre), mientras que en la estación húmeda (noviembre-abril) las contribuciones relativas de la fusión del hielo es 7%. En lo que respecta a los dos meses más seca (agosto y setiembre), las contribuciones relativas en fusión de hielo es 24% del total, fusión de nieve es 13% y subterránea el 25%. La contribución subterránea relativamente baja es por ubicarse en pendiente empinada ocupada de roca fracturada en 60% de la superficie de microcuenca Yanamarey, que produce un rápido escurrimiento de la lluvia. la que no ocurre aguas abajo a 4 km (microcuenca Querococha) donde la cobertura de suelo ocupa casi 65% de la microcuenca generando un aporte subterráneo de 47% del total (Baraer *et al.*, 2009).

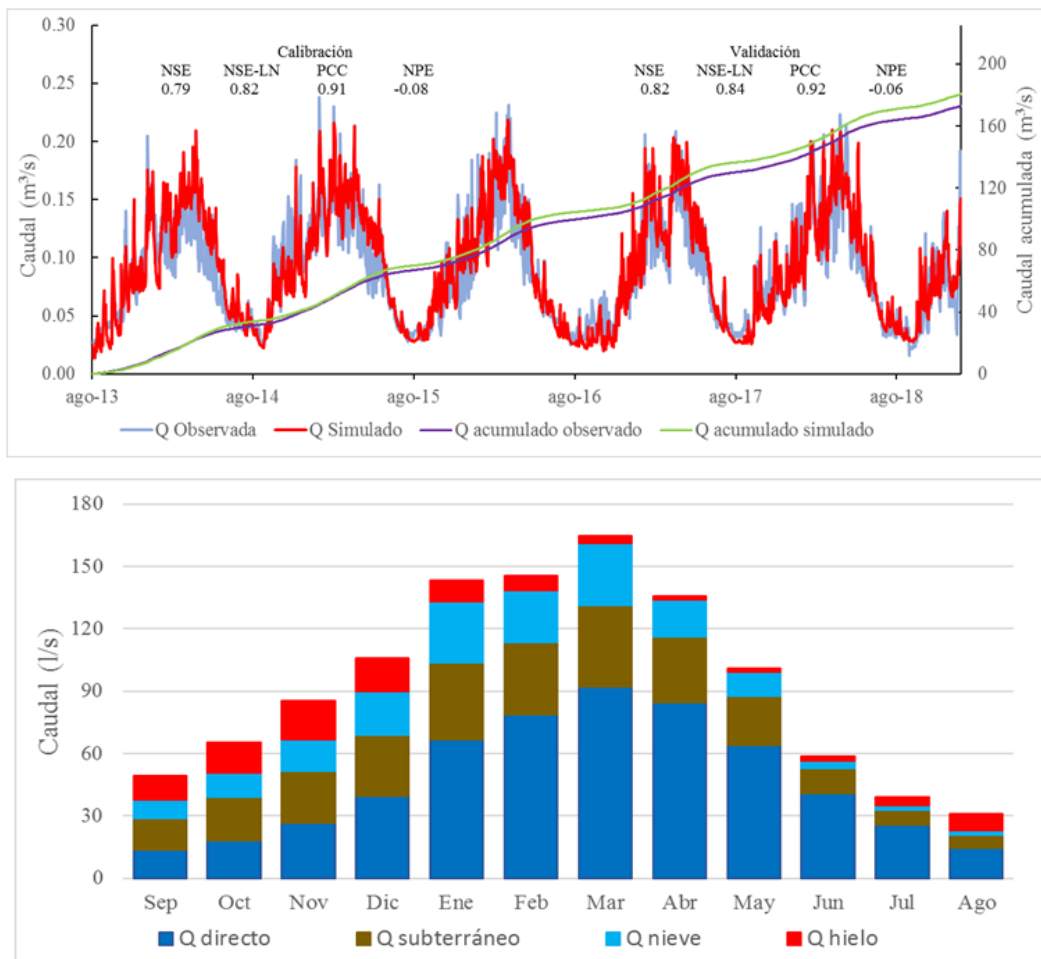


Figura 5. Comparación de hidrograma de caudales diarios observados y simulado con GSM y SOCONT en la estación Yanamarey (NSE es coeficiente de Nash Sutcliffe, NSE-LN es coeficiente de Nash para Logaritmos, PCC es coeficiente de correlación Pearson y NPE es Error Pico Normalizado). b) Hidrograma medio mensual de caudales promedios simulado según clima reconstruido del año 2013 al 2018 en la microcuenca Yanamarey.

En la Figura 6, se presentan la evaluación de las características de los parámetros hídricos para periodo de agosto 2013 a diciembre de 2018 que son la proporción de los mismos provenientes de la zona glaciar y no glaciar de la microcuenca Yanamarey. En la zona glaciar, las dimensiones de alturas de fusión de hielo varían según las bandas de altitud, alcanzando 12 m en la banda G1 y 2 m en la banda G4; siendo, esta diferencia de 10 m por ubicarse en la parte baja se produce deshielo y parte alta se almacena la nieve. En tanto, en las alturas de nieve que se acumulan en la temporada de lluvia sobre el glaciar es bastante mayor en la banda (G3 y G4) llegando hasta 14 cm y la zona (G1 y G2) solo 5 cm.

Y el volumen de fusión de hielo derretido 5 años hidrológicos es mayor en 2015-2016 de 367851 m³ (368*10³ m³) y totaliza de 1281509 m³. Mientras en la zona no-glaciar, la precipitación sólida (nieve) en la época húmeda se acumula en mayor magnitud en la parte alta alcanzando un máximo de 6.5 cm y parte baja de 2 cm; la altura de infiltración en zona de suelo desnudo de pendiente moderada (8-25% de inclinación) almacena hasta 40 cm de agua y sector de roca fractura de pendiente empinada (50-75%) alcanza casi 5 cm; y en lámina de agua en la superficie por precipitación se aprecia en promedio de 1.6 m en roca fracturada y 0.03 m en sector de suelo limpio.

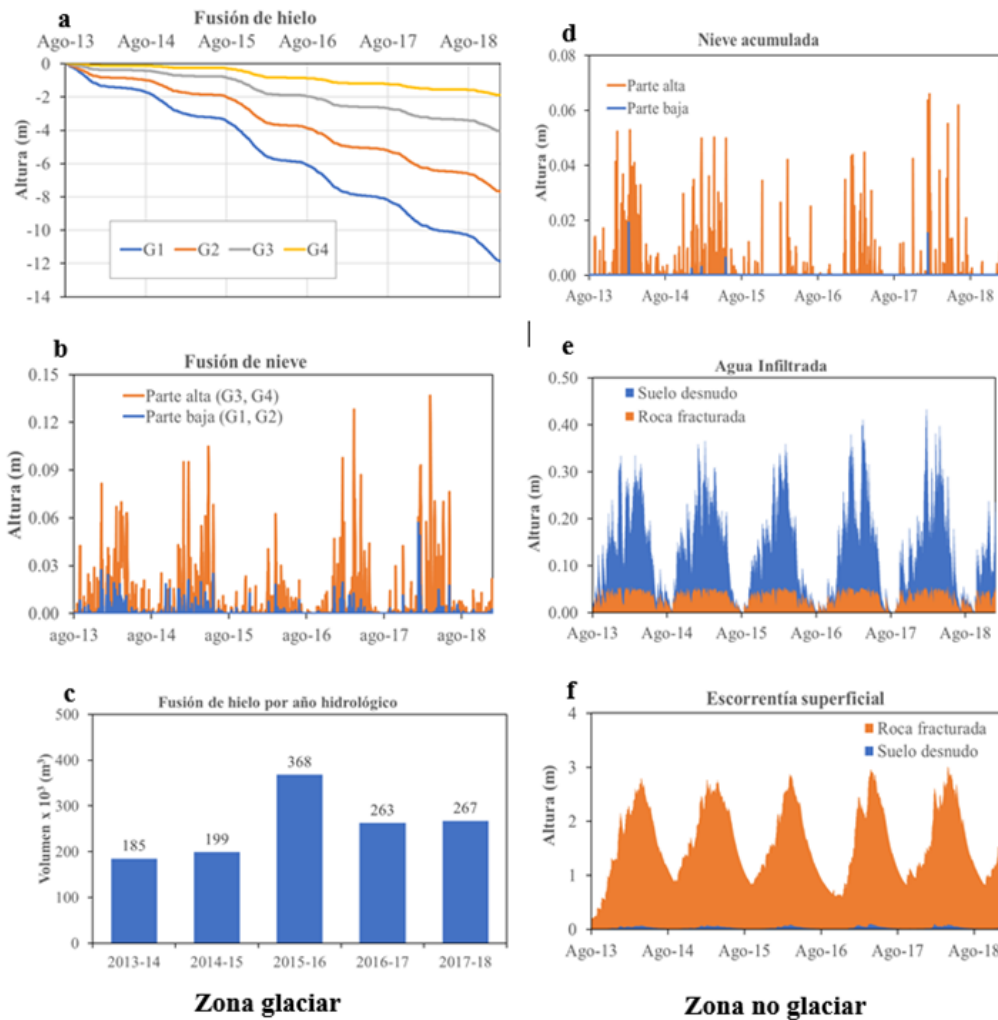


Figura 6. Evaluación de los parámetros hídricos entre los años 2013 a 2018 de: a) altura de fusión de hielo según bandas de altitud. b) altura de nieve acumulada sobre el hielo. c) volumen de fusión de hielo por año hidrológico (de setiembre a agosto del siguiente año). d) altura de nieve acumulada en zona no-glaciar, e) altura de agua infiltrada en reservorio de suelo y roca fracturada. f) altura de escorrentía de agua en zona no-glaciar.

3.2 Disponibilidad hídrica del glaciar al año 2018

Con la finalidad de conocer la masa de hielo que queda para los futuros años, se calcula el volumen de hielo del mes de setiembre de 2018 según el relieve topográfico del glaciar definido del DEM. Debido que el DEM del 2018 no es disponible en la web, primero se obtuvo el volumen según el modelo GlabTop (Linsbauer *et al.*, 2012) para el año 2016 con TanDEM de resolución espacial de 10 m (Zink *et al.*, 2011; Seehaus *et al.*, 2019), para una superficie de 227,376 m² que representa el volumen de hielo de 1723434 m³ que multiplicada con la densidad (0.9

g/cm³) permite obtener el volumen de agua equivalente (Figura 7-a). Segundo, se calculó con modelo hidro-glaciológico el volumen de fusión de hielo de dos años (setiembre 2016 a agosto 2018) que representa de 525,286 m³. La diferencia de volúmenes, resulta de 1,198,148 m³ ± 30% de agua equivalente para una superficie de hielo de 0.21 km² del año 2018 (Figura 7-b) y se distribuyen los volúmenes y espesor promedio de hielo en las cuatro bandas de altitud, las que será utilizado para evaluar su comportamiento futuro.

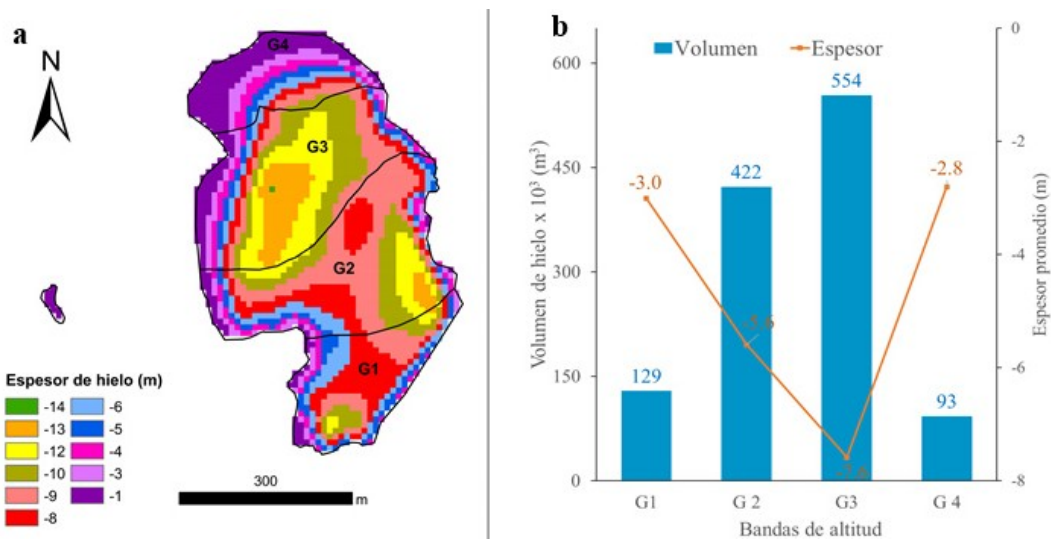


Figura 7. (a). Espesor de hielo en banda de altitud (G1, G2, G3, G4) para el volumen de glaciar Yanamarey - año 2016, obtenido del modelo GlabTop. (b) Distribución de volumen y espesor promedio de hielo del mes de setiembre de 2018

3.3. Evolución de volumen del glaciar por cambio climático

La evolución de reducción de volumen del glaciar Yanamarey se evalúan para el periodo 2018-2050 con los parámetros hídricos determinadas en la calibración del modelo GSM y SOCONT y las proyecciones climáticas diarias de precipitación y temperatura del CMIP5 adecuado en modelo regional RegCM4 de SAM-44i-MPI-ESM-MR en los escenarios RCP 2.6 (optimista) y RCP 8.5 (pesimista). En la simulación de escenarios futuros en Rs Minerve, la superficie glaciar cambia continuamente en el paso del tiempo y para salvar este inconveniente se asumió el incremento de espesor de hielo y disminución el área glaciar en 50% manteniendo constante el volumen; con este artificio

se aproxima de manera equivalente el comportamiento dinámico del glaciar del adelgazamiento continuo del espesor de hielo hasta llegar a valor cero para convertirse en superficie no-glaciar (Muñoz, 2017) y de esta manera se produce el agotamiento de la reserva hídrica glaciar. En la Figura 8, se muestra la evolución de los volúmenes de hielo y volumen anual de año hidrológico bajo los escenarios de cambio climático. El escenario RCP 8.5, en varios años los volúmenes anuales de hielo superan a RCP 2.6; lo que genera una reducción acelerada y por consiguiente la fecha de desaparición del glaciar en escenario pesimista es agosto 2030 y el escenario optimista en octubre de 2036. Además, la tasa de pérdida de volumen del glaciar en el año hidrológico de 66,564 m³/año en el escenario RCP 2.6 y 92165 m³/año en RCP 8.5.

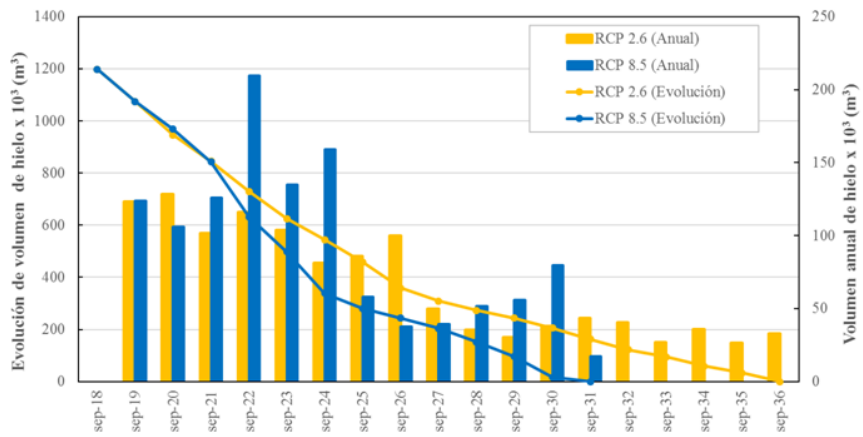


Figura 8. Comportamiento de volumen de fusión de hielo a escenario RCP2.6 y RCP85

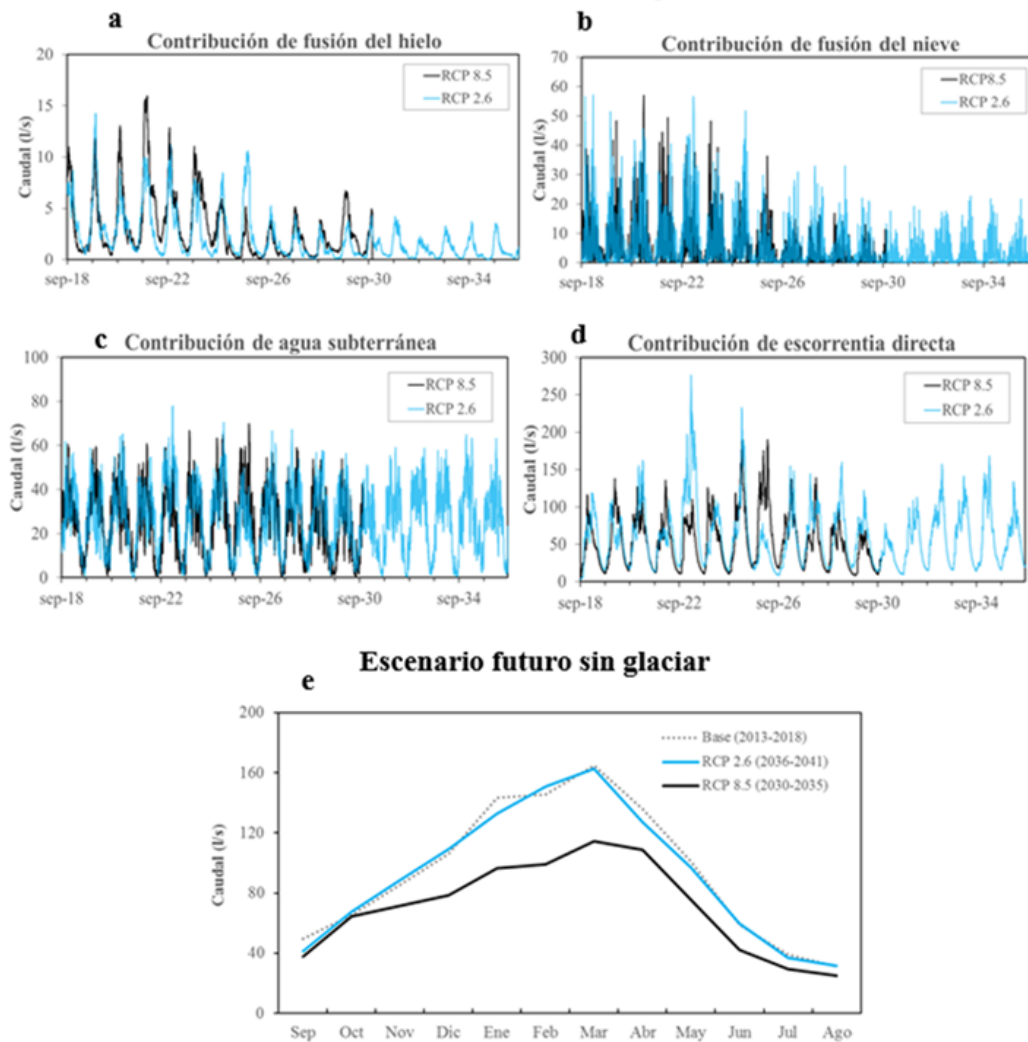


Figura 9. Escenario futuro de glaciar con contribución diario de: (a) fusión de hielo, (b) fusión de nieve, (c) agua subterránea, (d) directo (precipitación). (e) Escenario futuro sin glaciar de contribución mensual comparada al periodo base. Ambos escenarios con RCP 2.6 y RCP 8.5.

3.4. Contribución de caudales en horizonte futuro con cambio climático.

La contribución de los caudales futura se analiza desde setiembre 2018 hasta la desaparición del glaciar en la microcuenca Yanamarey con los escenarios RCP 2.6 y RCP 8.5. (Figura 9). En el comportamiento de hidrograma de caudales, las mayores fusiones de hielo corresponden a los meses de octubre y noviembre, iniciando una tendencia creciente en RCP 2.6 desde el año 2018 hasta 2019 (14.2 l/s) y en RCP 8.5 desde 2018 hasta 2021 (15.9 l/s); luego, comienzan a disminuir sus caudales casi 1.5 veces más rápido en RCP 8.5. En tanto, el caudal de la fusión de la nieve decrece ligeramente mayor en RCP 8.5 lo cual es razonable por la reducción gradual del tamaño del glaciar con el aumento de la temperatura. En concerniente a la contribución de caudal directa (lluvia) y caudal de agua subterránea (base) muestra tendencias variados, lo que podría estar relacionado con las fluctuaciones de las precipitaciones. Al evaluar del futuro de la microcuenca Yanamarey sin la presencia de glaciares, la contribución de caudales superficial y subterráneo será por la lluvia (líquida y sólida); donde el hidrograma de caudales del año hidrológico respecto al año base, presenta en escenario optimista de caudales decreciente anual de 2% (casi similares en varios meses) y en el escenario pesimista con reducción anual de 25%. Y la vez en RCP 8.5, la reducción de caudales en estación seca es 23% y estación húmeda de 26%.

4. CONCLUSIONES

Este artículo ha examinado a la microcuenca Yanamarey con presencia glaciar de reducción constante el comportamiento hidro-glaciológico, mediante la simulación escalonada para periodo cortos con los modelos GSM y SOCONT de condiciones actuales y futuros bajo la influencia de cambio climático. Los resultados de investigación demuestran que los volúmenes de la fusión de hielo y nieve producidos en las altas montañas son de utilidad para los pobladores cercanos a la cuenca y la reducción paulatina de sus caudales provocará riesgos en el aprovechamiento de agua en el futuro.

De simulado del periodo base, la microcuenca Yanamarey de superficie glaciar promedio de 0.23 km², produce en la estación húmeda el mayor aporte hídrico es el mes de marzo de 165 l/s, distribuidos

con un caudal directo de 92 l/s (56%), caudal de fusión de nieve de 30 l/s (18%) y caudal de agua subterránea de 39 l/s (24%) y en el mes de noviembre la fusión de hielo alcanza 19 l/s (22%). A la vez; durante los meses de noviembre a abril, las aportaciones de nieve derretida superan a las del hielo en 10%. Mientras, en la estación seca, la fusión de hielo alcanza 25% de caudal del mes agosto y la fusión de glaciar (hielo y nieve) el 41% de caudal en el mes de setiembre y octubre. Además, en la transición de estación húmeda a seca, la fusión de hielo llega casi 2% del mes. En la evaluación de la zona glaciar según bandas de altitud, la altura de fusión de hielo es cuatro veces en la parte de ablación, la altura depositada de la nieve es siete veces en parte de acumulación y el mayor volumen por la fusión de hielo coincide a la presencia de El Niño del año 2015 a 2016 y totaliza del periodo base de 1,281,509 m³. Mientras, en la zona no-glaciar, la altura máxima de acumulación de nieve es cuatro veces mayor en parte alta, la altura de agua promedio de infiltración es 4.3 veces en la parte baja y la lámina de escurrimiento es 30 veces en roca fractura.

La simulación de las condiciones hidro-glaciológicas futuras del glaciar Yanamarey se inició del setiembre 2018 de superficie de 0.21 km² y volumen 1198148 m³, con clima SAM-44i MPI-M-MPI-ESM-MR, indican que se llegan a extinguirse en escenario pesimista (RCP 8.5) el mes de agosto 2030 y escenario optimista (RCP 2.6) en octubre del año 2036, esta diferencia de años es debido a 1.5 veces la fusión de hielo en RCP 8.5. En los 02 escenarios los aportes hídricos del glaciar van disminuyendo en razón a la reducción del tamaño de masa de hielo; mientras, el caudal directo y subterráneo de variaciones similares está relacionado a la precipitación. La asunción de área de glaciar de 50% en la simulación futura puede generar sobreestimación de caudales en ambos modelos GCM y SOCONT y para mejorar la estimación de los caudales es realizar la simulación a paso de tiempo corto (dos años aproximadamente) para ir cambiando las áreas de glaciar y no glaciar. Finalmente, cuando no existan los glaciares, en RCP 8.5 se tendrá una reducción del 25% en el suministro de agua, afectando en el uso de agricultura y agua potable para las próximas décadas. De manera similar, la cuenca de Santa continuará disminuyendo gradualmente los flujos de agua debido a la desaparición de la masa de pequeños glaciares en la cordillera Blanca. Esta investigación ha intentado conocer la respuesta de

banda de altitud con la fusión hielo y la nieve que existe en la pequeña cuenca de la cordillera Blanca. Sin embargo, los resultados obtenidos de contribución hídrica futura puedan tener incertidumbre por los datos de modelo de clima elegido y debe manejarse referencialmente para la implementación de la gestión de los recursos hídricos.

Agradecimiento

Los autores de este artículo agradecen a la Área de Evaluación de Glaciares y Lagunas de la Autoridad Nacional del Agua por proporcionar los datos hidrometeorológicos. Asimismo, agradecemos al IRD de Francia por el apoyo financiero y al CREALP por la asesoría técnica.

REFERENCIAS

- AEGL-ANA. (2019). Retroceso glaciar 1948-2019-Blanca.pdf. Area de Evaluación y Glaciares y Lagunas-ANA, 51. Retrieved from <https://hdl.handle.net/20.500.12543/3770>
- AEGL-ANA. (2020). Cuantificación de glaciares de la cordillera Blanca. Area de Evaluación de Glaciares y Lagunas-ANA, 120.
- Alfaro, R., & Pacheco, R. (2000). Aplicación de algunos métodos de relleno a series anuales de lluvia de diferentes regiones de Costa Rica. *Revista Tópicos Meteorológicos*, 7(1), 41–51. Retrieved from <https://www.yumpu.com/es/document/read/13138363/aplicacion-de-algunos-metodos-de-relleno-a-series-anuales-de-lluvia>
- ANA. (2014). Inventario de Glaciares del Perú. In Autoridad Nacional del Agua. <https://doi.org/http://www.ana.gob.pe/media/981508/glaciares.pdf>
- Baraer, M., Mckenzie, J. M., Mark, B. G., Bury, J., Knox, S., Sciences, P., ... Cruz, S. (2009). Advances in Geosciences Characterizing contributions of glacier melt and groundwater during the dry season in a poorly gauged catchment of the Cordillera Blanca (Peru). *Advances in Geosciences*, 41–49. <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/adgeo-22-41-2009>, 2009
- Baraer, Michel, Mark, B. G., Mckenzie, J. M., Condom, T., Bury, J., Huh, K., ... Rathay, S. (2012). Glacier recession and water resources in Peru's cordillera Blanca. *Journal of Glaciology*, 58(207), 134–150. <https://doi.org/10.3189/2012JoG11J186>
- Baraer, Michel, Mckenzie, J., Mark, B. G., Gordon, R., Bury, J., Condom, T., ... Fortner, S. K. (2015). Contribution of groundwater to the outflow from ungauged glacierized catchments: A multi-site study in the tropical Cordillera Blanca, Peru. *Hydrological Processes*, 29(11), 2561–2581. <https://doi.org/10.1002/hyp.10386>
- Bates, B., Kundzewicz, Z., Wu, S., & Palutikof, J. (2008). Climate Change and Water. In *Climate change and water* (p. 210). <https://doi.org/10.1016/j.jmb.2010.08.039>
- Bodian, A., Dezetter, A., Deme, A., Djaman, K., & Dioo, A. (2018). Future Climate Change Impacts on Streamflows of and Gambia. *Hydrology*, 18. <https://doi.org/10.3390/hydrology5010021>
- Burns, P., & Nolin, A. (2014). Remote Sensing of Environment Using atmospherically-corrected Landsat imagery to measure glacier area change in the Cordillera Blanca , Peru from 1987 to 2010. *Remote Sensing of Environment*, 140, 165–178. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.026>
- Bury, J., Mark, B. G., Carey, M., Young, K. R., Mckenzie, J. M., Baraer, M., ... Polk, M. H. (2013). New Geographies of Water and Climate Change in Peru : Coupled Natural and Social Transformations in the Santa River Watershed. *McGill University*, 103(October 2011), 363–374.
- Carey, M., Huggel, C., Bury, J., Portocarrero, C., & Haeberli, W. (2012). An integrated socio-environmental framework for glacier hazard management and climate change adaptation: Lessons from Lake 513, Cordillera Blanca, Peru. *Climatic Change*, 112(3–4), 733–767. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0249-8>
- Chevallier, P., Pouyaud, B., Suarez, W., & Condom, T. (2011). Climate change threats to environment in the tropical Andes : glaciers and water resources. 11, 179–187. <https://doi.org/10.1007/s10113-010-0177-6>

- Condom, T., Escobar, M., Purkey, D., Pouget, C., Suarez, W., Ramos, C., ... Gomez, J. (2012). Simulating the implications of glaciers' retreat for water management: a case study in the Rio Santa basin, Peru. *Water International*, (August), 37–41.
- Croft, P. J., & Shulman, M. D. (2014). A Mesoclimatology of the Median Rain-Snow Line in New Jersey. *National Weather Digest*, (May).
- Dozier, J. (1989). Spectral Signature of Alpine Snow Cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing of Environment*. 28:9-22., 22(February), 9–22. Retrieved from [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(89\)90101-6](https://doi.org/10.1016/0034-4257(89)90101-6)
- Duan, Q., Sorooshian, S., & Gupta, V. (1994). Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *Journal of Hydrology*, 158(3–4), 265–284. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90057-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90057-4)
- Escobar, M., Lima, N., Purkey, D., & Yates, D. (2013). Modelación hidrológica y escenarios de cambio climático en cuencas de suministro de agua de las ciudades La Paz y El Alto, Bolivia. *Aqua-LAC*, 5, 2–4.
- Falvey, M. (2018). Simulaciones climáticas regionales. Center for Climate and Resilience Research, 2(Fondap 15110009). Retrieved from <http://www.cr2.cl/wp-content/uploads/2019/06/Simulaciones-climáticas-regionales-2018.pdf>
- Fang, G. H., Yang, J., Chen, Y. N., & Zammit, C. (2015). Comparing bias correction methods in downscaling meteorological variables for a hydrologic impact study in an arid area in China. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 2547–2559., 2547–2559. <https://doi.org/10.5194/hess-19-2547-2015>
- Francou, B. (2003). Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S. *Journal of Geophysical Research*, 108(D5), 4154. <https://doi.org/10.1029/2002JD002959>
- Francou, B., & Pouyand, B. (2004). Métodos de observación de glaciares en los Andes Tropicales. *Glacioclim*, 243.
- Francou, B., Rabatel, A., Soruco, A., Sicart, J. E., Silvestre, E. E., Ginot, P., ... Mendoza, J. (2013). Glaciares de los Andes Tropicales víctimas del Cambio Climático. *Comunidad Andina*, 98.
- Francou, B., Ramirez, E., Cáceres, B., & Mendoza, J. (2000). Glacier Evolution in the Tropical Andes during the Last Decades of the 20 th Century: *Ambio*, 29(7):416-422., 29(7), 416–422. Retrieved from https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_7/b_fdi_57-58/010025562.pdf
- Frey, H., Machguth, H., Huss, M., Huggel, C., Bajracharya, S., Bolch, T., ... Stoffel, M. (2014). Estimating the volume of glaciers in the Himalayan–Karakoram region using different methods. *The Cryosphere*, 8(6), 2313–2333. <https://doi.org/10.5194/tc-8-2313-2014>
- García, J., Jordan, F., Dubois, J., & Boillat, J. (2007). Routing System II des systèmes hydrauliques Modelización de flujos en sistemas. *Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, EPFL, Switzerland.*, 70. Retrieved from <http://docplayer.fr/5908760-Routing-system-ii-modelisation-d-ecoulements-dans-des-systemes-hydrauliques.html>
- García, J., Paredes, J., Foehn, A., Roquier, B., & Fluixa, J. (2019). RS MINERVE - Technical manual V2.21. *Group, Switzerland.*, (September).
- Haeberli, W., & Hoelzle, M. (1995). Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: A pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology*, 206–212. <https://doi.org/10.1017/S0260305500015834>
- Hall, D. k., & Riggs, G. A. (2011). Normalized-Difference Snow Index (NDSI). En *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, 779–80. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2>

- Hamlet, A. F., Elsner, M. M., Mauger, G. S., Lee, S., Norheim, R. A., Hamlet, A. F., ... Tohver, I. (2013). An Overview of the Columbia Basin Climate Change Scenarios Project : Approach , Methods , and Summary of Key Results. *Atmosphere-Ocean*, (October 2014), 37–41. <https://doi.org/10.1080/07055900.2013.819555>
- Hidrandina, S. A. (1989). *Inventario de glaciares del Perú*. Lima-Perú. Concytec, 173p.
- INEI. (2007). *Censos Nacionales, XI de Población y VI de Vivienda Perfil Sociodemográfico del Perú Lima*.
- IPCC. (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climates*. Cambridge Univ. Press, New York:, 966. <https://doi.org/10.1256/004316502320517344>
- IPCC. (2013). *Cambio Climático 2013. Bases físicas. Resumen para responsables de políticas, resumen técnico y preguntas frecuentes*. Editado Por Thomas F. Stocker, Dahe Qin, Gian-Kasper Plattner, Melinda Tignor, y Alexander Nauels. OMM PNUMA., 34. Retrieved from http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg1/WG1AR5_SummaryVolume_FINAL_SPANISH.pdf.
- Kaser, G., Juen, I., Georges, C., Gómez, J., & 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, Perú. *Journal of Hydrology*, 282(1–4), 130–144. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00259-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00259-2)
- Kattelmann, R. (1997). Flooding from rain-on-snow events in the Sierra Nevada. *Destructive Water*, (239), 59–65.
- Khadka, M., Kayastha, R. B., & Kayastha, R. (2020). Future projection of cryospheric and hydrologic regimes in Koshi River basin , Central Himalaya , using coupled glacier dynamics and glacio-hydrological models. *Journal of Glaciology*. <https://doi.org/https://doi.org/10.1017/jog.2020.51>
- Linsbauer, A., Paul, F., & Haeberli, W. (2012). Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with GlabTop: Application of a fast and robust approach. *Journal of Geophysical Research*. <https://doi.org/10.1029/2011JF002313>
- López-Moreno, J. I., Valero-garcés, B., Mark, B., Condom, T., Revuelto, J., Azorín-molina, C., & Bazo, J. (2017). Science of the Total Environment Hydrological and depositional processes associated with recent glacier recession in Yanamarey catchment , Cordillera Blanca (Peru). *Science of the Total Environment*, The, 579, 272–282. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.11.107>
- Maraun, D., Wetterhall, F., Ireson, A., Chandler, R., Kendon, E., Widmann, M., ... Chun, K. P. (2010). Precipitation downscaling under climate change : recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. (2009), 1–34. <https://doi.org/10.1029/2009RG000314.1>.
- Marek, G. W., Gowda, P. H., Evett, S. R., Baumhardt, R. L., Brauer, D. K., Howell, T. A., ... Point, I. (2016). CALIBRATION AND VALIDATION OF THE. *Evapotranspiration: Monitoring & Modeling in Multiple Land Uses*, 59(2), 611–622. <https://doi.org/10.13031/trans.59.10926>
- Mark, B. G., Mckenzie, J. M., Gómez, J., Mark, B. G., Mckenzie, J. M., & Gómez, J. (2009). Hydrochemical evaluation of changing glacier meltwater contribution to stream discharge : Callejon de Huaylas , Peru. *Hydrological Sciences Journal*, 6667(2017), 975–987. <https://doi.org/10.1623/hysj.2005.50.6.975>
- Mark, B., & Seltzer, G. (2003). Tropical glacier meltwater contribution to stream discharge: a case study in the cordillera Blanca, Perú. *Journal of Glaciology*, 165(271–281). Retrieved from <https://hdl.handle.net/20.500.12543/3366>
- Maussion, F., Gurgiser, W., Großhauser, M., Kaser, G., & Marzeion, B. (2015). ENSO influence on surface energy and mass balance at Shallap Glacier, Cordillera Blanca, Peru. *Cryosphere*, 9(4), 1663–1683. <https://doi.org/10.5194/tc-9-1663-2015>
- Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., Vuuren, D. P. Van, ... Wilbanks, T. J. (2010). change research and assessment. *Nature*, 463(7282), 747–756. <https://doi.org/10.1038/nature08823>

- Muñoz, R. (2017). Impacto del cambio climático en los recursos hídricos de la subcuenca Quillcayhuanca, Perú. Master En Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente. Retrieved from <https://riunet.upv.es/handle/10251/80276>
- Oudin, L. (2005). Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. These, Ecole Nationale Du Genie Rural, Des Eaux et Des Forêts, Paris. Retrieved from <https://tel.archives-ouvertes.fr/pastel-00000931/>
- PRAA. (2013). Sistematización de componente 2: Adaptación al Cambio Climático en los Andes Tropicales. Intercooperation América Latina, 153.
- Rabatel, A., Francou, B., Soruco, A., Gomez, J., Cáceres, B., Ceballos, J. L., ... Wagnon, P. (2013). Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere*, 7(1), 81–102. <https://doi.org/10.5194/tc-7-81-2013>
- Ramírez, E. (2008). Impactos del cambio climático y gestión del agua sobre la disponibilidad de recursos hídricos para las ciudades de La Paz y El Alto. *Revista Virtual REDESMA*, 2(3), 49–61. Retrieved from <https://cebem.org/revistaredesma/vol5/articulo6.php?id=c1>
- Ramírez, E., Francou, B., Ribstein, P., Descloitres, M., Guérin, R., Mendoza, J., ... Jordan, E. (2001). Small glaciers disappearing in the Tropical Andes. A case study in Bolivia; the Chacaltaya Glacier (16° S). *Journal of Glaciology*, 47, 187–194. <https://doi.org/10.3189/172756501781832214>
- Rohrer, M., Salzmann, N., Stoffel, M., & Kulkarni, A. V. (2013). Science of the Total Environment Missing (in-situ) snow cover data hampers climate change and runoff studies in the Greater Himalayas. *Science of the Total Environment*, The, 468–469, S60–S70. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.09.056>
- Schaefli, B., Hingray, B., Niggli, M., & Musy, a. (2005). A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2(1), 73–117. <https://doi.org/10.5194/hessd-2-73-2005>
- Schauwecker, S., Rohrer, M., Acuña, D., Cochachin, A., Dávila, L., Frey, H., ... Vuille, M. (2014). Climate trends and glacier retreat in the cordillera Blanca, Peru, revisited. *Global and Planetary Change*, 119, 85–97. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.05.005>
- Schauwecker, Simone, Rohrer, M., Gmbh, M., & Huggel, C. (2016). Himalayas , with TRMM PR Bright Band information. *Meteorologische Zeitschrift*, (July). <https://doi.org/10.1127/metz/2016/0738>
- Seehaus, T., Malz, P., Sommer, C., Lippl, S., Cochachin, A., & Braun, M. (2019). Changes of the tropical glaciers throughout Peru between 2000 and 2016 – mass balance and area fluctuations. *The Cryosphere*, 2537–2556. Retrieved from <https://doi.org/10.5194/tc-13-2537-2019>
- Setegn, S. G., Rayner, D., Melesse, A. M., & Dargahi, B. (2011). Impact of climate change on the hydroclimatology of Lake Tana Basin , Ethiopia. *Water Resources Research*, 47, 1–13. <https://doi.org/10.1029/2010WR009248>
- Taylor, K. ., Stouffer, R. ., & Meehl, G. A. (2012). An Overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Am. Metreolog. Soc.*, 3(april), 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Teutschbein, C., Wetterhall, F., & Seibert, J. (2011). Evaluation of different downscaling techniques for hydrological climate-change impact studies at the catchment scale. *Clim Dyn*, 2087–2105. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0979-8>
- UGRH-ANA. (2010). Inventario de glaciares de la cordillera Blanca. Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos, 123p.
- UGRH-ANA. (2015). Inventario de glaciares de la cordillera Blanca. Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos, 137p.
- UGRH. (1993). Estudio geológico en la sub-cuenca del río Yanayacu. Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos, 88p.

- USAID. (2014). A Review Of Downscaling Methods For Climate Change Projections. African and Latin American Resilience to Climate Change (ARCC).
- Viviroli, D., Archer, D. R., Buytaert, W., Fowler, H. J., Greenwood, G. B., Hamlet, A. F., & Huang, Y. (2011). Climate change and mountain water resources : overview and recommendations for research , management and policy. *Hydrology and Earth System Sciences*, 471–504. <https://doi.org/10.5194/hess-15-471-2011>
- Vuille, M. (2013). El cambio climático y los recursos hídricos en los Andes Tropicales. *Banco Interamericano de Desarrollo*, 29.
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B. G., & Bradley, R. S. (2008). Earth-Science Reviews Climate change and tropical Andean glaciers : Past , present and future. *Earth-Science Reviews*, 89, 79–96. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.04.002>
- Zink, M., Moreira, A., Bachmann, M., Bräutigam, B., Fritz, T., Hajnsek, I., ... Wessel, B. (2011). TanDEM-X Mission Status, in *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. 317–320. <https://doi.org/DOI: 10.1109/IGARSS.2011.6049666>

Como citar este artículo:

Tacsi, A., *et al.*, (2021). Modelización hidro-glaciológico actual y futura de la microcuenca Yanamarey en la cordillera Blanca, Perú. *Aqua-LAC* Volumen 13(1), 108-127. doi: 10.29104/phi-aqualac/2021-v13-1-08



Attribution-NonCommercial-ShareAlike 4.0 International
CC BY-NC-SA 4.0 license