

Glaciares: ¿cómo y dónde estudiarlos?

Bernard Francou, Bernard Pouyaud

El presente artículo fue presentado originalmente en la Sección 2 (31-41 pp.) de la publicación: ¿El fin de las cumbres nevadas? Glaciares y cambio climático en la Comunidad Andina. Presentado por la Secretaría General de la Comunidad Andina, Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente, Oficina Regional para América Latina y El Caribe y la Agencia Española de Cooperación Internacional.

Resumen

Glaciares: ¿cómo y dónde estudiarlos?, proporciona algunas definiciones básicas sobre los glaciares, las metodologías para estudiarlos, y la descripción de la red de monitoreo de glaciares existente para la Región Andina. Asimismo, describe cómo los glaciares son monitoreados desde diversos ángulos, y que como objetos sensibles a la variabilidad climática, pueden ser utilizados como indicadores del cambio climático.

Esta sección proporciona algunas definiciones básicas sobre los glaciares y la manera en que se estudian. Veremos que para estudiarlos, los glaciares son monitoreados desde diversos ángulos; y que como objetos sensibles a la variabilidad climática, pueden servir de indicadores del cambio climático. Por último, describiremos la red de monitoreo de glaciares en los Andes.

Los glaciares y su estudio

Un glaciar es una masa de hielo que transforma agua sólida (nieve, granizo o escarcha) en hielo y la restituye en forma de vapor (por evaporación o sublimación) o en forma líquida (agua escurrida por el torrente emisario). La relación entre estas ganancias y pérdidas de masa se conoce como el balance de masa de un glaciar.

Debido a que la acumulación neta es generalmente positiva en las partes altas de un glaciar (zona de acumulación), un exceso de carga produce flujos de hielo hacia la parte baja (zona de ablación). Este fenómeno se produce debido a que el hielo, desde un punto de vista mecánico, se comporta como un cuerpo visco-plástico que se deforma bajo el efecto de su propio peso.

El hielo acumulado en las partes bajas es sometido a una intensa ablación debido a la fusión producida en la superficie. La fusión hace que el hielo desaparezca por el frente del glaciar.

Este proceso de transferencia del hielo de la zona de acumulación hacia la zona de ablación del glaciar, está controlado por (i), el balance de masa, que representa el componente climático de la evolución de un glaciar; y (ii), por las características topográficas del glaciar (pendiente, morfología del lecho rocoso, presencia de agua a este nivel, etc.), que representan el componente dinámico del glaciar. De este segundo componente depende el tiempo de respuesta del glaciar a un cambio climático, el cual puede variar entre algunos años y más de un decenio.

El enfoque de los estudios glaciológicos practicados actualmente en los Andes Centrales por el Institut de Recherche pour le Développement (IRD) y sus contrapartes considera el glaciar como un objeto hidrológico cuya masa cambia a corto plazo en función de las características del clima. Estos estudios se enfocan en los siguientes aspectos:

1. El balance de masa, que representa el equivalente en agua de lo que gana y de lo que pierde un glaciar en un tiempo determinado. Este indicador se obtiene a partir de mediciones repetidas, ya sea de manera directa (balance

- glaciológico) u indirecta (balance hidrológico).
2. Los cambios de longitud, superficie y volumen ocurridos en el pasado: el desempeño de estos indicadores proporciona información sobre la respuesta de un glaciar a los cambios de masa acumulados. Para medir dichos cambios, se utilizan métodos geodésicos de terreno, análisis de fotografías aéreas e imágenes satelitales, y reconstrucciones hechas en base a análisis geomorfológicos o de investigaciones históricas.
 3. La sensibilidad del glaciar al clima, que consiste en identificar las correlaciones entre la evolución de un glaciar y el clima. Estos análisis se basan en el estudio directo de los procesos ocurridos en la superficie del glaciar a partir de un balance energético. La sensibilidad también puede ser analizada a través de relaciones estadísticas entre el balance de masa y diversas variables climatológicas medidas en estaciones meteorológicas o estimadas a través de modelos de circulación general.

Variaciones geométricas

La dinámica de un glaciar puede ser analizada estudiando el desplazamiento de las balizas que sirven

para estimar el balance y su cambio de altura a partir de un punto fijo. Un balance neto positivo, por ejemplo, se refleja por un aumento de la velocidad y del espesor del glaciar.

La respuesta de un glaciar a un cambio de balance es variable. Esta depende de su tamaño, espesor, geometría del lecho rocoso, pendiente promedio, de la cantidad de agua entre el hielo y el lecho, y de la temperatura del hielo a nivel de lecho. Los glaciares que presentan una fuerte pendiente, amplias zonas de acumulación, hielo a temperatura de fusión y una geometría regular del lecho rocoso (cercana a un cilindro perfecto) son los que usualmente responden rápidamente a series sucesivas de balances positivos o negativos.

El movimiento del frente del glaciar en un año determinado (avance, retroceso o estabilidad) es el resultado del efecto combinado de la ablación producida en el frente y de la dinámica del glaciar. Esta última depende, a su vez, del efecto acumulado de los balances de los años precedentes y del espesor máximo del glaciar.

En el caso de glaciares de pequeño tamaño (inferiores a 1 km²), la extensión de las zonas de acumulación y de ablación varían cada año, por lo que es posible que durante ciertos años la superficie entera del glaciar se convierta en una zona de ablación o en

Cálculo del balance de masa

La ecuación básica del balance en un punto del glaciar entre dos periodos de medición db/dt se escribe de la siguiente manera:

$$db/dt = p_{dh}/dt + j_{dp}/dt \, dz$$

donde p es la densidad del hielo de espesor h , que varía según el tiempo t .

El primer término de la ecuación representa el cambio de la masa de hielo (con densidad constante) durante un periodo de tiempo. El segundo término es el cambio de densidad de la columna de espesor z sobre el periodo de tiempo t .

Para extender el balance a todo el glaciar, se utilizan diversos puntos de medición (balizas, pozos, sondeos) distribuidos de acuerdo a una red bien definida. El principio básico consiste en ponderar el balance medido por el área del rango relativo del glaciar, según la siguiente expresión:

$$B_n = (1/S) [\sum (b_{n1}S_1 + b_{n2}S_2 + \dots + b_{nj}S_j)]$$

donde B_n corresponde al balance específico del glaciar; S a su superficie total; b_{n1} , b_{n2} , b_{nj} al balance ponderado por el área S_j dentro de los rangos de altura (j) generalmente de 20, 50 ó 100 metros, según la amplitud altimétrica del glaciar.

una de acumulación. Dichos glaciares tienen una dinámica poco activa con una velocidad muy reducida.

Por otro lado, los glaciares más grandes pueden tardar entre cinco y diez años en responder a cambios del entorno. Esto quiere decir que el movimiento del frente de un glaciar durante un año determinado depende tanto del balance de masa en la zona de ablación durante ese mismo año, como del exceso o déficit acumulado en toda la superficie del glaciar durante los diez años anteriores. Esto explica porqué el análisis decenal de las variaciones en el frente de un glaciar (análisis de datos registrados durante periodos de diez años) ofrece valiosa información sobre la tendencia de la variación del clima.

El balance de masa

El balance de masa constituye la información básica más importante para el estudio de los glaciares: Es el cambio de masa (medido como un volumen de agua equivalente), ocurrido durante un periodo de tiempo, normalmente la duración del año hidrológico. El balance de masa anual se denota bajo su forma específica en mm w.e. a^{-1} (milímetros de agua equivalente por año)

Son dos las principales variables a medir: la acumulación neta y la ablación.

1. La **acumulación neta** es la cantidad de nieve y hielo acumulada a lo largo de un año hidrológico. Proporciona información acerca de la cantidad de precipitaciones sólidas recogidas por el glaciar durante un año hidrológico. Esta variable se estima abriendo un pozo o realizando una perforación en el glaciar y midiendo el espesor y la densidad del hielo. El resultado es un “perfil de densidad” que puede tomar la forma indicada en la Figura 1. En este caso, la primera capa basal (formada antes de la temporada de acumulación 2002-2003) está a 130 cm de profundidad, lo que indica una acumulación neta posterior de unos 530 mm de agua durante este ciclo. La segunda, formada antes de la temporada de acumulación 2001-2002, está a 320 cm, lo que corresponde a una acumulación neta posterior de unos 870 mm de agua. Sin embargo, hay que considerar que una parte de la acumulación original ha podido perderse por sublimación o fusión. El viento también ha podido remover la nieve, produciendo una redistribución en otras partes del glaciar.

(Continúa en la página 14)

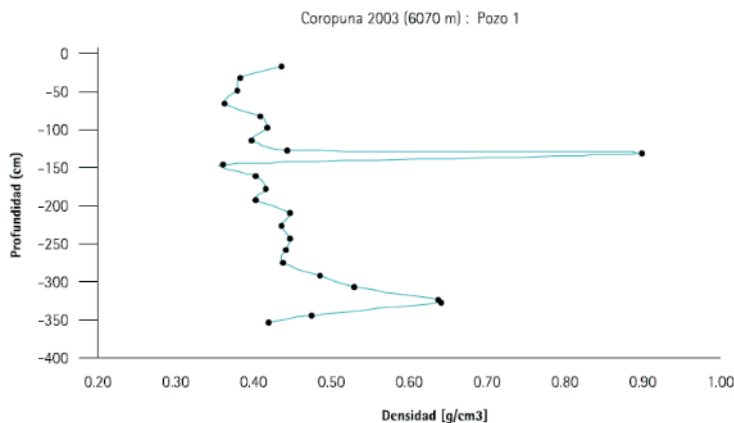


Figura 1. Densidades medidas por perforación en el cuello norte del Coropuna (Perú)
fuente: IRD-Great Ice, de acuerdo a una medición realizada en 2003 (Francou et al, 2004)

¿Cómo se mide el balance de masa?

Varios métodos permiten estimar el balance de masa de un glaciar. Los más precisos requieren de un monitoreo en el terreno.

1. Método directo mediante pozos y balizas en diversos puntos del glaciar

El método más comúnmente utilizado mide directamente en el terreno el cambio de masa del glaciar. Esta medición se lleva a cabo a partir de la instalación de una red de estacas (llamadas "balizas") en la mayor parte del glaciar. En la sección alta, donde generalmente la acumulación supera a la ablación, se excavan pozos o se hacen perforaciones en donde se mide directamente la cantidad de nieve o de hielo acumulada entre el inicio y el fin del año hidrológico. Posteriormente esta cantidad es convertida en su equivalente en agua.

El procesamiento de datos se lleva a cabo a través de tres etapas. La primera corresponde a la división del glaciar en rangos de altura que fluctúan generalmente entre 500 y 100 metros (aunque en glaciares pequeños, los rangos pueden ser de 25 metros). En la segunda etapa, se calculan los valores medios para cada rango. En el caso de que ninguna baliza haya sido instalada en un rango, los valores del balance son obtenidos por interpolación. Finalmente, el balance neto específico B_n es el valor de balance ponderado por su superficie relativa utilizando la siguiente ecuación:

$$B_n = \sum (B_i / S_i / S)$$

donde B_i corresponde al balance de un rango de altura i , S_i a la superficie del rango de altura i y S a la superficie total del glaciar.

2. Métodos topográficos de terreno

Este método consiste en realizar anualmente un levantamiento topográfico detallado del glaciar, con el objetivo de medir su superficie y contorno. Con los resultados de dichas mediciones se construye un "Modelo Digital de Terreno" que permite comparar las últimas mediciones con aquellas de años anteriores y así calcular las pérdidas de área y volumen. Las pérdidas distribuidas sobre todo el glaciar y convertidas en equivalente agua proporcionan el balance de masa por rango de altura. Finalmente, se confecciona un mapa calculando las líneas de igual balance de masa.

Es importante destacar que este método se adapta mejor a glaciares de tamaños pequeños o a aquellos en los cuales se efectúan medidas una vez cada varios años.

3. Método de restitución aerofotogramétrica

La restitución aerofotogramétrica permite estimar los cambios de superficie y de volumen de hielo a través del análisis de pares estereoscópicos compuestos por fotografías aéreas de fechas diferentes (generalmente varios años).

Algunas imágenes satelitales permiten llevar a cabo este tipo de análisis (ASTER, SPOT, ALOS, por ejemplo). Sin embargo, el uso de este método para el estudio de los glaciares de montaña ubicados en los Andes Centrales está limitado en muchos casos por ser todavía, en vertical, de más baja resolución que las fotografías aéreas.

4. Método indirecto del balance hidrológico

Este método establece una comparación anual entre la cantidad de hielo acumulado por las precipitaciones sólidas medidas o estimadas (P) y la ablación (evaporación y sublimación) medida o estimada (E). También se considera la fusión (R) medida directamente a través de una estación limnográfica ubicada sobre el torrente emisario a poca distancia del glaciar. Luego, una primera aproximación del balance hidrológico (B_h) se obtiene aplicando la siguiente ecuación:

$$B_h = P - R - E$$

Sin tomar en cuenta la sublimación, pero considerando el promedio de las precipitaciones colectadas por los pluviómetros (P), la superficie del glaciar (SG), el caudal de derretimiento (D), la superficie total de la cuenca donde se localiza (S) y el coeficiente de escurrimiento (C_e), el balance hidrológico b_h se puede obtener de la siguiente manera:

$$b_h = P - 1/SG [D - (S - SG) C_e P]$$

Cabe mencionar que estos diversos métodos para obtener el balance de masa deben ser llevados a cabo paralelamente para poder validar y comparar los resultados.

(Viene de la página 12)

2. La **ablación** es el resultado directo del balance energético a la superficie del glaciar (la suma de fusión y sublimación). Se mide entre meses o años a partir de balizas repartidas sobre la zona de medición.

En el Recuadro “¿Cómo se mide el balance de masa?” se muestran los diversos métodos empleados para medir el balance de masa en un punto, tomando en cuenta las diferentes densidades de nieve y hielo.

Racoviteanu *et al* (2007) estudiaron el área de glaciación del nevado Coropuna (6,420 msnm) utilizando sensores espaciales. Este nevado está ubicado en la Cordillera Ampato, en el sur del Perú. Los resultados fueron que el área de glaciación, que se estimaba en 82.6 km² en 1962, se había reducido a 60.8 km² en octubre de 2000.

La ablación como producto del balance de energía

Las mediciones meteorológicas en la superficie de los glaciares permiten calcular el balance de energía entre el glaciar y la atmósfera, y así comprender cómo el glaciar responde físicamente a las variables meteorológicas. El cálculo del balance de energía se

realiza mediante una estimación de los flujos energéticos (radiativos, conductivos y turbulentos) entre el glaciar y la atmósfera. Para este fin, el IRD ha desarrollado un tipo de estación meteorológica llamada SAMA (Station Automatique Météorologique d'Altitude), la cual se aprecia en la Figura 2.

Balance hidrológico en cuencas glaciares

Una cuenca vertiente es el espacio geográfico sobre el cual se analiza el balance hidrológico. Dos elementos diferencian las cuencas que poseen una superficie glaciar significativa de aquellas que no las poseen:

1. Como las superficies glaciares y no glaciares tienen comportamientos hidrológicos extremadamente distintos, los procesos y regímenes hidrológicos en ambos tipos de cuencas son también muy diferentes.
2. Las dinámicas hidrológicas y glaciológicas ocurren simultáneamente, pero en diferentes periodos de tiempo.

Cabe señalar que el balance hidrológico de una cuenca con un fuerte componente glaciar se analiza en periodos de tiempo relativamente largos, que van desde mensual a interanual.



Figura 2. Vistas de una estación SAMA

El sistema de observación de glaciares en los Andes Centrales

A pesar de que varios tipos de observaciones de glaciares en los Andes Centrales se llevaron a cabo con anterioridad, recién a principios de la década de los noventa se empezó a desarrollar una red integrada de monitoreo en el área andina.

Este sistema se desarrolló en varias etapas. Empezó en 1991 en Bolivia, con la observación de los glaciares Zongo y Chacaltaya; y continuó en 1994 en el Ecuador, con la observación de los glaciares Antiza-

na 15α y Carihuairazo. Se extendió finalmente al Perú en los años 1998-2000, que ya tenía informaciones sobre varios glaciares, en particular en la Cordillera Blanca.

En el Mapa 1 se presenta la ubicación de los glaciares más monitoreados de los Andes Centrales en la actualidad. Otros glaciares que también son monitoreados permanentemente son los de los nevados Santa Isabel (Parque Los Nevados, Colombia) y Cajap (Cordillera Blanca, Perú).

Balance hidrológico

La ecuación del balance hidrológico para una cuenca vertiente en un periodo de tiempo determinado resulta ser la traducción de la ecuación de conservación:

$$P + V = D + E + (V + \Delta V)$$

Donde P son las precipitaciones líquidas y sólidas; V el almacenamiento de agua (agua de superficie, subterránea, humedad del suelo, nieve, hielo, etc.); D el escurrimiento que sale de la cuenca (superficial y subterráneo); E la evaporación (incluye la sublimación de la nieve y hielo y la evapotranspiración de la cobertura vegetal); y $V + \Delta V$ los estados de almacenamiento al final del paso de tiempo del balance. Cabe mencionar que los componentes del balance hídrico se expresan usualmente en volúmenes (m^3) o en altura de agua (mm), si los relacionamos con la superficie S de la cuenca.

Esta ecuación nos dice que la diferencia entre la cantidad de agua entrante y saliente de una cuenca durante un periodo determinado es igual a la variación del volumen (ΔV) de agua almacenada por el sistema durante dicho periodo:

$$\Delta V = P - E - D$$

La diferencia ($P - D$) es también llamada déficit de escurrimiento. En el caso de una cuenca hidrológica sencilla, relativamente impermeable, sin glaciares ni aguas subterráneas, podemos considerar que ΔV es cero. En este caso, la ecuación se convertiría en $E = P - D$, lo que quiere decir que para este tipo de cuencas el déficit es más o menos equivalente a la evaporación de la cuenca (incluyendo sublimación y evapotranspiración) y que las variaciones del almacenamiento son mínimas.

Para que esta formulación pueda aplicarse a las cuencas con superficie glaciar considerable, la acumulación debería ser igual, en promedio, que la ablación ocurrida por deshielo y sublimación. Sin embargo, en un contexto de cambio climático, la cantidad de agua almacenada en los glaciares que es restituida a la cuenca es mucho mayor que la que se acumula por precipitación. En este caso, ΔV ya no sería despreciable y corresponde al volumen de derretimiento F correspondiente al volumen de hielo perdido o ganado por el glaciar:

$$F = P - E - D$$

Lamentablemente, no es posible medir con exactitud ni el nivel de precipitaciones (P) ni el de evaporación (E). Estas variables son estimadas para un periodo determinado como la cantidad de nieve y de hielo acumulada ($P - E$) en la zona de acumulación o desaparecida en la zona de ablación ($P - E - F$).

La comparación de $P - E$, con D es muy instructiva:

Si $P - E > D$, eso quiere decir que los glaciares aumentan en volumen y avanzan.

Si $P - E < D$, eso traduce en lo contrario a desglaciación y retroceso de los glaciares.

En la Tabla 1 se precisan los glaciares sobre los cuales se realizan mediciones periódica y permanentemente. Nótese que las series de datos completos más

largas provienen de Bolivia (Zongo y Chacaltaya, desde 1991); seguidos por las del Antizana 15α, desde 1994. El monitoreo de los demás glaciares se ini-



Mapa 1. Glaciares monitoreados en los Andes Centrales con el apoyo de IRD

Los triángulos negros corresponden a nevados donde el IRD participó en la extracción de testigos de hielo por perforaciones profundas

Glaciares	Bm	Bh	Topo in situ	Rest foto	Be	Meteo (T, P)
Zongo 16°S (*)	+	+	+	+	+	+
Chacaltaya 16°S (*)	+	+	+	+		+
Charquini S 16°S (*)	+	+	+	+		+
Charquini N 16°S (*)	+			+		
Sulcón 12°S (**)	+	+				+
Yanamarey 10°S (**)	+	+	+	+		+
Uruasraju 10°S (***)	+	+	+	+		+
Artesonraju 9°S (**)	+	+	+		+	+
Carihuairazo 1°S (4*)	+		+			
Antizana 15 0°28S (5*)	+	+	+	+	+	+
Antizana 12 Los Crespos 0°28S (5*)	+	+	+		+	+
Leyenda:						
Bm	Balance de masa con pozos y balizas				(*)	IRD-IHH-COBEE-SENAMHI
Bh	Balance hidrológico con pluviómetros y limnigrafos				(**)	IRD-INRENA
Topo in situ	Topografía de terreno				(***)	INRENA
Rest Foto	Restitución fotogramétrica (un modelo para un periodo de varios años)				(4*)	IRD-INAMHI
Be	Balance de energía a partir de estaciones completas (sobre el glaciar o al lado)				(5*)	IRD-INAMHI-EMAAP-Q
Meteo (T,P)	Mediciones meteorológicas básicas (temperatura y pluviometría)					

Tabla 1. Glaciares del área andina monitoreados permanentemente y métodos utilizados

ció después del año 2000, aunque ya se habían hecho mediciones parciales de algunos glaciares de la Cordillera Blanca.

Cabe mencionar que la red de monitoreo de estos glaciares forma parte de una red de observación más extensa. En la Tabla 2 se puede observar la lista de

los glaciares monitoreados actualmente en los Andes y México por diversas instituciones que en el año 2004 decidieron formar un grupo de interés científico y técnico, con apoyo del programa hidrológico de la UNESCO y otras instituciones.

País	Glaciar	Región	Método	Inicio	Institución
Mexico	Orizaba	Faja Volcanica	GL	-	UNAM
	Iztaccihuatl	Sierra Nevada	GL	-	UNAM
Colombia	Santa Isabel	Cord Central	GL	2005	INGEOMINAS, IDEAM
Ecuador	Antizana 15	Cord Oriental	GL + H	1994	INAMHI, IRD, EMAAP-Q
	Los Crespos		GL + H	2002	INAMHI, IRD, EMAAP-Q
	Carihuayrazo	Cord. Occidental	GL	2000	INAMHI, IRD
	Cotopaxi	Cord. Central	GE	2004	UD, INAMHI, IRD
Perú	Yanamarey	Cord. Blanca	GL + H	1980	UGRH-INRENA, IRD
	Artesonraju		GL + H	2000	UGRH-INRENA, IRD
	Uruashraju		GL	1980	UGRH-INRENA, IRD
	Shallap		GL	2002	UGRH-INRENA, IRD
	Shullcon	Cord. Central	GL + H	2002	UGRH-INRENA, IRD
Bolivia	Zongo	Cord. Real	GL + H + GE	1991	IRD, IHH
	Charquini Sur		GL + H + GE	2002	IRD, IHH
	Chacaltaya		GL + H + GE	1991	IRD, IHH
	Charquini N.		GL	2004	IRD, IHH
Argentina	Piloto Este	Andes Centrales	GL	1978	IANIGLA
	Horcones Sup.		GL	2000	IANIGLA
	Perito Moreno	Campo de H,P,S	Perfil	1990	IAA
	Vinciguerra	Tierra del Fuego	GL + H	2003	CADIC, DRH, IAA
	Martial Este	Tierra del Fuego	GL	2000	CADIC, DRH, IAA
	Bahia Del Diablo	Península Antártica	GL	1998	IAA
Chile	Tapado	Norte Chico GL		1998	CEAZA, CAZALAC
	Echaurren	Chile Central	GL	1975	DGA
	Mocho	Reg. de Los Lagos	GL + GE	2003	CECS
	Nef	Campo de Hielo N	H	2005	IRD, DGA, CECS
	Chico	Campo de Hielo S	GL + GE	1994	CECS, Uch
	Tyndall		GL	1985	UMAG/ CEQUA
	Lengua	Gran Campo Nevado	GL	1999	PGCN
	Patriot Hills	Antártica	GL + GE	1995	CECS

Leyenda: GL Balance de masa glaciológico.
H Mediciones hidrológicas,
GE Prospección geofísica para la determinación de los espesores de hielo.

Tabla 2. Glaciares monitoreados en los Andes y México
fuente: Grupo de Trabajo en Nieves y Hielos (GTNH)