

Sección 5

Relación entre balance de masa y clima: acumulación y ablación

Esta sección²¹ describe el tipo de información climática que se puede obtener del estudio del balance de masa. Los datos anuales se encuentran directamente relacionados con (i), la acumulación de nieve, la cual depende tanto de precipitaciones como de avalanchas de nieve o hielo y

vientos; y (ii), la ablación, la cual representa directamente el Balance de Energía en la Superficie (BES).

El BES representa la relación entre las variables meteorológicas locales y el derretimiento de la superficie del glaciar.

5.1 Variabilidad de la acumulación neta

La cantidad de nieve acumulada se mide anual o bianualmente en la parte alta de los glaciares (la llamada "zona de acumulación"). A pesar de las dificultades existentes para identificar la capa de acumulación correspondiente a cada año hidrológico, ha sido posible obtener datos anuales de balance de masa en los Andes centrales. Los resultados muestran que la acumulación neta medida por encima de los 5,500 msnm está comprendida entre 700 y 1,200 mm w.e. a⁻¹. No se han observado acumulaciones netas mayores, ya sea porque las masas de aire a los 6,000 msnm sean demasiado pobres en vapor de agua, o porque los vientos no permitan a mayores acumulaciones formarse a nivel de las cumbres.

También se ha observado una marcada variabilidad interanual. En efecto, en el glaciar Zongo (Bolivia), los valores de acumulación neta varían desde menos de 500

hasta 1,200 mm w.e. a⁻¹, mientras que en las morrenas circundantes se observan valores de entre 700 y 1,200 mm w.e. a⁻¹ (Berger et al., 2005).

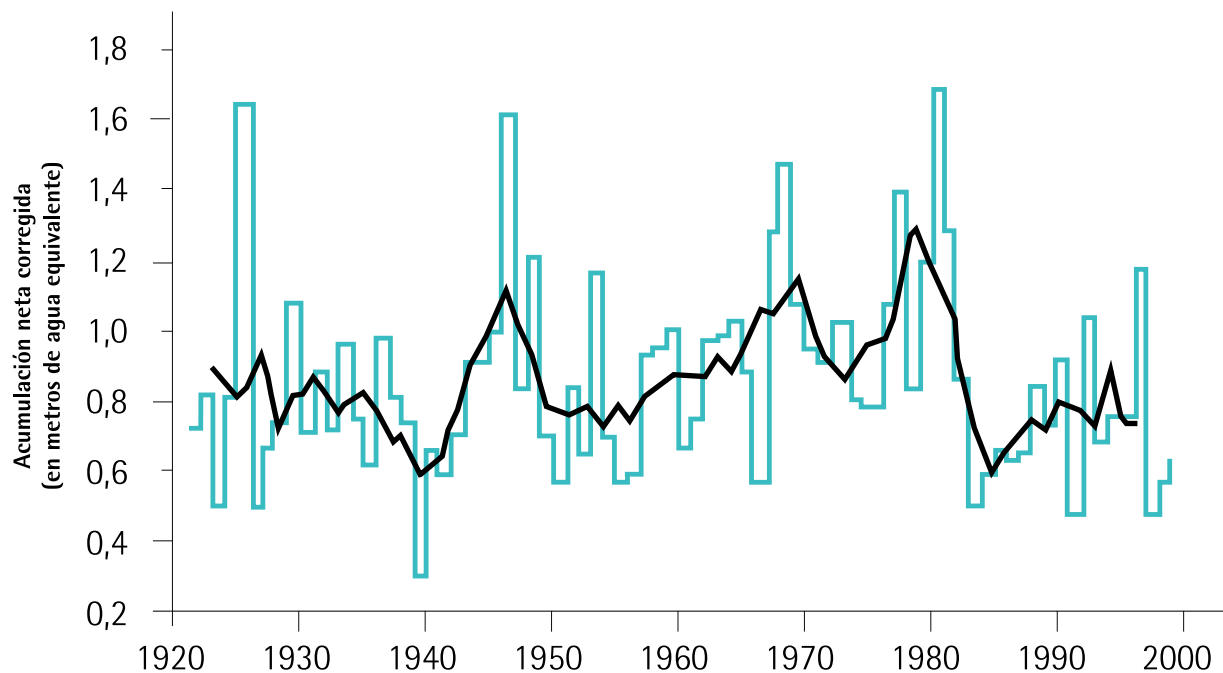
Con el fin de reconstruir la acumulación neta ocurrida en el pasado en glaciares de gran altitud, se extrajeron testigos de hielo en diversas zonas de los Andes entre 1983 y 2006.

En el caso de Bolivia, se consideró que el testigo de hielo más representativo fue el extraído del Illimani (6,350 msnm) en 1999. La Figura 5.1 ilustra la variabilidad en la acumulación neta entre 1920 y 1998, reconstruida usando este testigo de hielo. Los resultados muestran una drástica reducción en la acumulación neta durante los años del fenómeno "El Niño". Estos resultados son coincidentes con las reconstrucciones realizadas en otros glaciares de los Andes, como Chimborazo (Ecuador), Huascarán y Quelccaya (Perú).

²¹ Los autores de esta sección son: Patrick Wagnon, Jean-Emmanuel Sicart, Luis Maisincho, Bernard Francou, Patrick Ginot, Jean-Philippe Chazarin, Vincent Favier y Pierre Ribstein.

Figura 5.1

- Acumulación neta real y suavizada en el Illimani -



5.2 Procesos físicos responsables de la ablación

En un glaciar, la ablación es el resultado directo del BES. Su estimación resulta ser el inventario de todos los flujos de energía entrantes y salientes de su superficie, los cuales pueden ser radiativos, conductivos o turbulentos.

La ecuación del BES se describe en el Recuadro 5.1 (abajo) y sus valores son estimados usando una estación meteorológica automática instalada en la superficie del glaciar. En la Figura 5.2 se incluye una ilustración gráfica sencilla del proceso.

Recuadro 5.1

- Los distintos flujos de energía en la superficie de un glaciar -

La ecuación clásica del balance energético se escribe de la siguiente manera (los flujos hacia la superficie se representan como positivos):

$$S\downarrow(1-a) + L\downarrow - L\uparrow + H + LE + P + G = \Delta Q$$

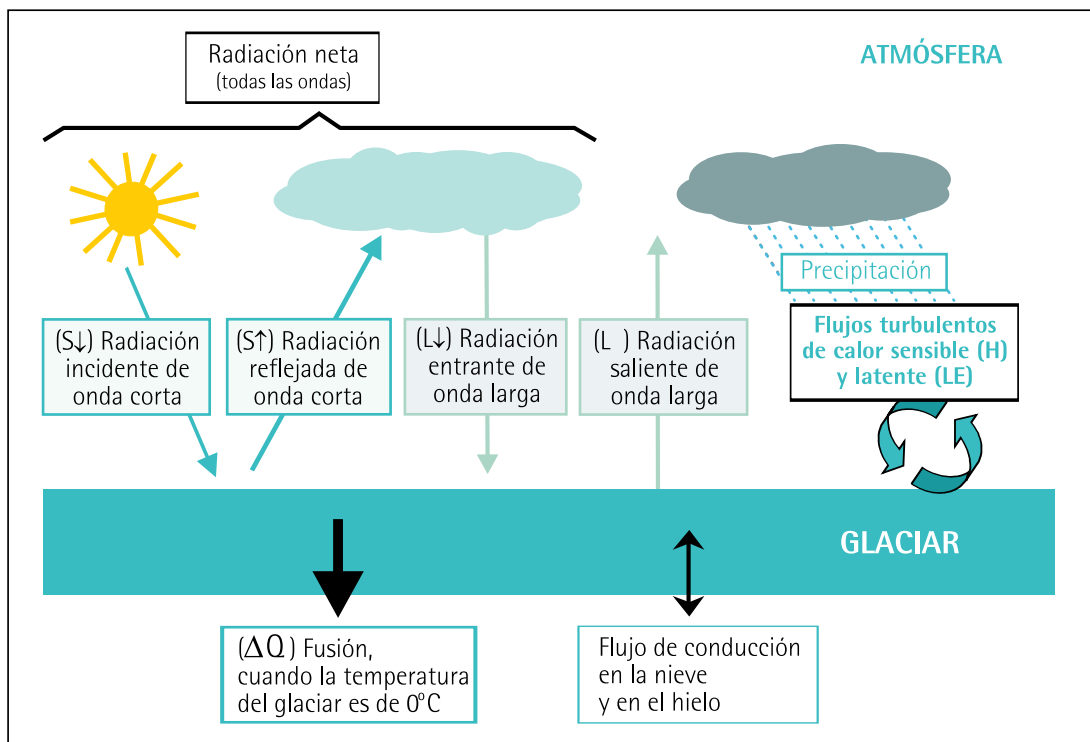
Los dos primeros términos de la ecuación representan la radiación R , que representa todas longitudes de onda: $R = S\downarrow - S\uparrow + L\downarrow - L\uparrow = S\downarrow(1-\alpha) + L\downarrow - L\uparrow$. $S\downarrow$ y $S\uparrow$ representan la radiación solar de onda corta incidente y reflejada, α el albedo, $L\downarrow$ la radiación de onda larga proveniente de la atmósfera y $L\uparrow$ la radiación de onda larga emitida por la superficie. Por otro lado, los términos $S = S\downarrow(1-\alpha)$ y $L = L\downarrow - L\uparrow$ representan la radiación de onda corta y larga, respectivamente; H y LE los flujos turbulentos de calor sensible y latente, P el flujo de energía aportado por las precipitaciones; y G , el flujo conductivo en la nieve o hielo.

$Q\Delta$ representa entonces la variación de energía que resulta en la capa superficial de un glaciar. Si $Q\Delta$ es positivo, el glaciar recibe un flujo de calor que va a ser utilizado en primer lugar para aumentar su temperatura (en caso que sea negativa), y luego para derretir el hielo (cuando el punto de deshielo ha sido alcanzado).

El cálculo del balance de energía permite constatar la importancia de cada flujo sobre el deshielo de un glaciar y separar las variables meteorológicas que controlan el deshielo. La figura siguiente ilustra el balance de energía entre el glaciar y la atmósfera (los colores corresponden a las variables de la ecuación anterior)

Figura 5.2

- Balance energético en la superficie de un glaciar: principales intercambios de flujos entrantes y salientes -



5.3 El BES en los glaciares Zongo y Antizana 15α

El BES en las zonas de ablación de los glaciares Zongo (16°S, trópico externo) y Antizana 15α (0°28S, trópico interno) está dominado por la radiación de onda corta (S), que para estos glaciares resulta ser el término más importante de la ecuación del Recuadro 5.1 (de la página 67). Dado que la radiación de onda corta está estrechamente relacionada con el albedo, esta última variable resulta ser fundamental en la determinación de la cantidad de energía disponible en la superficie para glaciares ubicados en los trópicos internos y externos.

El albedo está directamente relacionado con el estado de la superficie de un glaciar, es decir, si la superficie está cubierta por nieve antigua, o sólo por hielo. Por lo tanto, las precipitaciones sólidas, responsables del manto de nieve en la superficie del glaciar, vienen a ser una variable meteorológica clave en la variabilidad del deshielo en todos los glaciares tropicales.

En los trópicos externos (como Bolivia, por ejemplo), donde los glaciares casi nunca reciben precipitaciones líquidas, el balance de masa se relaciona estrechamente con la distribución anual del total de precipitaciones. En los trópicos internos (como Ecuador), sin embargo, la variable meteorológica clave viene a ser la temperatura del aire, ya que ésta controla la fase de las precipitaciones que recibe el glaciar (lluvia o nieve). En efecto, si nieva en la superficie, el albedo se incrementa rápidamente, lo cual reduce el derretimiento. Pero si llueve, el albedo se reduce, favoreciendo la absorción de radiación solar y por lo tanto, el deshielo.

La radiación de onda corta S es parcialmente compensada por la radiación de onda larga L, la cual es negativa durante todo el año. La estacionalidad anual de $L\downarrow$ (proveniente de la atmósfera) es altamente pronunciada en Bolivia, alcanzando valores bajos durante la temporada seca de abril–septiembre (baja nubosidad) y altos en la temporada húmeda de octubre–

marzo (alta nubosidad). En el Ecuador, $L\downarrow$ se mantiene prácticamente invariable debido a la casi ausencia del ciclo anual de precipitaciones. De esta manera, la radiación de onda larga, estrechamente relacionada con la nubosidad y la humedad, constituye una variable esencial que controla el BES de los glaciares tropicales y explica la alta estacionalidad del derretimiento del glaciar Zongo (Sicart et al., 2005).

El flujo turbulento de calor sensible H se relaciona con la temperatura del aire y la velocidad del viento, mientras que el flujo de calor latente LE lo hace con la humedad del aire y la velocidad del viento. Aunque el flujo sensible siempre se mantiene positivo, la suma de estos dos flujos representa siempre una pérdida de calor. En efecto, un flujo de calor latente permanentemente negativo (que corresponde a una pérdida de masa por sublimación) constituye una característica específica de los glaciares tropicales.

Estos flujos turbulentos son altamente variables durante el año. Tienen una gran importancia durante los meses ventosos (junio–septiembre) en el Ecuador (Favier et al., 2004a) y durante la temporada seca en Bolivia (Wagnon et al., 1999). Durante estos periodos, la sublimación tiene un bajo impacto en términos de tasas de ablación, pero juega un rol fundamental en su estacionalidad al reducir la energía por deshielo.

Mediciones de corto plazo tomadas a gran altitud, a más de los 6,000 msnm (Illimani), muestran que las tasa de sublimación son también importantes en la zona de acumulación de los glaciares (alrededor de 1 mm de agua equivalente por día durante la temporada seca) y comparable a aquellas registradas en la zona de ablación (Wagnon et al., 2003). Tasas de sublimación extremadamente altas (mayores a 2 mm de agua equivalente por día) se han registrado en el sur de Bolivia en campos de nieve no permanentes (Favier et al., 2004b).

5.4 Variabilidad del balance de masa en Bolivia y Ecuador en términos de flujos de energía

En Bolivia, cuando las nevadas son demasiado escasas como para cubrir la zona de ablación (entre octubre y diciembre), el deshielo se incrementa y la ablación puede alcanzar tasas de hasta 1,000 mm w.e. al mes en las zonas bajas. En caso de lluvias y cuando el granizo o la nieve caen a temperatura de deshielo, el albedo se mantiene a bajos niveles (<0.5).

En el glaciar Zongo, la correlación entre precipitación y balance de masa es alta, alcanzando su mejor ajuste y mayor nivel (positivo) entre los meses de diciembre y marzo. Asimismo, cuando una capa de nieve cubre continuamente el glaciar entre octubre y abril, el balance de masa anual encuentra cercano al equilibrio o es positivo (Wagnon et al., 2001). Esto implica que el periodo de transición entre la temporada seca y el periodo de mayores lluvias (de enero a marzo) es de crucial importancia para el balance de masa. Durante la temporada húmeda, el flujo de calor latente es compensado por el flujo de calor sensible, por lo que el balance de flujos turbulentos tiende a ser nulo o muy débil.

Como se mencionó anteriormente, la radiación entrante de onda larga juega un rol muy importante en la estacionalidad del balance de masa. Durante la temporada húmeda, la radiación saliente de onda larga es compensada por una gran radiación similar pero entrante, debido a la alta nubosidad y humedad del aire. Este flujo representa una importante fuente de energía para el glaciar, especialmente a bajas alturas. También explica el hecho de que el escurrimiento sea constante durante todo el verano, inclusive cuando la superficie del glaciar está cubierta por grandes cantidades de nieve (Sicart et al., 2005).

Por otro lado, durante la temporada seca (mayo-agosto), el cielo se encuentra despejado y la atmósfera seca, por lo que el balance neto negativo de radiaciones de onda larga produce una importante reducción de los niveles de energía y por tanto, de la ablación. De igual manera, los vientos que soplan frecuentemente durante el invierno austral producen una sublimación que reduce el deshielo (Wagnon et al., 1999).

En el Ecuador, la estacionalidad del balance de masa del glaciar Antizana 15α es menos pronunciada, aunque una importante variabilidad interanual se produce durante todo el año. No se conoce con mucha certeza la estacionalidad de la acumulación a grandes altitudes debido a que el ciclo de acumulación por encima de los 5,200 msnm se mide generalmente una sola vez al año. Sin embargo, mediciones realizadas en áreas cercanas a la zona de ablación sugieren que los periodos de acumulación más importantes son abril-junio y agosto-octubre.

En comparación con Bolivia, en Ecuador, la variabilidad interanual del balance de masa a bajas alturas presenta un patrón más confuso. Los periodos de junio-julio y noviembre-enero son más constantes y presentan tasas moderadas de ablación. Los periodos más variables son febrero-mayo y agosto-septiembre, los cuales en conjunto explican el 98% de la varianza del balance de masa anual (Francou et al., 2004b, ver Figura 3.6).

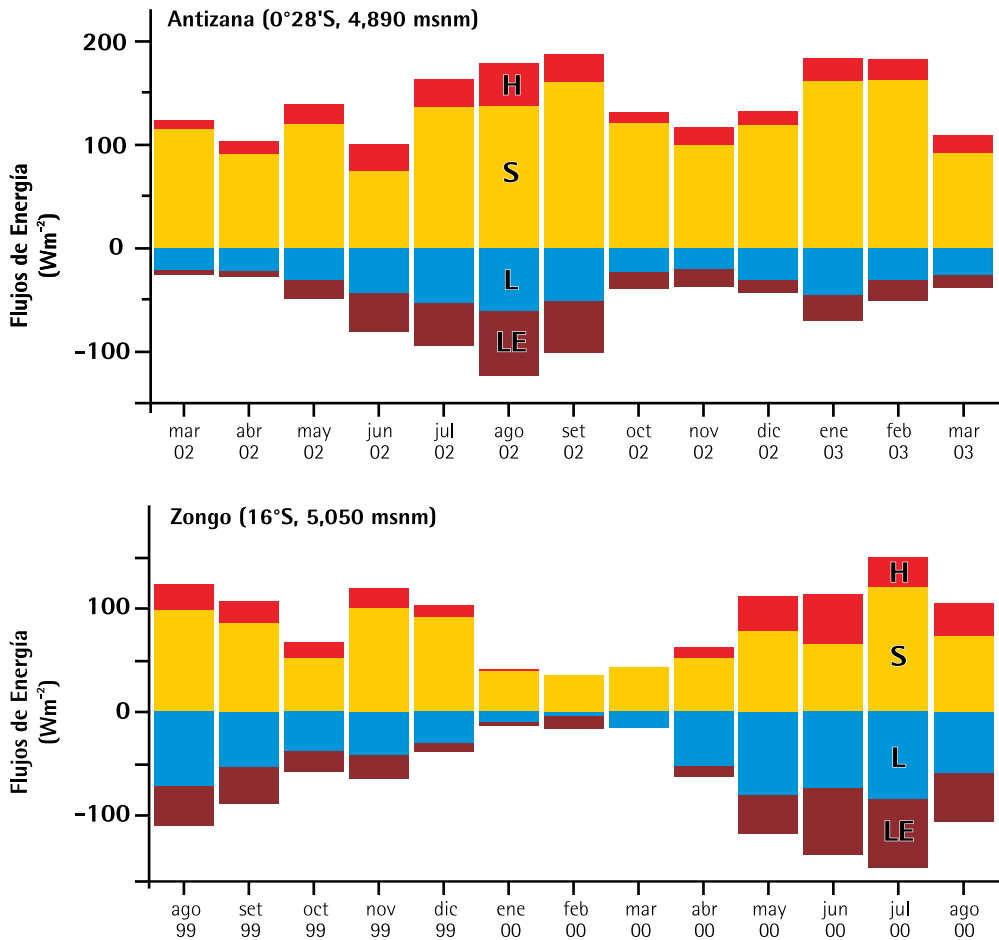
Las mayores tasas de ablación coinciden con los equinoccios, es decir, con los periodos de mayor radiación solar en el Ecuador. Pero la variabilidad es mayor alrededor y después del primer equinoccio (abril-mayo) y alrededor del segundo (septiembre), dependiendo de la frecuencia y naturaleza de las precipitaciones.

Recuadro 5.2

- Comparación del ciclo anual de los flujos de energía en las superficies de los glaciares Zongo (Bolivia) y Antizana 15 (Ecuador)²² -

La siguiente figura ilustra el ciclo anual de los flujos de energía en las superficies de los glaciares Antizana 15 (trópicos internos, condiciones húmedas durante todo el año) y Zongo (trópicos externos, una temporada húmeda entre octubre y marzo; y una seca, entre mayo y septiembre).

Para ambos glaciares, los flujos entrantes de energía son la radiación solar neta (S) y el flujo de calor sensible (H), mientras que los flujos salientes vienen a ser la radiación neta de onda larga (L) y el flujo de calor latente (LE).



²² Promedios mensuales de la radiación de onda corta S, radiación neta de onda larga L, el flujo de calor sensible (H), y el flujo de calor latente (LE) de los glaciares Antizana 15 (marzo 2002 –marzo 2003) y Zongo (agosto 1999 –agosto 2000). Faltan algunos datos de H y LE correspondientes a marzo 2000 para el glaciar Zongo.

Los meses más constantes son junio y julio, los cuales están marcados por precipitaciones moderadas y un flujo decreciente de radiación. El periodo octubre-diciembre es también bastante regular con altas tasas de ablación, la cual se relaciona con la alta radiación solar de onda corta incidente y la decreciente precipitación que se produce en el periodo.

Como lo han señalado Favier et al. (2004a,b) y Francou et al. (2004b), el albedo juega en el Ecuador el mismo rol determinante que en Bolivia, pero la aparición de un manto de nieve en la superficie de los glaciares parece depender más de la fase de precipitación (lluvia o nieve) que de su cantidad. En efecto, entre las situaciones extremas de balance de masa ocurridas en el periodo 1995-2005, la precipitación varió menos de 50 mm w.e. sólo durante

los primeros semestres y en septiembre. Asimismo, la temperatura entre situaciones extremas osciló entre 1 y 1.5°C, particularmente entre enero y mayo. Este rango corresponde a una variación de entre 150 y 200 m del límite nieve-lluvia sobre la superficie del glaciar.

El efecto más importante producido por la lluvia no es el de derretir hielo directamente, ya que ésta cae a temperaturas bajas y a baja intensidad; sino el del mantener el albedo en la superficie del glaciar a bajas temperaturas. En el periodo junio-agosto, a pesar de la humedad generada en la cuenca amazónica, soplan fuertes vientos que refuerzan la sublimación y reducen el deshielo. Por lo tanto, aunque la sublimación tiene un efecto limitado en las tasas anuales de ablación, juega un rol importante en su estacionalidad al reducir la energía disponible para el deshielo.

5.5 Glaciares tropicales, temperatura del mar y eventos ENSO

En el Ecuador, las dos fases opuestas de los eventos ENSO explican las situaciones más contrastantes observadas en el glaciar Antizana. Cuando en el Pacífico Central ocurre una anomalía de temperatura en la superficie del mar (usualmente entre noviembre y febrero) su respuesta atmosférica se produce en los Andes ecuatorianos tres meses después. Este rezago explica el hecho de que la variabilidad del balance de masa alcance su máximo entre febrero y mayo.

Durante la fase cálida del ENSO, el incremento de la temperatura favorece la ocurrencia de lluvias en altitudes de entre 5,100 y 5,300 msnm, lo cual, junto con una ligera disminución de la nubosidad, mantiene constantemente bajos los valores del albedo. En consecuencia, el deshielo es alto (Favier et al., 2004a, b).

En Bolivia, la evolución del balance de masa también depende en gran medida de las anomalías de temperatura que ocurren en la superficie del Pacífico Central. Durante las fases cálidas del ENSO, las precipitaciones se reducen entre 10 y 30% y se producen con mayor frecuencia periodos secos durante los veranos (Vuille et al., 2000b). Estas condiciones incrementan la radiación entrante de onda corta y reducen tanto la acumulación de nieve como el albedo en la superficie del glaciar (Wagnon et al., 2001). La temperatura promedio

cercana a la superficie durante el verano es entre 0.7 y 1.3°C más alta durante "El Niño" que durante "La Niña", lo cual incrementa la probabilidad que lluvias y nevadas caigan a temperaturas de deshielo. Durante los episodios "La Niña", condiciones opuestas prevalecen, lo que puede generar balances de masa positivos o cercanos al equilibrio.

El incremento de la temperatura superficial del mar en la costa sudamericana que se observa desde 1976 contribuye al retroceso acelerado de los glaciares ecuatorianos y bolivianos. Sin embargo, algunos eventos atmosféricos de gran escala como los producidos por la explosión del volcán Pinatubo en junio de 1991 podrían estar interfiriendo con el proceso. Esta explosión liberó una gran cantidad de aerosoles de sulfato cuyo efecto enfriante interrumpió temporalmente las consecuencias del periodo "El Niño" 1990-1995 y causó el único balance de masa positivo que se produjo en el glaciar Chacaltaya fuera de los episodios "La Niña" (Francou et al., 2003).

Como conclusión, se puede decir que los cambios en la evolución espacio-temporal del fenómeno "El Niño" desde los 1970s y el calentamiento de la troposfera son factores que, combinados, explican el retroceso de los glaciares ubicados en los Andes Tropicales.

Section 5

Mass balance versus climate: accumulation and ablation

This section²¹ describes the variety of climate information that can be obtained from the mass balance study. Annual mass balance data are directly related with (i) ice accumulation, which depends on precipitation as well

as avalanches and wind; and (ii) ablation, which directly represents the surface energy balance (SEB). SEB is the ratio between local meteorological variables and glacier surface melting.

5.1 Net accumulation variability

The amount of accumulated ice is measured annually or biannually at the upper part of the glacier (called the "accumulation zone"). In spite of the existing difficulties to identify the accumulation layer corresponding to a hydrological year, it has been possible to get annual mass balance data in the Central Andes. Results indicate that net accumulation measured above 5500 m.a.s.l. shows values between 700 and 1200 mm w.e. a⁻¹. There have been no observations of larger net accumulations, probably due to the atmosphere's inability to retain vapor at this altitude.

There has also been distinct interannual variability. In fact, in the Zongo glacier (Bolivia), net accumulation values varied from less than 500 to up to 1,200 mm w.e. a⁻¹, while the adjacent moraines show values between 700 and 1200 mm w.e. a⁻¹ (Berger et al., 2005).

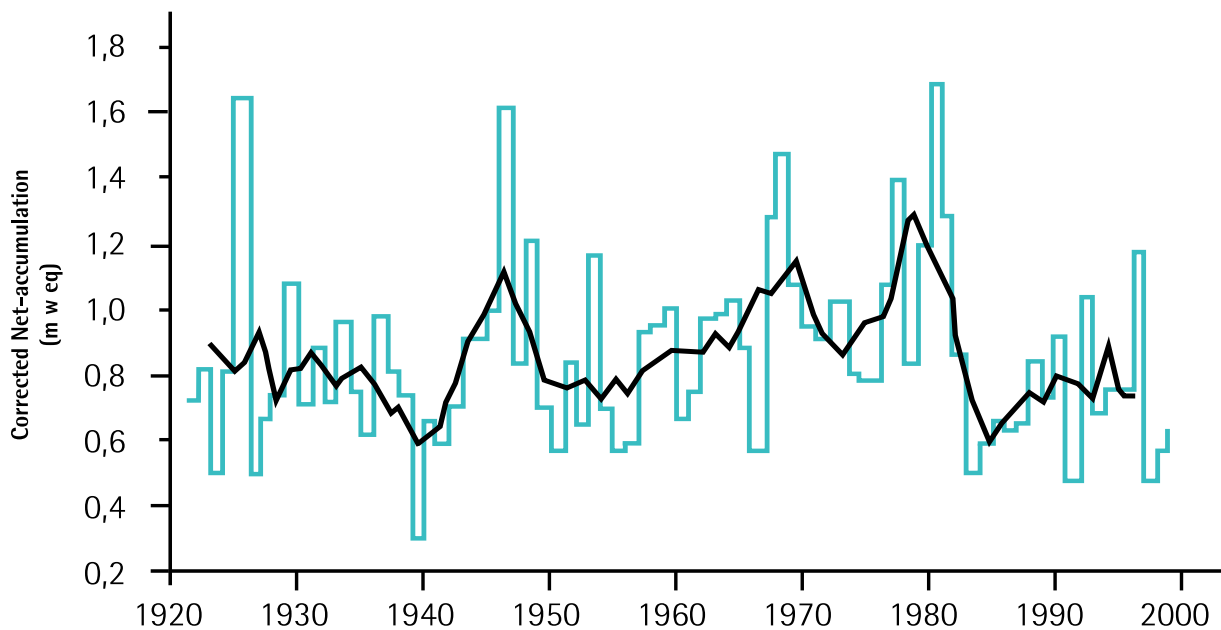
For the reconstruction of past net accumulation data in high altitude glaciers, ice cores were extracted in several areas of the Andes between 1983 and 2006. In the case of Bolivia, the most representative ice cores were extracted from the Illimani peak (6350 m.a.s.l.) in 1999. Figure 5.1 (next page) shows the net accumulation variability between 1920 and 1998, reconstructed by using this ice core.

Results show a drastic reduction in net accumulation during ENSO years. These results match reconstructions made in other glaciers of the Andes such as Chimborazo (Ecuador), Huascaran and Quelccaya (Peru).

²¹ The authors in this section are: Patrick Wagnon, Jean-Emmanuel Sicart, Luis Maisincho, Bernard Francou, Patrick Ginot, Jean-Philippe Chazarin, Vincent Favier and Pierre Ribstein.

Figure 5.1

- Net real and smoothed accumulation in Illimani -



5.2 Physical processes that lead to ablation

In a glacier, the ablation is the direct result of the SEB. Its estimation is the inventory of all the ingoing and outgoing energy flows on its surface which can be radiative, conductive or turbulent.

The SEB equation is described in Box 5.1 (below) and its value is estimated by using an automatic meteorological station installed on the glacier surface.

Box 5.1

- Different energy flows on a glacier's surface -

The classic equation for energy balance is as follows (flows toward the surface are represented as positive):

$$S\downarrow(1-a) + L\downarrow - L\uparrow + H + LE + P + G = \Delta Q$$

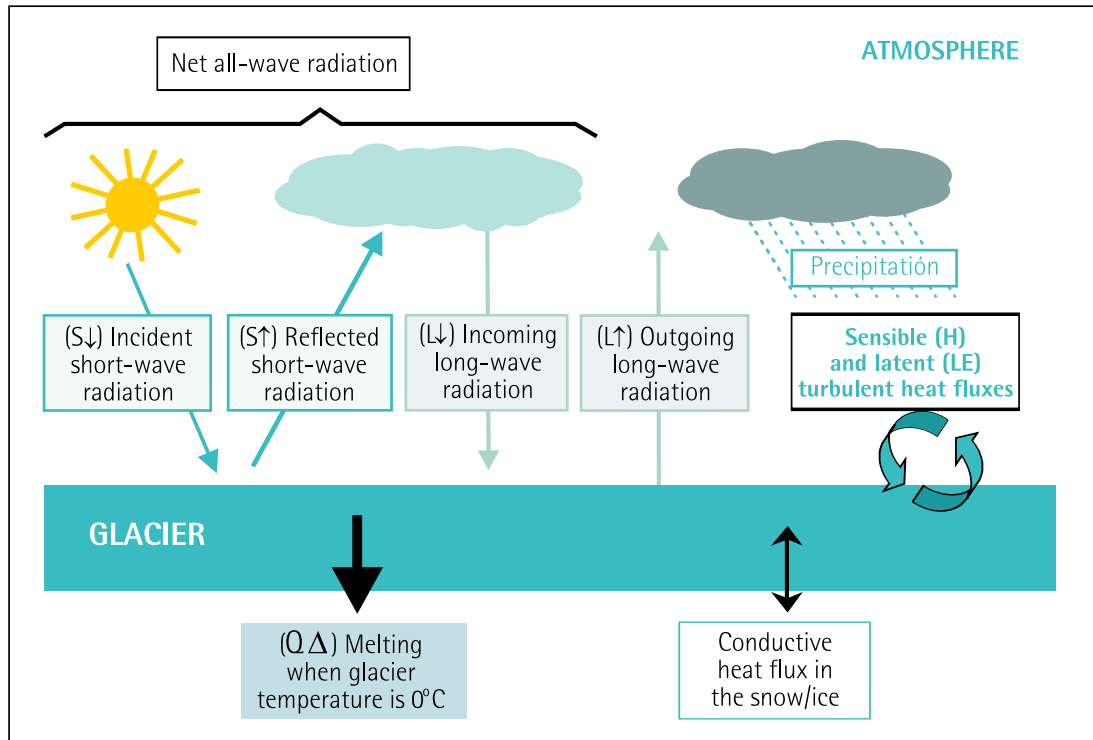
The first two terms at the left of the equation represent radiation R , which stands for all the wavelenghts: $R = S\downarrow - S\uparrow + L\downarrow - L\uparrow = S\downarrow(1-\alpha) + L\downarrow - L\uparrow$. $S\downarrow$ y $S\uparrow$ represent short wave solar radiation both incident and reflected, α represents the albedo, $L\downarrow$ is long wave radiation coming from the atmosphere and $L\uparrow$ is long wave radiation emitted by the surface. On the other hand, the terms $S = S\downarrow(1-\alpha)$ and $L = L\downarrow - L\uparrow$ represent short wave and long wave net radiation, respectively. H and LE represent turbulent flows of sensitive and latent heat, P is the energy flow contributed by rainfall; and G , the snow or ice conductive flow.

$Q\Delta$ represents energy variation resulting on the surface layer of a glacier. If $Q\Delta$ is positive, the glacier receives a heat flow that will be used first to increase its temperature (in case it is negative), and then to melt the ice (when the melting point has been reached).

Calculating the energy balance allows to verify the contribution of each flow for the melting of a glacier and to tell apart meteorological variables that control said melting. The following figure shows the energy balance between the glacier and the atmosphere (colors match the equation variables previously described).

Figure 5.2

- Energy balance on a glacier's surface: main inputs and outputs -



5.3 Surface Energy Balance (SEB) in the Zongo and Antizana 15α glaciers

SEB in the ablation zones of the Zongo (16°S, external tropic) and Antizana 15α (0°28S, internal tropic) glaciers is dominated by short wave radiation (S), which for these glaciers is the most important term in the SEB equation (see Box 5.1, page 67). Since short wave radiation is closely related to the surface albedo, this variable is fundamental in determining the amount of energy available on the surface for glaciers located in the internal and external tropics.

The albedo is directly related to a glaciers' state, that is, if the surface is covered by old snow or just by ice. Therefore, solid precipitation responsible for the snow layer on a glacier's surface is a key meteorological variable for tropical glacier melting variability.

In the external tropics, where glaciers rarely receive liquid precipitation, the mass balance is closely related with the total rainfall annual distribution. In the internal tropics, however, the key meteorological variable is air temperature, because it determines the precipitation that the glacier receives (rain or snow). In fact, if it snows on the surface, albedo increases rapidly, and this reduces melting. But if it rains, albedo is reduced, favoring solar radiation absorption and melting.

Short wave S radiation is partially compensated by long wave L radiation, which is negative throughout the year. Annual seasonality of L_{\downarrow} (coming from the atmosphere) is very distinct in Bolivia, reaching low values during the dry April-September season (few clouds) and high in the October-March humid season (many clouds). In Ecuador,

L_{\downarrow} is practically constant due to the absence of precipitation throughout most of the year. In sum, long wave radiation, closely related with clouds and humidity, is an essential variable that controls the SEB of tropical glaciers and explains the high seasonality of melting in the Zongo glacier (Sicart et al., 2005).

Sensitive heat turbulent flow H is related to air temperature and wind velocity, while latent heat flow LE is related to air humidity and wind velocity. Although the sensitive flow is always positive, the addition of these two flows always leads to the loss of heat. In fact, a permanently negative latent heat flow (corresponding to a loss in mass by sublimation) is a specific feature of tropical glaciers.

These turbulent flows are highly variable along the year. They are very important during the windy months (June to September) in Ecuador (Favier et al., 2004a) and during the dry season in Bolivia (Wagnon et al., 1999). During these periods sublimation has a low impact on the ablation rate, but plays a fundamental role in its seasonality by reducing energy through melting.

Short-term measurements taken at high altitude (Illimani) show that sublimation rates are also important in the glacier accumulation zone (around 1 mm of water equivalence per day during dry season) and comparable with those recorded in the ablation zone (Wagnon et al., 2003). Extremely high sublimation rates (larger than 2 mm of water equivalent per day) have been recorded in the South of Bolivia in temporary snow fields (Favier et al., 2004b).

5.4 Mass balance variability in Bolivia and Ecuador in terms of energy flows

When snowfall is too scarce to cover the ablation zone in Bolivia (between October and December), melting increases and ablation can reach rates of up to 1000 mm w.e. per month in the low zones. In case of rainfall and when hail or snow fall at melting temperature, albedo is kept at low level (<0.5).

In the Zongo glacier the correlation between precipitation and mass balance is high, reaching its highest (positive) level between December and March. Likewise, when a snow layer continuously covers the glacier, between October and April, the annual mass balance is close to equilibrium or positive (Wagnon et al., 2001). This means that the transition period between the dry season and the rainy season (January to March) is of key importance for mass balance. During this humid season, the latent heat flow is compensated by the sensitive heat flow. Therefore, the turbulent flow balance tends to be null or very weak.

As mentioned before, long wave incoming radiation plays a very important role in mass balance seasonality. During the humid season, outgoing long wave radiation is compensated by a large input of similar radiation due to the many clouds and high humidity of the air. This flow represents an important energy source for the glacier, especially at low

altitudes. It also explains the fact that runoff is constant throughout the summer; even when the glacier's surface is covered by large amounts of snow (Sicart et al., 2005).

During the dry season (May to August), the sky is clear and the atmosphere is dry. Therefore, the long wave radiation negative net balance produces an important reduction of the energy levels and therefore of ablation. In a similar way, the frequent austral winter winds produce sublimation that reduces melting (Wagnon et al., 1999).

In Ecuador, Antizana 15 α glacier mass balance seasonality is less pronounced, although there is important interannual variability along the year. Accumulation seasonality at high altitudes is not very well known due to the fact that the accumulation cycle above 5200 masl is generally measured only once a year. However, measurements made in areas close to the ablation zone suggest that the most important accumulation periods are from April to June and from August to September.

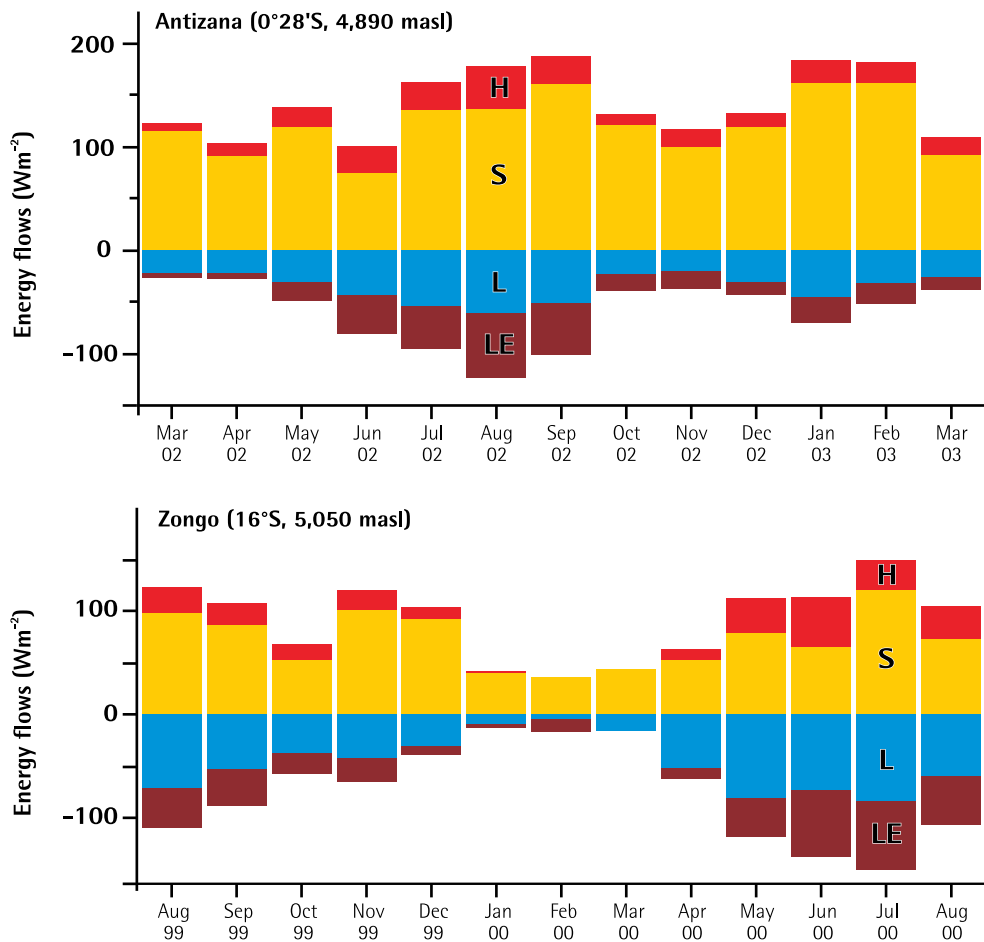
In comparison with Bolivia, mass balance interannual variability at low altitudes shows a more puzzling pattern. The June–July and November–January periods are more constant and show moderate ablation rates. The most uneven

Box 5.2

- Annual cycle comparison of the surface energy flows in the Zongo and Antisana 15 glaciers²²-

The following figure illustrates the annual cycle of the energy flows in the surfaces of the Antisana 15 (inner tropics, wet conditions throughout the year) and Zongo (outer tropics, rainy season between October and March; dry season between May and September) glaciers.

For both glaciers, the incoming energy flows are the net solar radiation (S) and the sensitive heat flow (H), while the outgoing flows are the net long-wave radiation (L) and the latent heat flow (LE).



²² Short wave S radiation monthly averages, long wave L net radiation, sensitive heat flow (H), and latent heat flow (LE) are those of glaciers Antisana 15a (March 2002–March 2003) and Zongo (August 1999–August 2000). Some H and LE data from March 2000 are missing for glacier Zongo.

periods are February to May and August to September, which altogether explain 98% of the annual mass balance variability (Francou et al., 2004b).

The larger ablation rates coincide with equinoxes, that is, with the higher solar radiation periods in Ecuador. But variability is greater around and after the first equinox (April to May) and around the second one (September), depending on frequency and nature of precipitation.

The most constant months are July and June, marked by rainfall and decreasing radiation flow. The October–December period is also quite regular with high ablation rates linked to the typical high shortwave radiation and low precipitation of that period.

As Favier et al. (2004a,b) and Francou et al. (2004b) have pointed out, albedo plays the same key role in Ecuador and Bolivia, but the emergence of the snow layer on the glacier

surface seems to depend more on the precipitation state (rain or snow) than on its value. In fact, among the extreme mass balance situations that occurred between 1995 and 2005, precipitation varied less than 50 mm w.e. only in the first semesters and September. Likewise, temperature among extreme situations oscillated between 1 and 1.5°C, particularly between January and May. This range corresponds to a variation between 150 and 200 m of the snow/rain limit above the glacier's surface.

The most important effect of precipitation is not melting the ice directly, since it falls at low temperature and low intensity, but keeping the albedo in the glacier's surface low. In the June–August period, despite the humidity generated in the Amazon basin, there are strong winds that intensify sublimation and reduce melting. Therefore, although sublimation has a limited effect in the annual ablation rates, it plays an important role in its seasonality by reducing available energy for melting.

5.5 Tropical glaciers, sea temperature and ENSO events

In Ecuador, the two opposing phases of ENSO events explain the most contrasting situations observed in the Antizana glacier. When there is a temperature anomaly on the sea surface of the Central Pacific (usually between November and February), its atmospheric response occurs in the Ecuadorian Andes three months later. This delay explains the fact that the mass balance variability reaches its maximum between February and May.

During warm ENSO events, temperature increases favoring rain occurrence at altitudes between 5,100 and 5,300 m.a.s.l, which, together with a slight cloudiness decrease, constantly keep albedo values low. Consequently, ice melting is high (Favier et al., 2004a, b).

In Bolivia, mass balance evolution also depends to a large extent on temperature anomalies occurring in the Central Pacific surface. During ENSO's warm phases, precipitation decreases by 10 to 30% and dry periods occur more frequently during summers (Vuille et al., 2000b). These conditions increase incoming short wave radiation and reduce both snow accumulation and albedo on the glacier's surface (Wagnon et al., 2001). Average surface temperature in the

summer during "El Niño" is 0.7 to 1.3°C higher than during "La Niña", thus increasing the probability of precipitation at melting temperatures. During "La Niña" episodes there are opposite conditions, which may generate positive or close to equilibrium mass balances.

Sea surface temperature increase observed in the South American coast since 1976 contributed to the accelerated retreat of Ecuadorian and Bolivian glaciers. However, some large scale atmospheric events such as those produced by the explosion of the Pinatubo volcano in July 1991 may be interfering with the process. This explosion freed a large amount of sulphate aerosols which cooling effect temporarily interrupted the effect of the 1990–1995 "El Niño" period and caused the only positive mass balance, aside for "La Niña" episodes in the Chacaltaya glacier (Francou et al., 2003).

To conclude, changes in the "El Niño" space-time evolution since 1970 and the warming of the troposphere are the determining factors of glacier retreat in the Tropical Andes.



¿EL FIN DE LAS CUMBRES NEVADAS? Glaciares y Cambio Climático en la Comunidad Andina

COMUNIDAD
ANDINA
SECRETARÍA GENERAL



IRD
Institut de recherche
pour le développement



Publicado por la Secretaría General de la Comunidad Andina, el Instituto de Investigación para el Desarrollo, el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente, Oficina Regional para América Latina y el Caribe y la Agencia Española de Cooperación Internacional.

Derechos de propiedad intelectual © 2007, Secretaría General de la Comunidad Andina, Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente y Agencia Española de Cooperación Internacional.

Está autorizada la reproducción total o parcial y de cualquier otra forma de esta publicación para fines educativos o sin fines de lucro, sin ningún otro permiso especial del titular de los derechos, bajo la condición de que se indique la fuente de la que proviene.

La Secretaría General de la Comunidad Andina, el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente y la Agencia Española de Cooperación Internacional agradecerán que se les remita un ejemplar de cualquier texto cuya fuente haya sido la presente publicación.

No está autorizado el empleo de esta publicación para su venta o para otros usos comerciales.

DESCARGO DE RESPONSABILIDAD

Producido por el equipo Great Ice del Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) en coordinación con la Secretaría General de la Comunidad Andina y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (Oficina Regional para América Latina y el Caribe).

Para más información y detalles de cómo obtener copias de esta publicación por favor contáctenos:

Comunidad Andina
Secretaría General
Paseo de la República 3895, Lima 27, Perú
Teléfono: (51 1) 411-1400 / Fax: (51 1) 221-3329
www.comunidadandina.org
Casilla Postal: 18-1177
Lima 18 - Perú

Impreso por Typographics E.I.R.L.

Línea gráfica, edición técnica, corrección de estilo, traducción y cuidado de edición por:
Libélula Comunicación, Ambiente y Desarrollo S.A.C.

Fotografías:

© IRD-Bernard Francou (páginas 15, 18 y 30), © Paolo López (página 90) y © Heinz Plenge (páginas 42, 56, 64, 74 y 85)

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2007-09922

ISBN 978-9972-787-28-7



IS IT THE END OF SNOWY HEIGHTS?

Glaciers and Climate Change in the Andean Community

Published by the General Secretariat of the Andean Community, the French Institute of Research for Development, the United Nations Environmental Programme (Regional Office for Latin America and the Caribbean), and the Spanish International Cooperation Agency.

Intellectual Property Rights © 2007, General Secretariat of the Andean Community, United Nations Programme for the Environment and Spanish International Cooperation Agency.

Full, partial or other reproduction of this publication for educational or non-for-profit purposes is authorized without any other special permission from the copyright holder, provided that reference is made to the source.

The General Secretariat of the Andean Community, the United Nations Environmental Programme, and the Spanish International Cooperation Agency will appreciate receiving a copy of any text based on this publication.

The use of this publication for sale or other commercial uses is not authorized.

DISCLAIMER

Produced by the Great Ice team from the French Institute of Research for Development (IRD) in coordination with the General Secretariat of the Andean Community and the United Nations Environmental Programme (Regional Office for Latin America and the Caribbean).

For additional information and details on how to obtain copies of this publication, please contact us:

Comunidad Andina
Secretaría General
Paseo de la República 3895, Lima 27, Peru
Telephone: (51 1) 411-1400 / Fax: (51 1) 221-3329
www.comunidadandina.org
Casilla Postal: 18-1177
Lima 18 – Peru

Printed by Typographics E.I.R.L.

Graphic design, technical edition, style correction, translation and publishing coordination by:
Libélula Comunicación, Ambiente y Desarrollo S.A.C.

Photographs:

© IRD-Bernard Francou (pages 15, 18 and 30), © Paolo López (page 90) and © Heinz Plenge (pages 42, 56, 64, 74 and 85)

Legal Deposit N° 2007 - 09922 made in the National Library of Peru

ISBN 978-9972-787-28-7