

El Glaciar 15 del ANTIZANA (ECUADOR)

**Balance de masa, Topografía, Meteorología,
Hidrología y Micrometeorología**

1999



**VINCENT FAVIER – BOLIVAR CÁCERES – LUIS MAISINCHO
BERNARD FRANCOU – RAMÓN CHANGO – FRANCISCO CRUZ
DIETER NEUBERT**

JUNIO DEL 2000

IRD – INAMHI – EMAAP-QUITO

El Glaciar 15 del ANTIZANA

(ECUADOR)

**Balance de masa, Topografía, Meteorología,
Hidrología y Micrometeorología**

1999

**Vincent FAVIER (IRD¹)
Bolívar CÁCERES (UCE²)
Luis MAISINCHO (INAMHI³)
Bernard FRANCOU (IRD¹)
Ramón CHANGO (INMAHI³)
Francisco CRUZ (EMAAP-Quito⁴)
Dieter NEUBERT**

- ❖ ¹ Institut de Recherche pour le Développement, Quito, Ecuador
- ❖ ² Universidad Central del Ecuador, Quito
- ❖ ³ Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología, Quito, Ecuador
- ❖ ⁴ Empresa Municipal de Alcantarillado y de Agua Potable de Quito,

1. Introducción

1

1.1. Inventario del equipo ubicado sobre el glaciar y sus alrededores.

1

1.2. Contexto climático para 1999 : La Niña

2

1. Introducción

1.1. Inventario del equipo ubicado sobre el glaciar y sus alrededores.

Los datos mensuales o anuales medidos sobre las balizas de ablación y acumulación, los pluviómetros totalizadores y los sondeos puntuales se los utilizan para calcular el balance glaciológico mensual y anual del Glaciar 15 alfa.

Para la elaboración del balance hidrológico de la cuenca se utilizan los datos provenientes del limnógrafo automático, los mismos que servirán para relacionarlos con el balance glaciológico.

El balance energético se lo calcula a partir de los datos de micrometeorología obtenidos de las dos estaciones automáticas.

Los datos provenientes del sensor de humedad, del termógrafo automático y de los pluviógrafos automáticos se los utilizan para realizar correlaciones para detectar la presencia de errores provenientes de malas medidas o mal funcionamiento de los otros equipos y para una espacialización de los datos de la estación Campbell.

Un resumen de los equipos y dispositivos de medidas puntuales utilizados sobre el Glaciar 15 α y sus alrededores durante el año 1999 se muestra sobre el cuadro 1.1 y la figura 1.2.

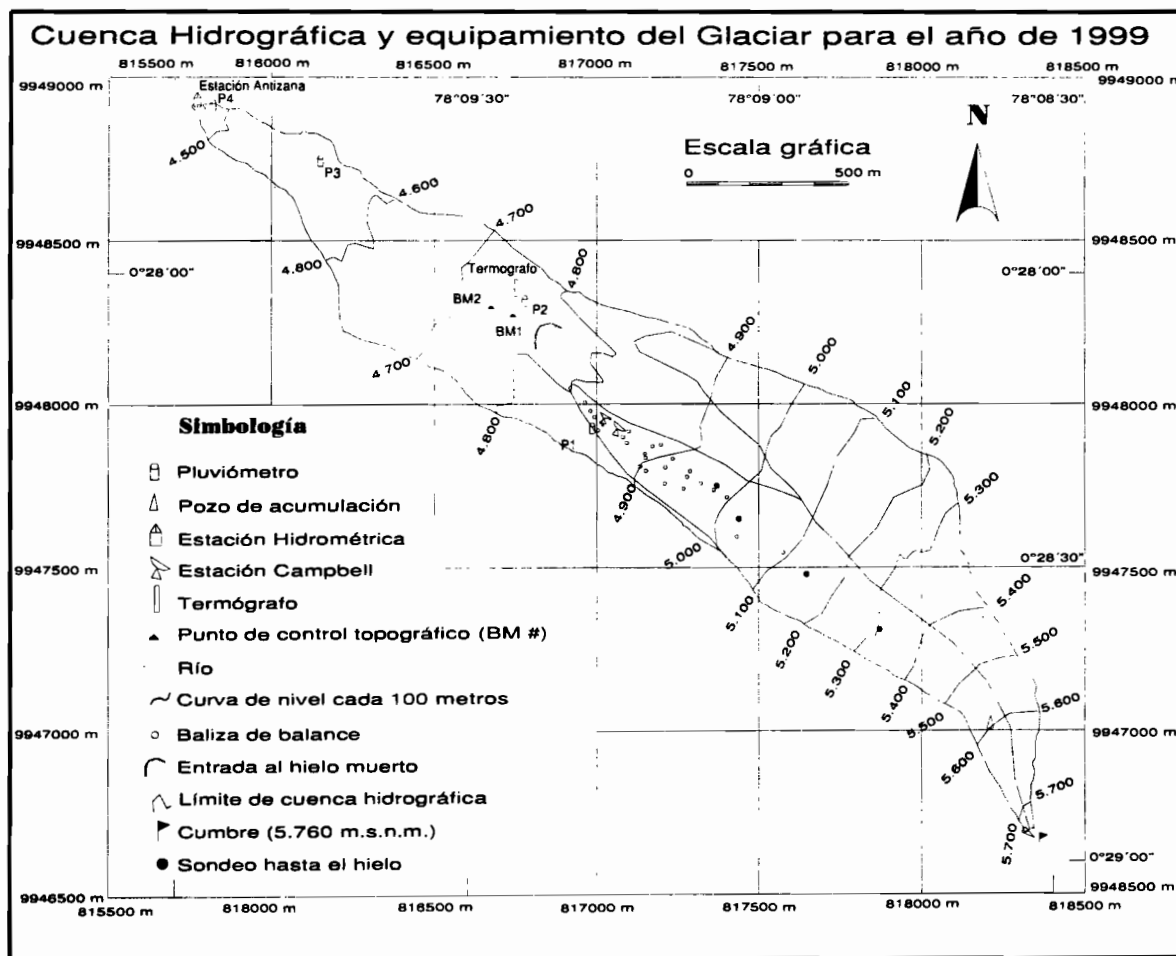


Figura 1.1 . Mapa general de la cuenca del glaciar 15 α con el equipamiento.

Equipo	Dispositivo	Ubicación
---	21 Balizas de balance mensual	Ubicadas sobre la zona de ablación a diferente altura
---	2 Pozo de acumulación	5760 y 5600 m.s.n.m.
---	4 Sondeos	5300 , 5150 , 5030 , 4970 m.s.n.m.
1 Estación Campbell	---	4864 m.s.n.m
1 Estación Samae	---	Altura variable
6 Pluviómetros totalizadores	---	4000, 4010 , 4455 , 4555, 4785 , 4890 m.s.n.m.
2 Linnigrafos automáticos (Chloé)	---	4010 , 4455 m.s.n.m.
1 Sensor de humedad	---	4785 m.s.n.m.
1 Termografo automático	---	4785 m.s.n.m.
3 Pluviógrafos automáticos	---	4455 , 4430 , 4000 m.s.n.m.

Cuadro 1.1. Equipamiento del glaciar 15 y sus zonas adyacentes.

1.2. Contexto climático para 1999 : La Niña

El decenio 1990 – 1999 se ha caracterizado por presentar una sucesión poco común de fases cálidas y frías de El Enso, siendo las primeras dominantes en duración e intensidad. En los períodos más recientes, después de la fase cálida de los años 1997 – 1998 que produjo un fenómeno de El Niño excepcionalmente intenso, el clima de el Ecuador ha entrado desde el mes de mayo de 1998 en una fase de La Niña como se muestra sobre el gráfico 1.1. donde se encuentran representados lo datos del MEI¹.

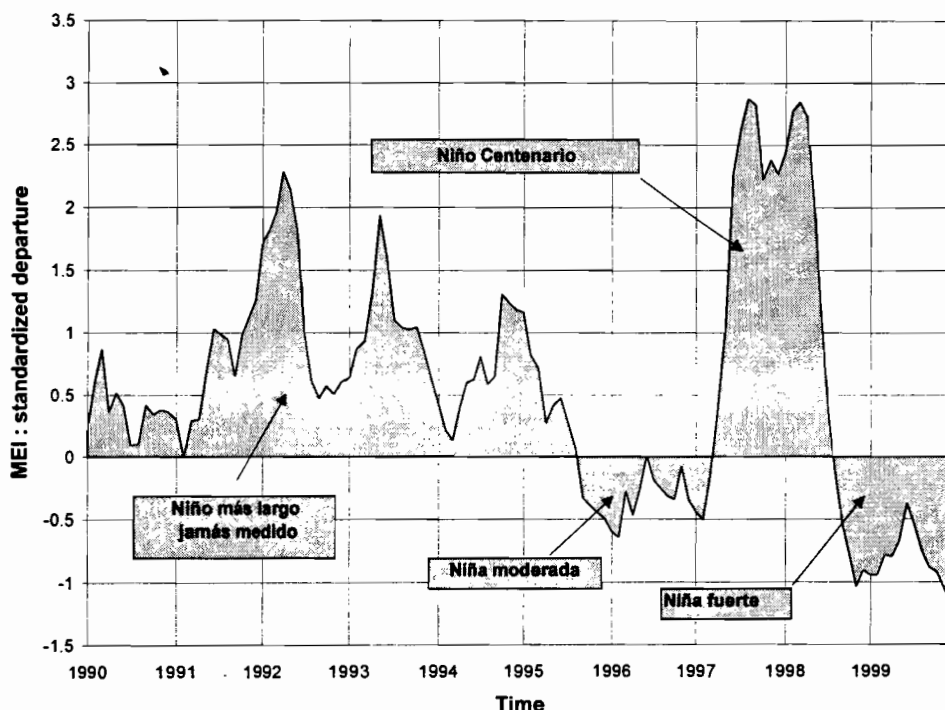


Gráfico 1.1 Multivariable ENSO index . Período 1990-1999

¹ El MEI es el resultado de la combinación de seis variables del clima sobre el Pacífico ecuatorial que son : presión al nivel del mar , componentes zonales y meridionales del viento sobre la superficie del mar , temperatura de la superficie del mar , temperatura del aire al nivel del mar , fracción de la nebulosidad total del cielo . Se toma en consideración la primera componente del ACP (Análisis de componentes principales) Estos datos son procesados por el método de las medias móviles tomando periodos de dos meses por ejemplo dic/ene , ene/feb ..., etc. (Wolter & Timlin, 1993) .

2. Balance de masa**1****2.1. Zona de acumulación.****1**

- a) Pozo en la cumbre del Antizana (5760 m.s.n.m.).
- b) Pozo 5600 m.s.n.m.

1
3**2.2. Zona de ablación.****4**

- a) Balizas representativas y rangos altitudinales
- b) Evolución mensual del balance y de la ablación en la zona de ablación
- c) Gradiente vertical de balance.
- d) Presencia de la capa de nieve

6
6
8
9**2.3. Balance neto específico y línea de equilibrio del glaciar en 1999.****10****2.4. Síntesis para el período 1995 – 1999.****11**

- a) Zona de ablación
- b) Balance neto específico de todo el glaciar
- c) Línea de equilibrio (E.L.A.) y su relación con el área promedio de acumulación (A.A.R.)

11
13
15**2. Balance de masa****2.1. Zona de acumulación.****a) Pozo en la cumbre del Antizana (5760 m.s.n.m.).**

El pozo fue excavado entre el primero y el seis de noviembre 1999 y registró una acumulación total de 1014 mm (hasta el 6 de noviembre) de agua para una profundidad de 218 centímetros.

Para el año de 1999 la acumulación medida fue de 1014 mm de agua para una altura de nieve de 218 centímetros, la densidad promedio fue de 0.51 g/cm^3 .

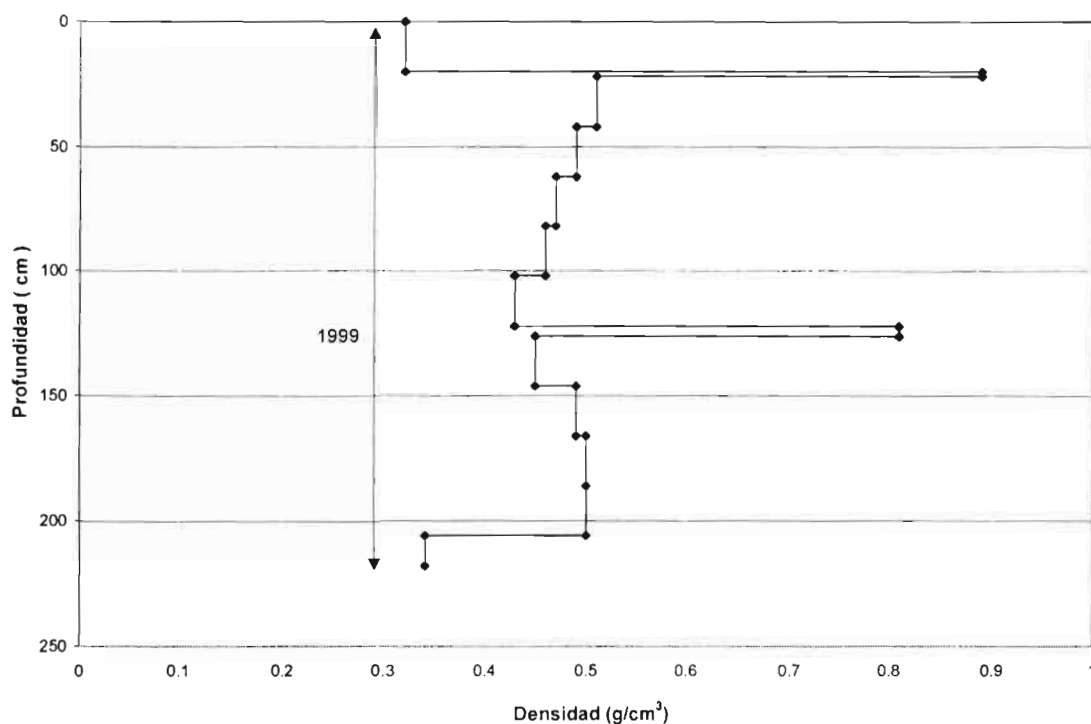
Para la toma de muestras y el posterior cálculo de la densidad se utilizó un tubo metálico con las siguientes características: Masa 492 gramos, longitud 20 cm, diámetro 5.8 cm, volumen 561.7 cm^3 , una balanza de precisión electrónica ($A = \pm 1 \text{ gramo}$).

Los resultados obtenidos una vez realizados los cálculos correspondientes se los pueden ver en los cuadros 2.1 y 2.2 y la gráfica 2.1.

Altura acumulada [cm]	Densidad [g/cm^3]	Lámina de agua [mm]	Lámina acumulada [mm]
20	0.32	64.09	64.09
22	0.89	17.80	81.89
42	0.51	102.90	184.79
62	0.49	98.63	283.42
82	0.47	94.00	377.41
102	0.46	91.15	468.56
122	0.43	85.10	553.66
126	0.81	32.40	586.06
146	0.45	89.37	675.43
166	0.49	98.63	774.05
186	0.50	100.05	874.10
206	0.50	99.34	973.44
218	0.34	40.23	1013.67

Nº	Prof. (cm)	Observaciones
1	0-19	Neve fresca con ceniza
2	20-22	Capa de hielo
3	26-27	Capa de hielo
4	32-32.5	Capa de hielo
5	37-37.8	Capa de hielo
6	44.5-45	Capa de hielo
7	51.5-52	Capa de hielo
8	61-61.5	Capa de hielo
9	68-68.5	Capa de hielo
10	79.5-80	Capa de hielo
11	90-91	Capa de hielo
12	96-102	Capa de hielo
13	126-127	Capa de hielo
14	159-160	Capa de hielo
15	198-200	Capa de hielo
16	204-205	2 Capas de hielo paralelas (veranillo 98-99?)

Cuadros 2.1 – 2.2.: Densimetría y estratigrafía del pozo en la cumbre del Antizana para el año de 1999



gráfica 2.1.: Perfil densimétrico para el pozo 5760 m.s.n.m. para 1999

Sobre las figuras 2.2, 2.3 y 2.4 se muestra el trabajo realizado para la perforación del pozo sobre la cumbre el cual fue realizado por el personal del IRD en cooperación con el equipo del Dr. Mark Williams (Boulder Colorado).



Figura 2.2: Medición de la longitud de las muestras extraídas.



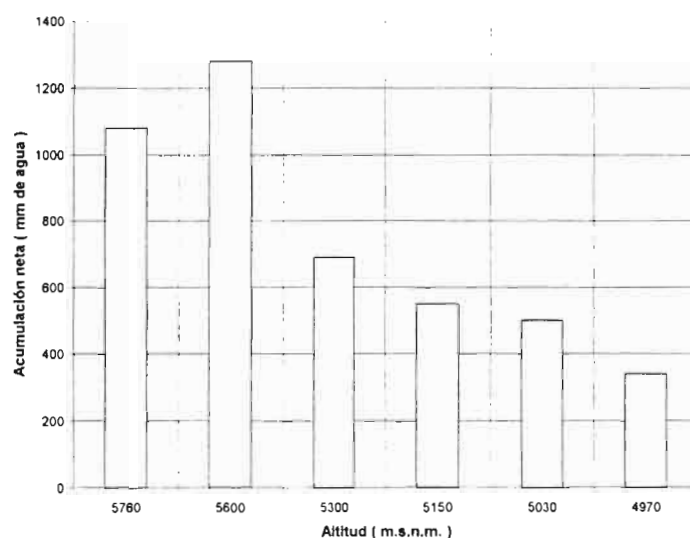
Figura 2.3 – 2.4: Toma de muestras de hielo sobre el pozo.

b) Pozo 5600 m.s.n.m.

Este pozo fue excavado sobre una superficie muy dura razón por la cual no se pudo alcanzar una profundidad mayor a 1 metro, no realizándose su estratigrafía. Se utilizó la sonda de nieve, la cual alcanzó una capa de fuerte resistencia. Desde la superficie a esta capa, se tomó una densidad promedio de 0.5 g/cm^3 , parecida al pozo de la cumbre (gráfica 2.1). Se calculó una acumulación neta de 1280 mm de agua.

• Sondeos realizados en el mes de febrero del 2000.

Debido la dificultad de excavar pozos se realizaron sondeos a diferentes altitudes, los cuales permitieron conocer la acumulación producida sobre el glaciar durante el año de 1999. Se utilizó el mismo método de sondeo que a 5600 m.s.n.m. Cada vez, la capa resistente ha sido bien identificada.



Altitud m.s.n.m.	5760	5600	5300	5150	5030	4970
Densidad (g/cm^3)	0.51	0.45	0.5	0.5	0.5	0.5
mm de nieve	2118	2850	1380	1110	1000	680
mm de agua	1080	1280	690	550	500	340

Cuadro 2.3 y gráfica 2.2: Acumulación neta sobre el glaciar 15 alfa. (9 de febrero de 1999)

Los datos correspondientes a la acumulación sobre los pozos realizados a 5760 y 5600 m.s.n.m. fueron luego comprados a los valores de las precipitaciones registrados en los pluviómetros. Un resumen de los resultados obtenidos se muestran sobre el cuadro 2.3 y la gráfica 2.2.

2.2.Zona de ablación.

Como en los años precedentes se realizó la medición mensual del balance los primeros días de cada mes, estas incluyen la emergencia total de cada de baliza y el espesor total de la nieve que se acumula sobre la capa de hielo. El balance del glaciar se lo calcula sobre la zona de ablación considerando el área que abarca esta. Una vez realizado el cálculo del espesor de hielo ganado o perdido se encontraron valores que no eran lógicos (mayores a 30 cm.) y se pudo detectar que estos errores ocurrían siempre con la presencia de una capa de nieve grande sobre algunas balizas, por esta razón para las balizas que presentaban este problema se optó por tomar en cuenta solo el valor de la emergencia desde el nivel de la nieve cuya lectura es mas precisa, no presentando casi errores, además se estableció como espesor límite de ganancia de hielo el de 5 cm, cuando se presentan valores mayores a este límite se aplicó el criterio expuesto. Este hecho nos muestra que el nivel de hielo no cambió por lo tanto no se produjo un derretimiento. Para el cálculo del balance se utilizaron las siguientes relaciones :

$$B = -0.9 (H_{m+1} - H_m) + 0.4 (N_m - N_{m+1}) \quad (1)$$

$$B = -0.9 (H_{m+1} - H_m) + 0.4 (N_m + e_{m-1} - e_{m-2}) \quad (2)$$

Donde: H = emergencia de la baliza respecto a la superficie del hielo en cm.

N = espesor de la capa de nieve.

e = emergencia de el extremo de la baliza respecto a la superficie superior en cm.

m = mes dado

$m \pm 1,2$ = mes anterior o posterior.

(1) ecuación para el caso de tener las medidas correctas.

(2) ecuación para el caso de tener errores sobre la medida del espesor del hielo.

Sobre la figura 2.5 se puede ver un ejemplo de los errores cometidos al realizar la lectura sobre una baliza dada durante dos meses consecutivos.

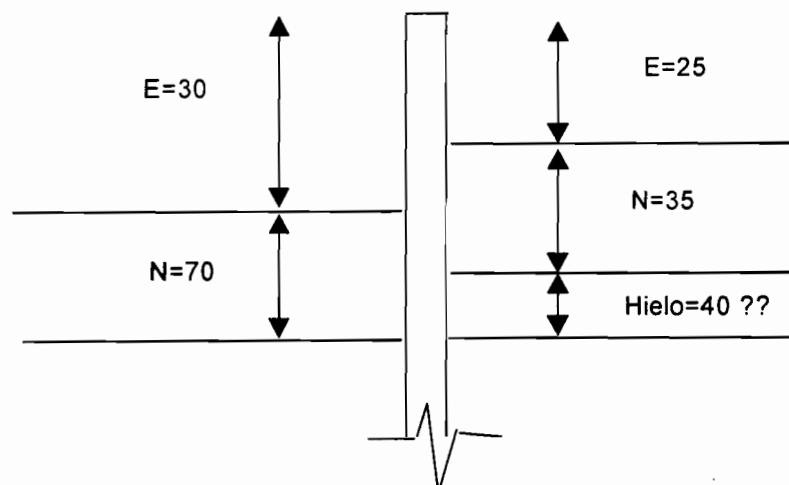


Figura 2.5.: Esquema sobre el error al realizar mediciones sobre una baliza dada

La ubicación de las balizas de balance se muestra sobre la figura 2.6.

Red de de balizas para 1999

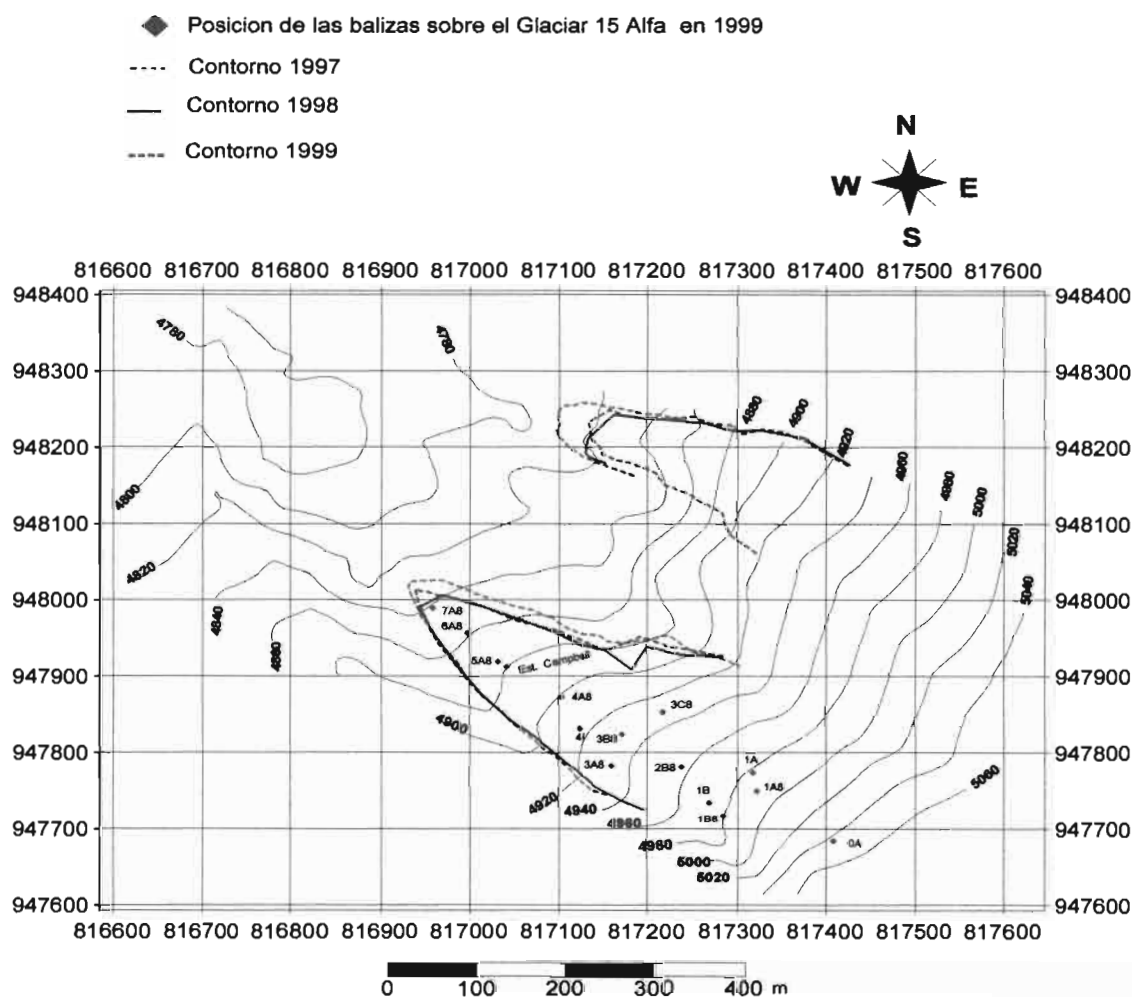


Figura 2.6.: Red de balizas sobre la zona de ablación para 1999

Balizas	Balance mm de agua	Cotas m.s.n.m.
OA	-78	5040
1A9	48	5018
1B9	40	5018
1A8	37	5005
1B8	37	4977
1A	54	4979
1B	66.5	4970
2B9	64.2	4970
2B8	-212	4954
3B9	47.5	4935
3B8	107.5	4925
3C8	-636	4925
3A8	35	4930
4A8	-880	4896
4A9	-821.5	4916
5A8	-1410	4870
5A9	-1091	4890
6A9	-885	4865
6A8	-941	4850
6	-315	4840
7A8	-2481	4832

Cuadro 2.4.: Balance de cada baliza durante 1999.

*C'est le m. talban
que 78 dans l'ancien
informe?*

Para conocer el balance durante el año 1999 se utilizaron los datos topográficos obtenidos en el levantamiento realizado en el mes de enero de 2000.

Para el efecto se emplearon las mediciones de siete balizas instaladas en enero de 2000 y 14 balizas instaladas en los años anteriores ubicadas entre los 4832 y 5040 metros. El balance obtenido para cada una de las balizas consideradas así como su ubicación altimétrica se lo puede ver en el cuadro 2.4.

a) Balizas representativas y rangos altitudinales

Los rangos altitudinales se los estableció en función del levantamiento topográfico realizado y de la serie de datos recogidos durante el año. Estos rangos se muestran en el cuadro 2.5.

Rango altitudinal (m.s.n.m)	Punto de medición representativo
5650-5760	Pozo 5760
5450-5650	Pozo 5600
5200-5450	Sondeo 5300
5055-5200	Sondeo 5150
4990-5055	Sondeo 5030
4960-4990	Sondeo 4950
4910-4960	2B8
4880-4910	4A8
4860-4880	5A8-5A9
4830-4860	7A8

Cuadro 2.5.: Balizas representativas para cada rango altitudinal en 1999.

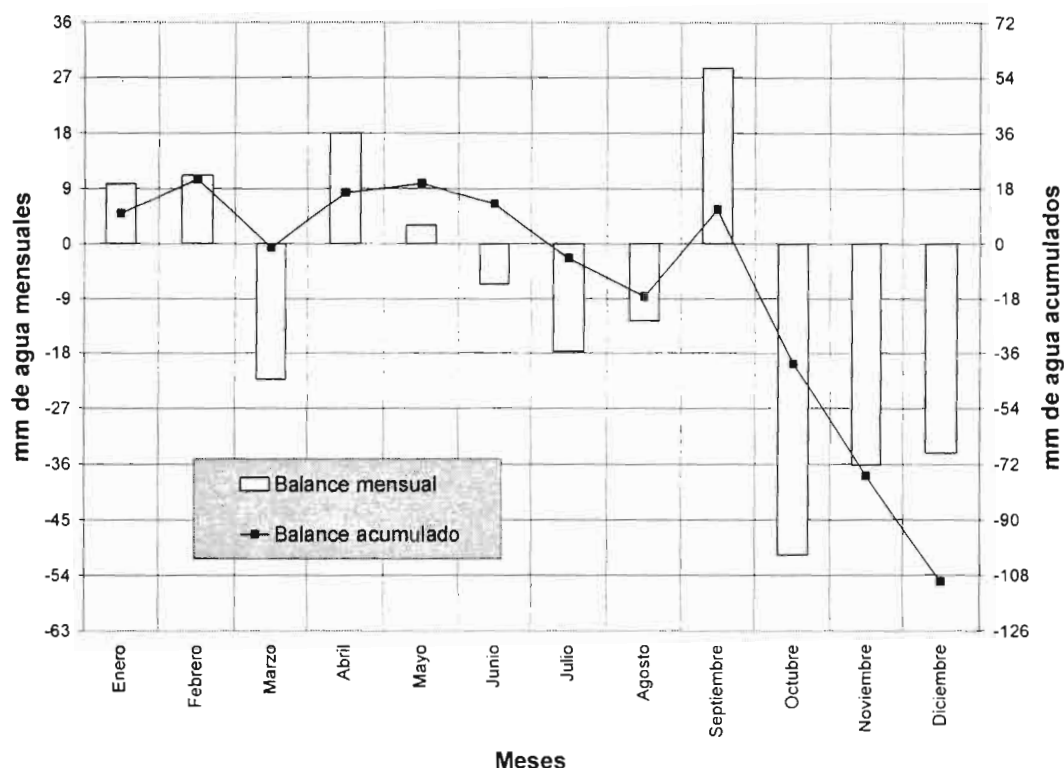
b) Evolución mensual del balance y de la ablación en la zona de ablación

El balance mensual y la ablación obtenidos para el año de 1999 se lo puede observar en los cuadros 2.6, 2.7, y en las gráficas 2.3, 2.4.

Baliza	Enero	Feb	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sep	Oct	Nov	Dic	Σ	Ootas
2B8	11.9	11.5	-12.9	10.1	2.9	0.1	-1.6	8.2	11.1	-19.8	-9.0	-15.6	-3.1	4954
4A8	-1.2	1.1	-3.1	6.5	0.8	-1.7	-6.1	-15.5	14.8	-26.4	-17.1	-13.7	-61.6	4886
5A8-5A9	-0.9	-0.2	-3.5	1.6	-0.2	-1.0	-2.9	-3.4	1.9	-4.7	-4.9	-5.0	-23.3	4870-4890
7A8	-0.02	-1.2	-2.8	-0.1	-0.5	-4.0	-7.1	-2.0	0.7	0.2	-5.2	-	-22.1	4832
Suma	9.8	11.1	-22.3	18.0	3.0	-6.7	-17.7	-12.7	28.5	-50.7	-36.1	-34.2	-110.0	-

Cuadro 2.6.: Balance mensual para las balizas seleccionadas delante de la superficie del glaciar.

El balance obtenido para 1999 para la zona de ablación tiene un valor de -110 mm de agua el cual es 10.8 veces menor que el que se obtuvo en el año anterior que fue de -1186 mm de agua. Por ejemplo, para las balizas ubicadas sobre la parte alta de la zona de ablación OA se obtuvieron valores de -78 y -2220 mm de agua, mientras que para la zona baja de ablación balizas 7A8 se tienen valores de -2481 y -6048 mm de agua respectivamente.



Gráfica 2.3 . Variación del balance en la zona de ablación durante 1999. Valores promedio de las balizas seleccionadas.

El balance más negativo se lo tiene en los meses de octubre, noviembre y diciembre, un balance más moderado se observa en los meses de marzo, junio, julio y agosto.

Balance positivo se lo tiene sobre los meses de enero, febrero, abril y septiembre el cual nos muestra que se produjo una fuerte acumulación, que coincide con los meses que más fuertes precipitaciones registran.

Baliza	Enero	Feb.	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Σ
2B8	10	16	31	6	5	9	4	14	2	24	11	24	157
4A8	6	3	6	4	4	8	7	18	2	29	19	19	124
5A8-5A9	4	4	6	3	2	3	3	4	1	6	5	8	50
7A8	2	4	4	2	2	5	7	2	1	0	5	4	39
Suma	22	27	46	15	14	25	22	39	5	59	41	55	370
Perc.	120	145	85	205	105	117	28	50	160	55	30	115	1215

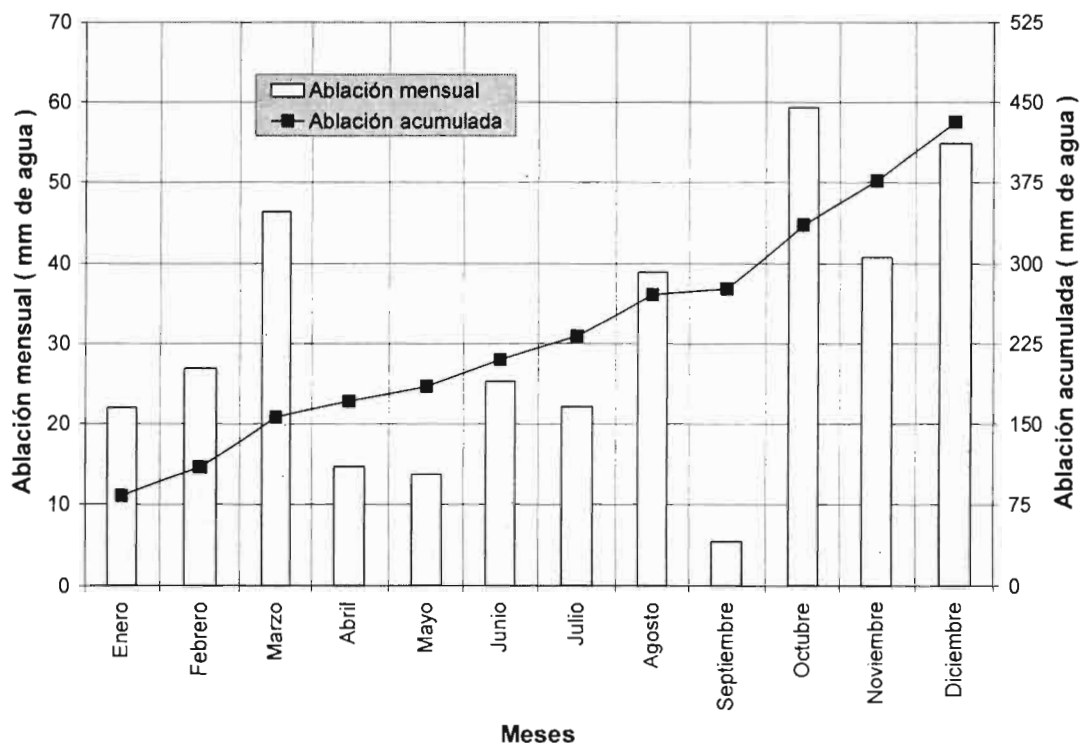
Cuadro 2.7.: Ablación mensual para las balizas seleccionadas adelante de la superficie total del glaciar

Para 1999 la ablación producida sobre la parte baja del glaciar tuvo un valor de 370 mm de agua, valor menor que el obtenido para el año de 1998 que fue de 1528 mm de agua. Hay que tener precaución con los valores calculados aquí, ya que la superficie de ablación tomada en cuenta en el cálculo se extiende solo hasta 4980 m.s.n.m. para el año 1999 (5040 m.s.n.m. para el año 1998) lo que difiere un poco con la altura de la ELA₀ que delimita en rigor la zona de ablación. Pero, hay que notar que estos valores de ablación mensual interesan más para los cálculos de balance hidrológico mensual.

Este hecho se lo puede relacionar con la altitud a la que ocurren las precipitaciones sólidas (nieve) las cuales se relacionan con la variación de la posición de la línea de equilibrio.

Para el año de 1998 la línea de equilibrio se encontraba a los 5100 metros hecho que no favorecía la acumulación de una capa significativa de nieve sobre la parte baja del glaciar, lo que causaba que el albedo sea menor produciéndose una ablación mayor. Para el año de 1999 la línea de equilibrio se ubicó a los 4960 metros lo que nos indica que las precipitaciones en forma de nieve ocurrieron más

abajo lo que produjo una acumulación de una gruesa capa de nieve sobre la parte baja del glaciar hecho que causa un aumento en el albedo reduciendo la capacidad de la nieve/hielo para derretirse lo que influye directamente sobre la disminución de la ablación observada en este año. Este hecho se debe a que la acumulación producida sobre el glaciar alcanzo valores elevados como se evidencio mediante el cálculo del balance sobre esta zona y a las elevadas precipitaciones registradas en las cercanías del glaciar.



Gráfica 2.4.: Variación de la ablación en la zona de ablación durante 1999. Valores promedio de las balizas seleccionadas.

Para 1999 se pueden observar picos de fusión en los meses de octubre, diciembre, noviembre, agosto y marzo, una ablación más moderada se la tiene en los meses de enero, febrero, abril, mayo y septiembre.

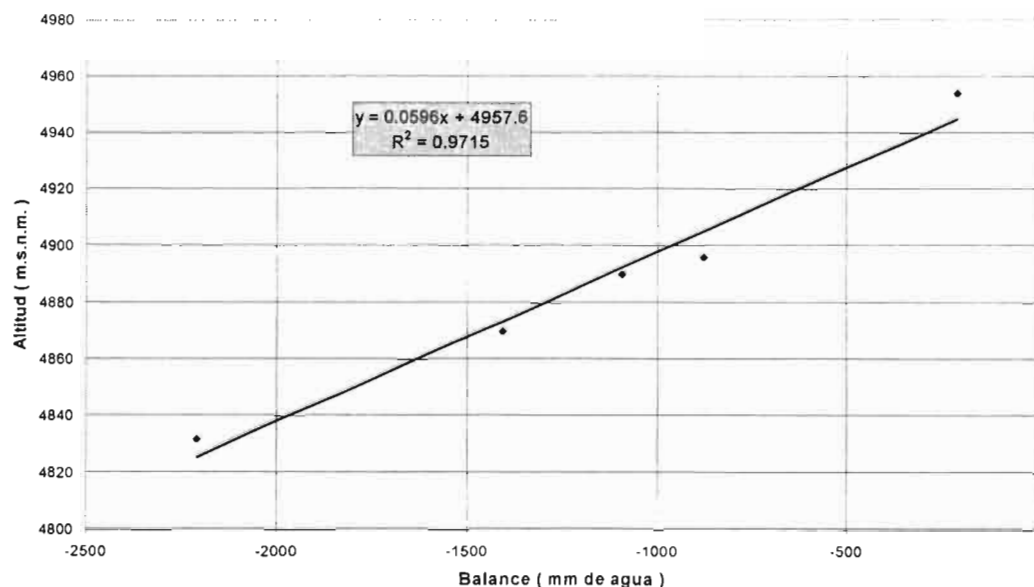
c) Gradiente vertical de balance.

Los puntos considerados para el balance se ubican aproximadamente sobre una recta lo que nos permite inferir la presencia de un gradiente lineal. Para el año de 1999 el gradiente tiene un valor de 12 mm/m. El desnivel entre las balizas extremas OA y 7A8 es de 208 metros y la diferencia de balance entre estos dos puntos es de -2403 mm de agua.

Este hecho se lo puede explicar si se toma en consideración que todas las balizas se encuentran sobre la parte central del glaciar lo que supone que todas ellas tienen un comportamiento similar. Además ninguna de ellas fue afectada por la avalancha ocurrida sobre la parte alta de la zona de ablación durante los meses de marzo - abril de 1999 lo que hubiera afectado de manera sensible el balance sobre cualquiera de ellas haciendo que este sea mucho más positivo.

Los resultados obtenidos se los puede ver en la gráfica 2.5.

Gradiente vertical de balance durante 1999



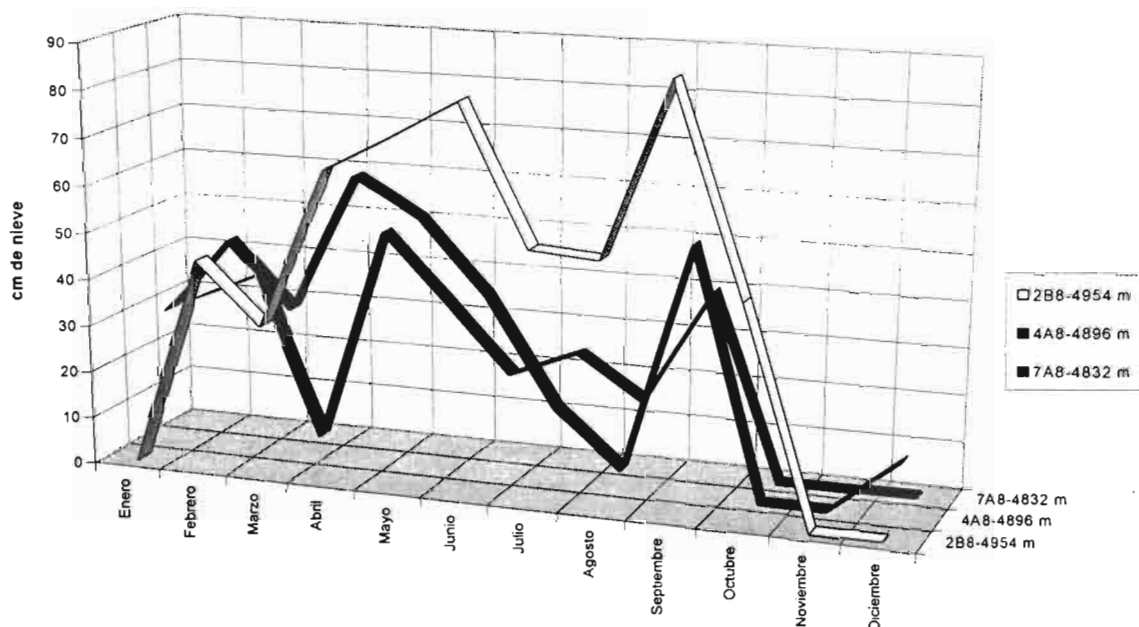
Gráfica 2.5.: Variación del balance anual para las balizas seleccionadas en función de su posición altimétrica para la zona de ablación durante 1999.

d) Presencia de la capa de nieve

Durante el año de 1999 la capa de nieve promedio fue de 46 centímetros para los diez primeros meses del año (enero – octubre). Para el mes de noviembre su espesor fue de 16 centímetros y para el mes de diciembre la cobertura de nieve sobre el glaciar fue nula.

Este hecho confirma que la mayor parte del tiempo el glaciar estuvo cubierto por una capa gruesa de nieve que reduce la ablación y por lo tanto es la causa para que el balance no tenga un valor tan negativo. Los resultados se los puede observar sobre la gráfica 2.6.

Glaciar 15 del Antizana.
Capa de nieve comparada



gráfica 2.6.: Espesor de la capa de nieve sobre la parte alta, media y baja sobre la zona de ablación para 1999

2.3. Balance neto específico y línea de equilibrio del glaciar en 1999.

Los rangos altitudinales utilizados para el cálculo del balance neto se muestran sobre el cuadro 2.8., en base a estos se obtuvo el balance neto para el año de 1999 el cual tiene un valor de +515 mm de agua, siendo la primera vez que se registra un valor positivo. Este fenómeno se produce debido a la gran acumulación producida sobre el glaciar y que coincide con la fase fría de El Enso (La Niña). Para los años de 1995, 1996, 1997 y 1998 se registraron valores de -1830, -428, -612 y -845 mm de agua respectivamente lo que nos indica que sobre este período el glaciar estuvo sujeto a una fuerte ablación.

Los resultados obtenidos se muestran en el cuadro 2.8 .

Rango altitudinal (m.s.n.m)	Superficie parcial (m ²)	Superficie relativa Sr	Balance (mm)	Balance ponderado Sr*B (mm)
5650-5760	20322.0	0.06	1080	64.2
5450-5650	52578.6	0.15	1280	196.7
5200-5450	85668.2	0.25	690	172.8
5055-5200	85105.3	0.25	550	136.8
4990-5055	25518.2	0.07	500	37.3
4960-4990	17200.5	0.05	340	17.1
4910-4960	28234.4	0.08	-212	-17.5
4880-4910	17210.7	0.05	-880	-44.3
4860-4880	6441.7	0.02	-1251	-23.5
4830-4860	3837.8	0.01	-2214	-24.8
Suma	342117.33	1		515

Cuadro 2.8.: Cálculo del balance neto específico para 1999

La línea de equilibrio (ELA) para el año de 1999 se la ubicó a 4960 m.s.n.m. valor mucho más bajo que el que se registró el año de 1998 que fue de 5100 m.s.n.m.

Utilizando el levantamiento topográfico realizado en el mes de enero de 1999 se calculó el área promedio de acumulación (A.A.R.) que es equivalente al 84 % del área total del glaciar. Este valor es mayor con relación al valor obtenido para 1998 (65 %) debido a la reducción del área de ablación del glaciar producida por el descenso de la línea de equilibrio, además sobre el glaciar se pudo observar una gran acumulación lo cual nos permite obtener un balance positivo.

La distribución espacial del balance sobre la superficie del glaciar se la realiza mediante la utilización de las líneas de isobalance, las mismas que se trazan con ayuda de los levantamientos topográficos realizados para los diferentes años y de sus respectivos balances.

Como es evidente la distribución espacial del balance varía de un año a otro. Como consecuencia de la morfología sencilla del glaciar, arriba de 5000 / 5100 m.s.n.m., estas isolíneas son paralelas a las curvas de nivel y perpendiculares al eje del glaciar.

Sobre la figura 2.7. se muestran las isolíneas de balance para el glaciar 15 alfa para el año de 1999.

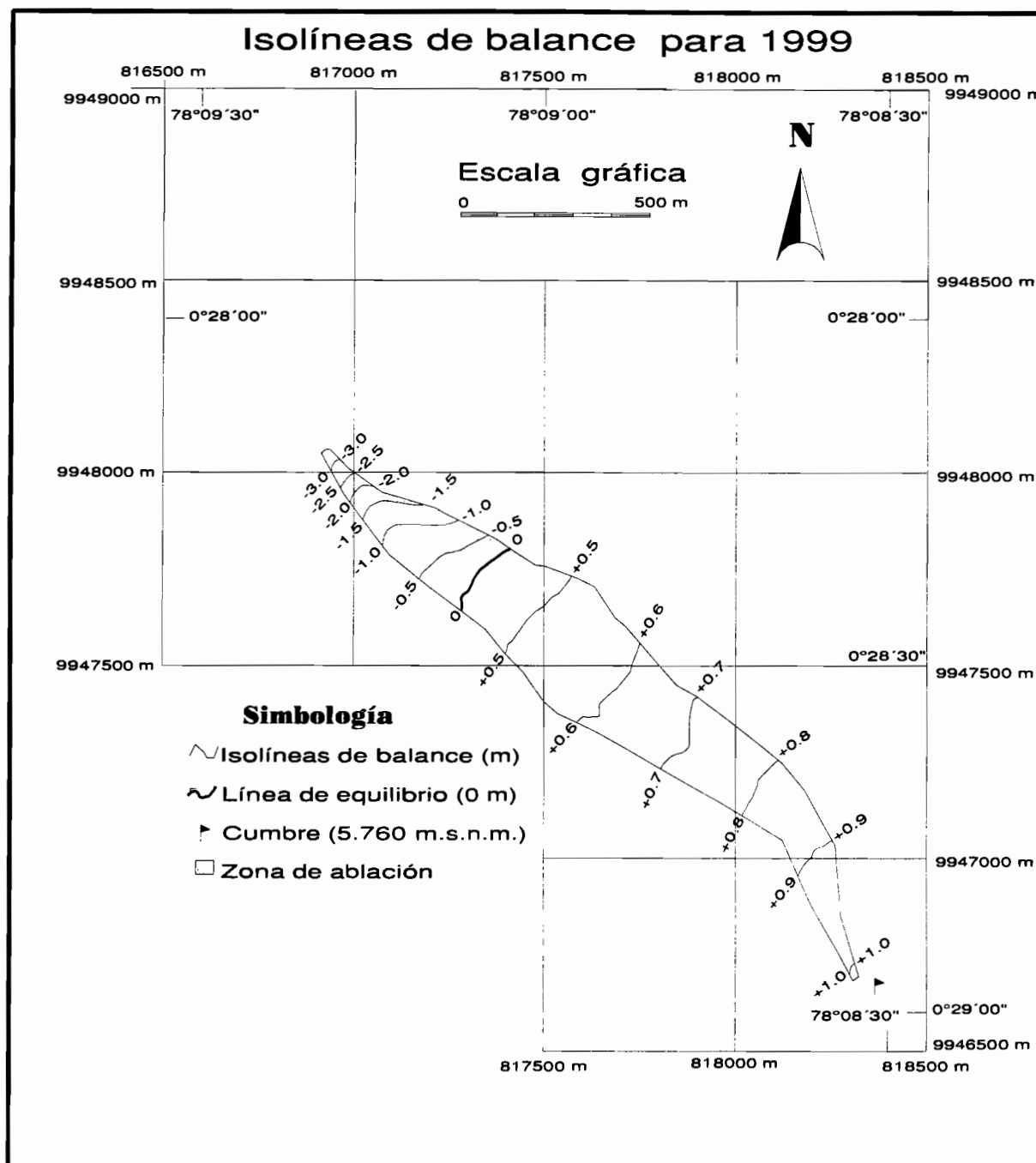


Figura 2.7: Ubicación de las líneas de isobalance en el glaciar 15 alfa del Antizana para el año de 1999

2.4. Síntesis para el período 1995 – 1999.

Utilizando los datos obtenidos durante los cinco años consecutivos de monitoreo del Glaciar 15 α del Antizana se puede hacer una comparación entre ellos para intentar explicar la respuesta del glaciar frente a la variabilidad climática. (Sémiond et al., 1998).

a) Zona de ablación

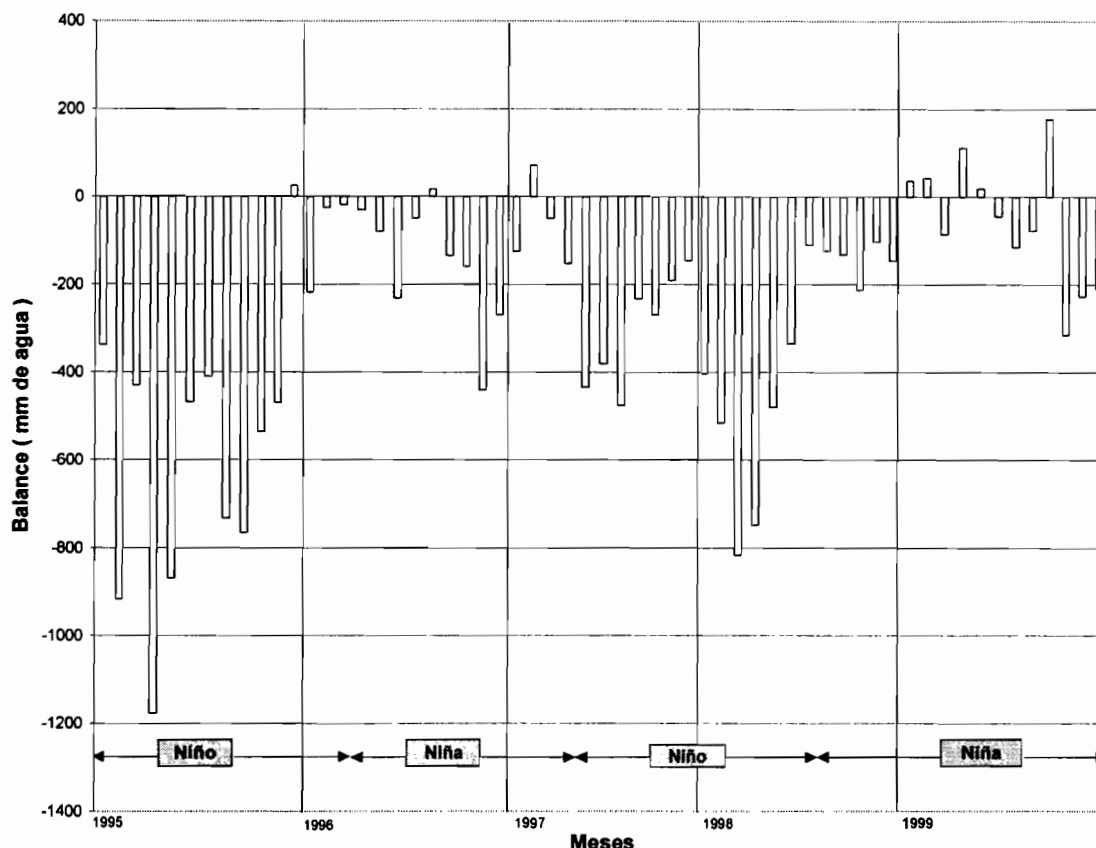
Para la comparación y posterior análisis de la información recopilada se considera que el año hidrológico coincide con el año civil lo cual se justifica utilizando la distribución de las precipitaciones en el sector del Antizana, las cuales registran su menor valor en los meses de noviembre, diciembre y enero. (Sémiond et al., 1998).

En la gráfica 2.7. se pueden identificar dos períodos de balance negativo: uno para el año de 1995 que termina en noviembre, y otro que comienza en marzo de 1997 y termina en mayo de 1998. Los períodos de balance más positivo se ubican entre diciembre de 1995 y marzo de 1997.

El segundo período comienza en el mes de mayo de 1998 y se mantiene hasta la actualidad. La sucesión de estos valores de balances negativos y positivos o menos deficitarios coincide con el apareamiento de la fase cálida y fría de El Enso.

También, se puede ver que los picos de balance y los valores más bajos no siempre coinciden año tras año. Pero, se nota que la ubicación de valor de balance más equilibrado cae entre los meses de noviembre y enero "**Veranillo del Niño**" para los años 1995, 1997 y 1998 (estacionalidad también se evidenció en la perforación que se realizó sobre la cumbre en 1996 donde se tomó en consideración los valores de la relación Oxígeno 18 / Oxígeno 16 ($\delta^{18}\text{O}$) (Sémiond *et al.*, 1998)). Al contrario, se ve que se tiene una temporada de balances bastante negativos para los años 1996 y 1999.

Para los años de 1995, 1998 los balances más negativos se los ubica en las cercanías de los meses de marzo y de septiembre que corresponden a los equinoccios, mientras que para el año de 1996 y 1999 los balance más negativos se ubican en las cercanías de los meses de junio y diciembre que corresponden a los solsticios.



gráfica 2.7.: Evolución mensual del balance en la zona de ablación sin considerar los factores de área para el Glaciar 15 del Antizana para el período 1995-1999

Para los períodos que coinciden con la fase cálida de El ENSO (gráfica 2.7.), las precipitaciones líquidas posiblemente ocurren a mayor altitud, es decir la cobertura de nieve sobre la parte baja de la zona de ablación es escasa lo que produce un derretimiento grande en esta zona debido al albedo bajo producido por el color oscuro de la superficie del hielo. Así los meses con balances mas negativos se ubican sobre los meses de marzo – abril y agosto- septiembre. Los ciclos con balances mas positivos ocurren cuando la superficie del glaciar sigue estando cubierta de nieve cuando la radiación extraterrestre es mayor (equinoccios).

Para los períodos que coinciden con la fase fría de El Enso (gráfica 2.7.) posiblemente la bajada en las temperaturas y la ocurrencia de las precipitaciones sólidas a menor altitud son la causa para que el derretimiento sea menor produciendo balances más positivos. Además, los balances más negativos ocurren con las temporadas de poca precipitación (agosto y diciembre), ya que no se

blanquea la superficie del glaciar por caídas de nieve, entonces, el albedo baja activando el derretimiento.

Los periodos con un comportamiento diferente corresponden a los periodos de transición entre la fase cálida y fría de El ENSO.

b) Balance neto específico de todo el glaciar

La evolución del balance para los cinco años de estudio nos muestra que los valores más deficitarios se ubican en los años de 1995, 1998 y 1997 con valores de -1830, -845, -612 mm de agua de pérdida. Para el año de 1996 el balance fue de -428 mm de agua de pérdida, que es un valor mas equilibrado. Para 1999 el balance es positivo y tiene un valor de +515 mm de acumulación de agua. Se puede observar una coincidencia con las fases Niño/Niña: durante el Niño se observa un derretimiento mayor y durante la Niña se tiene un menor derretimiento.

En el cuadro 2.9. se muestra un resumen de todos los datos relacionados con el balance y las principales características del Glaciar 15α para el período 1995 – 1999.

Año (1)	B _n (2)	ΣB _n (3)	A (4)	B _{ter} (5)	B _{sum} (6)	ELA (7)	AAR (8)	Prec. (9)	Term. (10)	ΣTerm. (11)
1995	-1830	-1830	2580	-7624	+654	5245	45	750	-28.20	-28.20
1996	-428	-2258	1310	-4532	+826	5115	60	882	-40.62	-68.82
1997	-612	-2870	1597	-6949	+870	5110	62	985	-56.25	-125.07
1998	-845	-3715	1985	-6048	+675	5100	65	1140	-34.38	-159.45
1999	+515	-3200	700	-2214	+1080	4960	84	1215	+21.43	-138.02
Prom.	-640	----	1635	-5473	+821	5106	63	994	-27.60	----

Año hidrológico (enero – diciembre)

Balance neto específico (mm de agua)

Balance neto acumulado (mm de agua)

Ablación específica: $A = P - B_n$ (mm de agua)

Balance en la parte más baja (4833 m.s.n.m. en mm de agua)

Balance en la parte más alta (5750 m.s.n.m. en mm de agua)

Altitud de la línea de equilibrio (ELA)

Porcentaje de la área de acumulación (Accumulation Area Ratio (en %)

Precipitación en las cercanías del glaciar: $P = [P_2]$ (en mm de agua)

Retroceso del frente (en metros referidos a la marca precedente).

Retroceso acumulado del frente (en metros)

Cuadro 2.9.: Recapitulación de los datos relacionados al balance neto específico para los cinco años de monitoreo del Glaciar 15α

La variación observada sobre el balance del glaciar a lo largo de los cinco años de monitoreo concuerda bastante bien con el modelo lineal propuesto por Lliboutry (1974). Las curvas obtenidas presentan un buen paralelismo en la zona de ablación que corresponde a la parte baja del glaciar.

La parte inferior de la curva sobre la cual se ubica el frente hasta los 5000 – 5300 m.s.n.m. tiene una pendiente débil, lo que es la causa para que el gradiente de balance en función de la altitud ($\delta b / \delta z$) sea muy elevado con un valor cercano a los 1800 mm por cada 100 metros. Este gradiente elevado es característico para los glaciares ubicados sobre la zona ecuatorial (Kaser *et al.*, 1996).

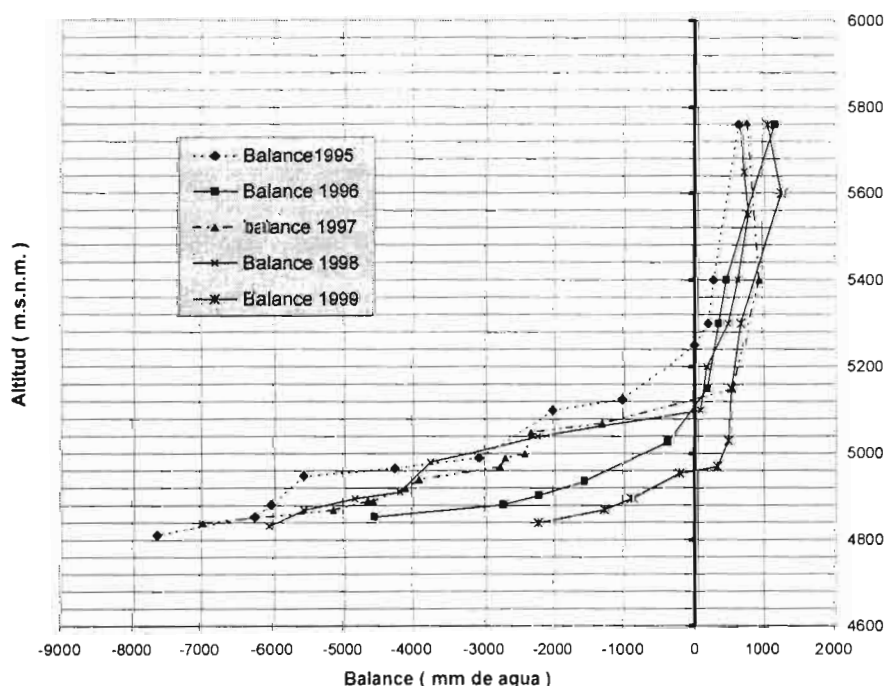
Por sobre los 5000-5300 metros el gradiente de balance ($\delta b / \delta z$) presenta un patrón más aleatorio el cual varía de acuerdo con la distribución irregular de las precipitaciones sobre la zona de acumulación del glaciar.

Los valores del balance sobre la parte terminal del glaciar (5 años) deben ser analizados con cuidado ya que para cada año la distancia de la baliza terminal con respecto al extremo inferior de la lengua varía. Esto influye en el valor del balance, siendo este más negativo cuanto más cerca se encuentre esta del extremo inferior como sucede en el año 1996. Además, cada año se toma una baliza diferente debido a la caída o pérdida de dicha baliza al final del año, solo para los años 1998 y 1999 se conserva la misma baliza (7A8).

En el cuadro 2.10. y en la gráfica 2.8. se puede observar la variación del balance en función de la altitud.

Año 1.995		Año 1.996		Año 1.997		Año 1.998		Año 1.999	
Balance (mm de agua)	Altitud (m.s.n.m.)	Balance (mm de agua)	Altitud (m.s.n.m.)	Balance (mm de agua)	Altitud (m.s.n.m.)	Balance (mm de agua)	Altitud (m.s.n.m.)	Balance (mm de agua)	Altitud (m.s.n.m.)
654	5760	1184	5760	780	5765	675	5760	1080	5760
278	5400	468	5400	960	5400	741	5650	1280	5600
200	5300	358	5300	564	5150	800	5550	690	5300
0	5250	186	5150	-1281	5070	640	5400	550	5150
-1000	5125	-380	5027	-2319	5050	500	5300	500	5030
-2000	5100	-1539	4936	-2410	5000	180	5200	340	4970
-3068	4990	-2207	4903	-2696	4990	92	5100	-211.5	4954
-4232.1	4966	-2726	4882	-2772	4970	-2220	5040	-880	4896
-5563	4948	-4532	4854	-3891	4940	-3735	4980	-1250.5	4870
-6019.8	4882	---	---	-4078	4920	-4158	4911	-2214	4840
-6237	4854	---	---	-4545	4890	-4815	4896	---	---
-7624	4812	---	---	-4626	4890	-5562	4870	---	---
---	---	---	---	-5130	4870	-6048	4833	---	---
---	---	---	---	-6949	4840	---	---	---	---

Cuadro 2.10.: Variación del balance en función de la altitud. Período 1995 – 1999



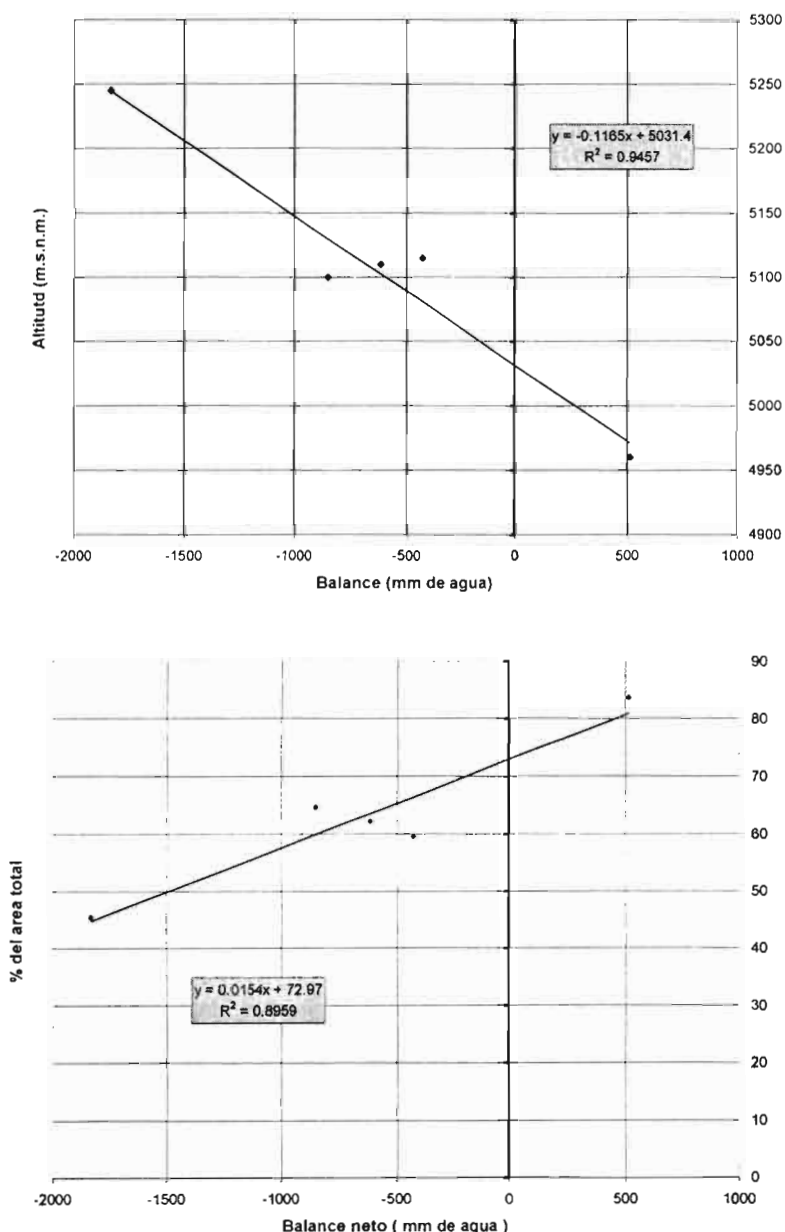
gráfica 2.8.: Variación del balance en función de la altitud. Período 1995-1999

c) Línea de equilibrio (ELA) y su relación con el área promedio de acumulación (AAR)

La línea de equilibrio ha tenido una fluctuación de 285 metros durante los cinco años de monitoreo. El valor más alto de la E.A se registro durante 1995 año en el cual se tiene el balance más negativo del período considerado. Para 1996, 1997 y 1998 la línea de equilibrio sufre una variación de tan solo 15 metros lo que nos indica una variación pequeña. Durante 1999 la línea de equilibrio presenta su valor más bajo

Se debe poner atención en poca variación de la ubicación de la línea de equilibrio (ELA) para los años de 1996,1997 y 1998: 15 metros. Este hecho se lo puede explicar si se toma en cuenta la morfología de la superficie del glaciar. Entre los 5000-5300 m.s.n.m. el glaciar toma de manera progresiva la forma de un corredor bastante estrecho y empinado por el que frecuentemente se encausan las avalanchas producidas sobre los 5300 m. Este hecho produce una sobreacumulación en la parte baja del corredor, lo que reduce la oscilación altimétrica de la línea de equilibrio de un año a otro cuando se ubica en esta parte del glaciar.

Las relaciones entre la línea de equilibrio ELA y el área promedio de acumulación AAR con el balance neto específico se la puede ver en las gráficas 2.9. y 2.10.



Gráfica 2.9. & 2.10.: Ubicación del AAR₀ y de la ELA₀ entre 1995 y 1999

Estas relaciones tienen un carácter lineal para todos los glaciares monitoreados en el mundo (*World Glacier Monitoring Service*, 1999). Esta tendencia no ha podido ser comprobada de manera total sobre el Glaciar 15α del Antizana, debido a los pocos datos existentes sobre el balance neto (cinco años).

Sin embargo, con los pocos datos existentes se ha realizado una **aproximación** para obtener los valores de ELA_0 y AAR_0 mediante el ajuste de una recta utilizando una regresión lineal.

Para ELA_0 se calculó un coeficiente de correlación R^2 de 0.95 ($R= 0.97$) y se obtuvo un valor de $ELA = 5032$ m.s.n.m. para un balance equilibrado.

Para AAR_0 se calculó un coeficiente de correlación R^2 de 0.90 ($R= 0.95$) y se obtuvo un valor que corresponde al 73% de la cobertura total del glaciar.

Este coeficiente obtenido mediante la regresión lineal debe ser manejado con cuidado ya que la población sobre la cual se ha realizado la correlación es pequeña. Para obtener una correlación confiable se requieren **por lo menos seis años** de información continua de acuerdo con el *World Glacier Monitoring Service* (1999).

Los resultados obtenidos solamente corresponden a una **aproximación** que se la debe comprobar o rechazar en los próximos años de monitoreo.

3. Geometría del glaciar 1**3.1. Mediciones directas de la ubicación del frente de la lengua del Glaciar 15. 1**

- a) Retroceso del frente del Glaciar 15 α medido sobre el terreno y sobre los levantamientos aerofotogramétricos. Período 1996 – 1999. 2

3.2. Evaluación de las longitudes, áreas y volúmenes para las lenguas α y β del glaciar 15 del Antizana para el período 1956 – 1999. 3

- a) Longitudes del glaciar. 3
 b) Retroceso de las lenguas α y β , período 1996 1999 5
 c) Áreas del glaciar 6
 d) Evolución de la superficie total del glaciar 15 7
 e) Determinación de la cuenca hidrográfica para la estación linnimétrica Antizana 8
 f) Evolución del volumen del glaciar entre 1956 y 1997 9

3.3. Desplazamiento de las Balizas entre 1998 y 1999. 9**3. Geometría del glaciar****3.1. Mediciones directas de la ubicación del frente de la lengua del Glaciar 15.**

Bernard Francou las realizó utilizando marcas colocadas sobre el terreno desde el mes de junio de 1994 hasta enero del 2000. Las mismas han sido ubicadas utilizando puntos de referencia conocidos (bench mark) como son BM1 y BM2, las cuales permiten mediante la utilización de un distanciómetro REC ELTA2 ZEISS obtener las respectivas coordenadas UTM (proyección universal transversa de Mercator). De esta manera se ha podido obtener un retroceso total de la lengua α del glaciar entre junio del 94 y enero del 2000 de 179 metros. Del análisis de los datos obtenidos para el período de 5.58 años (67 meses) se obtuvo un retroceso anual promedio para la lengua α de 31.9 metros.

Para el año de 1999 se pudo observar una recuperación o avance del glaciar el cual parece estar relacionado con un descenso de la temperatura y un aumento de las precipitaciones observadas en los alrededores del glaciar las que probablemente son a consecuencia de la presencia de la fase fría de El Enso (La Niña), para los años anteriores esto es 1996, 1997 y 1998 se puede ver claramente que el glaciar tiende a retroceder o perder masa y que coincide con el apareamiento del El Niño (fase cálida de El Enso) observándose además un aumento en las temperaturas en las cercanías del glaciar.

Sobre la figura 3.1. y los cuadros 3.1. - 3.2. son presentados los resultados obtenidos y los desplazamientos sufridos por el frente del glaciar 15 de 1996 a 1999.

Fecha	Norte	Este
Junio-94	9948201.6	816819.7
Febrero-95	9948121.9	816862.5
Oct-95	9948078.1	816913.8
Agosto-96	9948096.8	816867.4
Octubre-97	9948062.7	816905.1
Febrero-98	9948021.9	816931.3
Diciembre-98	9947986.8	816940.4
Enero/26/2000	9948032.9	816934.1

Año	Fecha de medición	Retroceso
1994	junio/94 a febrero/95	-90.6
1995	febrero/95 a agosto/96	-28.2
1996	agosto/96 a octubre/97	-40.6
1997	octubre/97 a febrero/98	-56.3
1998	febrero/98 a diciembre/98	-34.4
1999	diciembre/98 a enero/2000	+21.43
Sumatoria		-178.7

Cuadros 3.1.- 3.2.: Ubicación de las marcas de referencia y retroceso del frente del glaciar 15 α - Período junio de 1994 – enero del 2000

Topografía de la evolución del glaciar 15 de 1996 a 1999

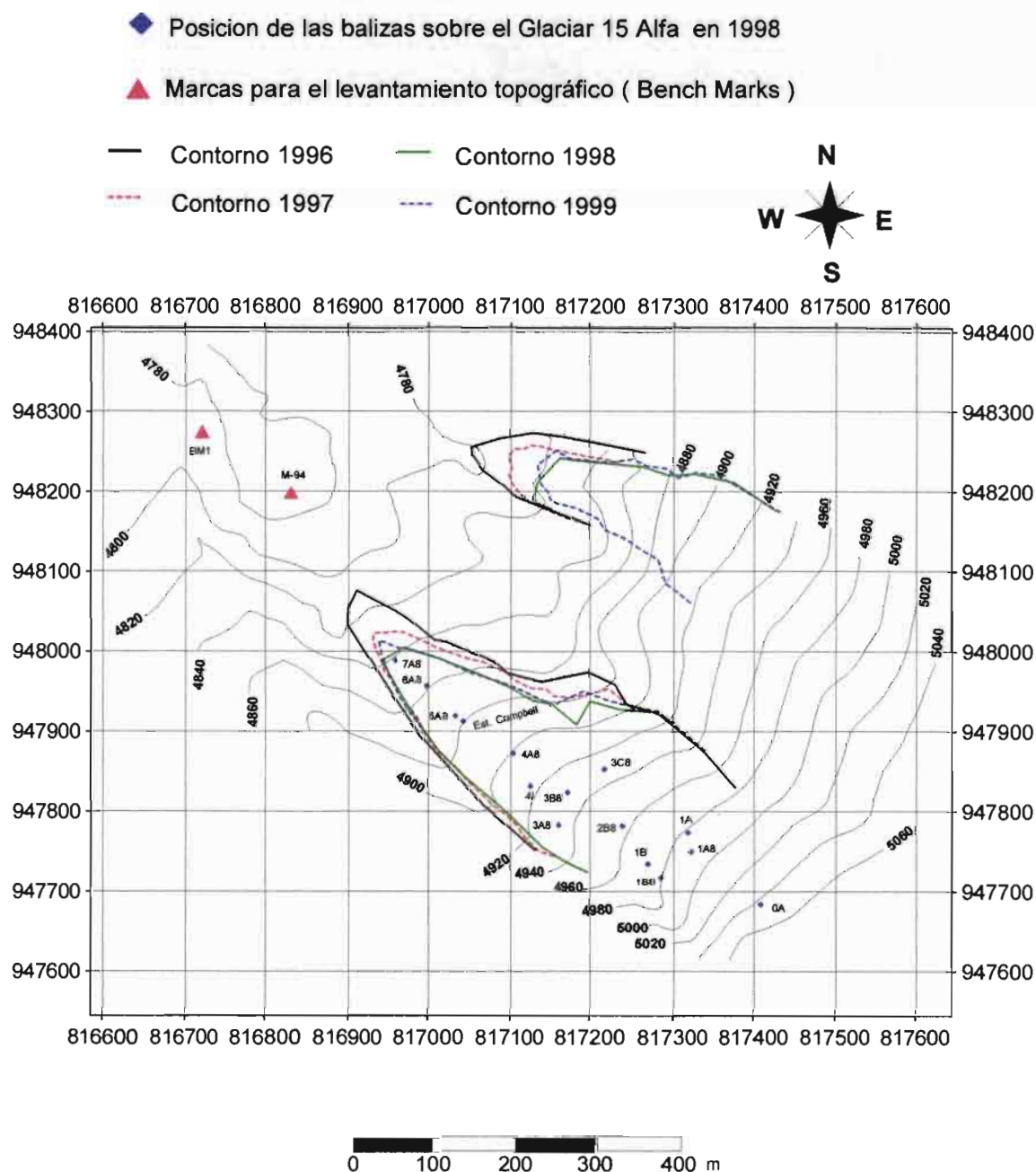


Figura 3.1.: Topografía del glaciar 15 - Años con mediciones topográficas.

a) Retroceso del frente del Glaciar 15 α medido sobre el terreno y sobre los levantamientos aerofotogramétricos. Período 1996 – 1999.

Si se comparan los resultados obtenidos por medición directa en el campo y los resultados obtenidos sobre los mapas elaborados en base a aerofotogrametría se puede ver que no existe una gran discrepancia entre las dos metodologías, la diferencia entre los dos métodos de medición es de 13.9 metros que equivale a un porcentaje de error del 6.5. % .

Considerando como valores confiables a los levantamientos topográficos realizados para los años de 1996, 1997, 1998 y 1999 el retroceso del glaciar es de -109.8 metros.

Los resultados se los puede ver en los cuadros 3.3 y 3.4.

Levantamiento	Fecha	Escala
Foto 56	15 de febrero	1 : 60000
Foto 65	7 de febrero	1 : 60000
Foto 93	2 de agosto	1 : 60000
Foto 97	enero	1 : 60000
Topografía 96	enero	----
Topografía 97	febrero	----
Topografía 98	16 de diciembre	----
Topografía 99	26 de enero del 2000	----

Cuadro 3.3.: Fecha de toma de fotografías y mediciones topográficas realizadas sobre el glaciar 15 α

Año	Topografía	Fotogrametría
1996	-40.62	-54.14
1997	-56.25	-59.99
1998	-34.38	-25.65
1999	+21.43	+16.11
Sumatoria	-109.82	-123.67

Cuadro 3.4.: Retroceso del glaciar 15 α medido en base a topografía y aerofotogrametría para el período 1996 – 1999.

3.2. Evaluación de las longitudes, áreas y volúmenes para las lenguas α y β del glaciar 15 del Antizana para el período 1956 – 1999.

a) Longitudes del glaciar.

Para la evaluación de las longitudes del glaciar, se empleó como herramienta de trabajo software de Autodesk denominado Sumagraf® (tablero digitalizador), el cual puede ser utilizado en combinación con la plataforma de diseño gráfico Autocad Release 14® de la misma procedencia.

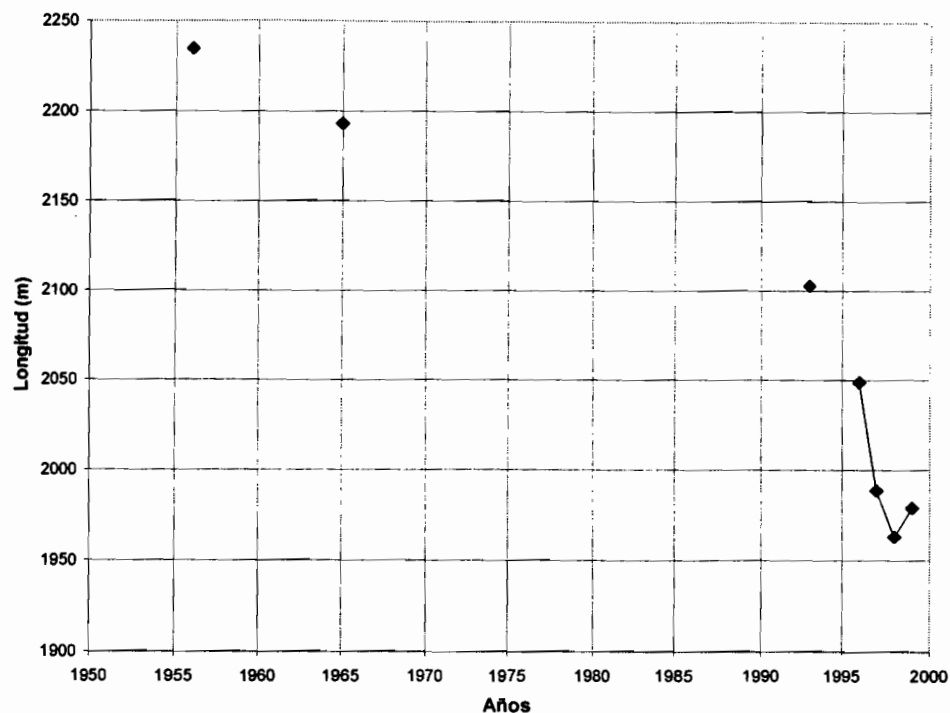
Lengua α :

Para esta lengua, se ha establecido una pérdida de 255.7 metros, lo que equivale al 11.4 % de la longitud para el período febrero de 1956 - enero del 2000.

Los resultados obtenidos se muestran en el cuadro 3.5. y en la gráfica 3.1.

Año	Longitud	Long. Perdida/Ganada	Pérdida (%)
1956	2235	0	0
1965	2193	-42	2
1993	2103	-90	6
1996	2049	-54	8
1997	1989	-60	11
1998	1963	-26	12
1999	1979	+16	11

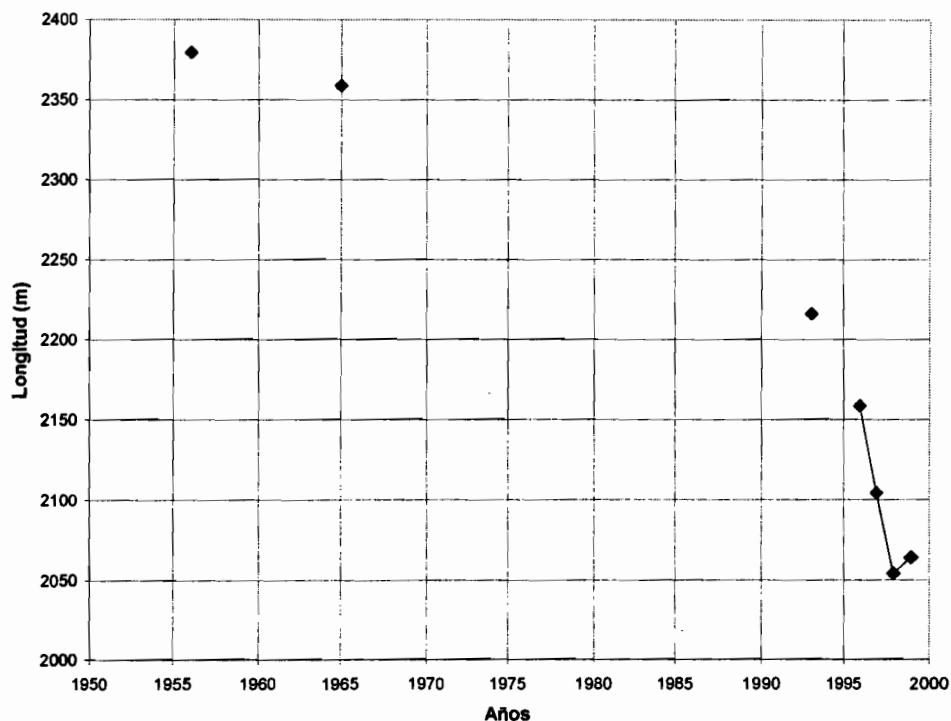
Cuadro 3.5.: Evolución de la longitud del glaciar 15 α de 1956 a 1999. Longitudes en metros.



Gráfica 3.1.: Evolución de la longitud del glaciar 15 α de 1956 a 1999– Longitudes en metros.

Lengua β:

Se ha calculado una pérdida de 315,7 metros, lo que equivale al 13,3% de la longitud total para el periodo febrero de 1956 - enero del 2000. Los resultados se muestran en el cuadro 3.6 y sobre la gráfica 3.2.



Gráfica 3.2.: Evolución de la longitud del Glaciar 15β de 1956 a 1999 - Longitudes en metros.

Año	Longitud	Long. Pérdida/Ganada	Pérdida (%)
1956	2380	0	0
1965	2359	-21	1
1993	2216	-143	7
1996	2158	-58	9
1997	2104	-54	12
1998	2054	-50	14
1999	2064	+10	13

Cuadro 3.6.: Evolución de la longitud del Glaciar 15 β de 1956 a 1999 - Longitudes en metros.**b) Retroceso de las lenguas α y β , período 1996 - 1999****Lengua α :**

Durante este breve período de 37 meses, se ha medido por topografía directa un retroceso de 69.53 m, que equivale a 3.4 % de su longitud total, lo que nos arroja una tasa de 1.87 metros de pérdida de longitud por mes. Los resultados se muestran en el cuadro 3.7.

Año	Longitud	Long. Pérdida/Ganada	Pérdida (%)	Fecha de medición
1996	2048.64	0.00	0.00	Enero-97
1997	1988.65	-60.00	2.93	Febrero-98
1998	1962.99	-25.66	4.18	Diciembre-98
1999	1979.12	16.13	3.39	Enero/26/2000

Cuadro 3.7.: Evolución de la longitud del Glaciar 15 α : período 1996-1999 (37 meses) - Longitudes en metros.**Lengua β .**

La reducción de 94.46 m, lo que equivale al 4,4 % de la longitud total. Esto nos arroja una tasa de 2.55 metros de pérdida de longitud por mes. Los resultados se muestran en el cuadro 3.8.

Año	Longitud	Long. Pérdida/Ganada	Pérdida (%)	Fecha de medición
1996	2158	0	0	Enero-97
1997	2104	-54	3	Febrero-98
1998	2054	-50	5	Diciembre-98
1999	2064	10	4	Enero/26/2000

Cuadro 3.8.: Evolución de la longitud del Glaciar 15 β : período 1996-1999 (37 meses) - Longitudes en metros.

Del análisis de los datos mostrados en los cuadros 3.5., 3.6., 3.7., 3.8. desde el año de 1956 hasta el año de 1999, se puede ver claramente que el retroceso del glaciar se ha incrementado de manera significativa en los últimos años. Para el año de 1999, se observa un pequeño avance. Así, para el período 1956-1993, la tasa de velocidad de retroceso de las lenguas α y β es de 0.38 y 0.45 m / mes respectivamente, mientras que para el período 1996-1999, esta fue de 1.88 y 2.55 m / mes respectivamente.

Un resumen de estos cálculos se lo puede ver en el cuadro 3.9.

Período	Velocidad (m/mes)		Longitud perdida (m)		Tiempo (meses)
	α	β	α	β	
1956-1996	0.38	0.45	186.18	221.29	492
1996-1999	1.88	2.55	69.53	94.46	37

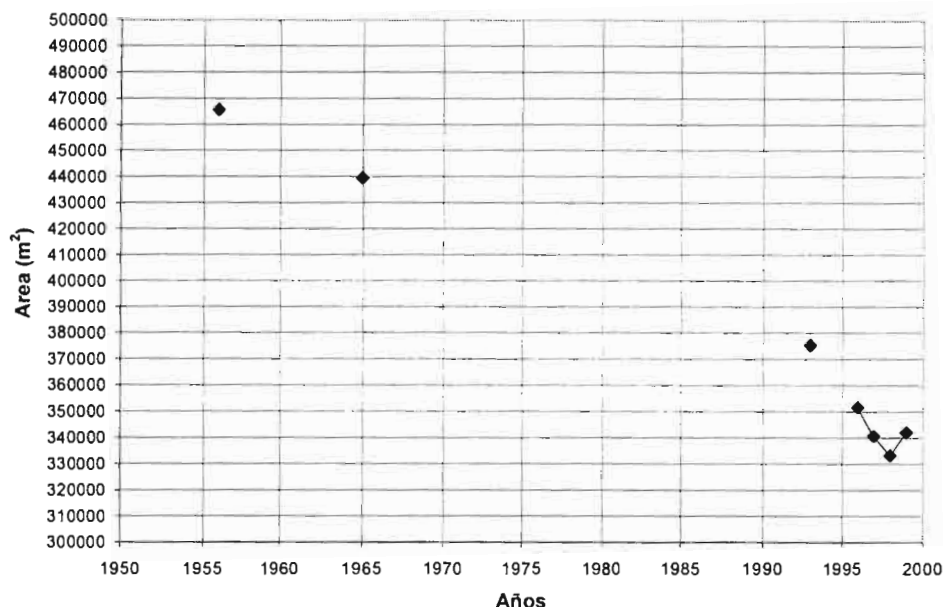
Cuadro 3.9.: Velocidad de retroceso de las lenguas α y β para el Glaciar 15 - Períodos 1956-1996 y 1996-1999.

c) Areas del glaciar

Lengua α :

Se considera una período de estudio de 42 años. Durante este lapso, se ha producido una pérdida del 26.6 % del área total del glaciar. Se ha considerado como punto de partida el área definida por el contorno que corresponde a la fotografía del año 1956.

Los resultados obtenidos se detallan en la gráfica 3.3y en el cuadro 3.10.



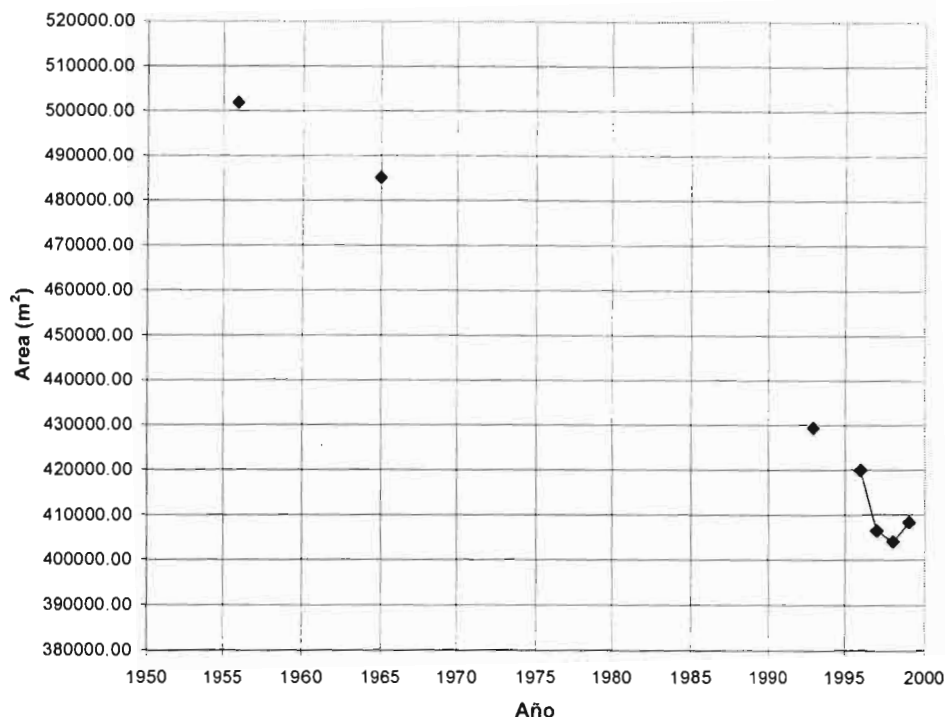
Gráfica 3.3.: Evolución de la superficie del Glaciar 15 α . Período 1956 – 1999

Año	Área (m ²)	%	Pérdida (%)
1956	465802	100	0
1965	439519	94	6
1993	375412	81	19
1996	351710	76	24
1997	340749	73	27
1998	333356	72	28
1999	342117	73	27

Cuadro 3.10.: Evolución de la superficie del Glaciar 15 α . Período 1956 - 1999

Lengua β :

Utilizando la misma metodología que para el otro glaciar, se establece un porcentaje de pérdida del 18.63 %. Los resultados se muestran en en la gráfica 3.4.y en el cuadro 3.11.



Año	Area (m ²)	%	Pérdida (%)
1956	501835.49	100.00	0.00
1965	485076.38	96.66	3.34
1993	429261.67	85.54	14.46
1996	419926.09	83.68	16.32
1997	406431.01	80.99	19.01
1998	403949.79	80.49	19.51
1999	408331.06	81.37	18.63

Cuadro 3.11 y gráfica 3.4.: Evolución de la superficie del Glaciar 15β – Período 1956 – 1999

d) Evolución de la superficie total del glaciar 15

Los datos obtenidos para la superficie total del glaciar para los periodos 1956-1999 y 1993-1999 medidos en metros cuadrados se muestran en el cuadro 3.12 .

Año	Area α	Area β	Area Total	%	% de Reducción 1956-1999	% de Reducción 1993-1999
1956	465802	501835	967638	100.0	0	--
1965	439519	485076	924595	95.6	4.4	--
1993	375412	429262	804673	83.2	16.8	0
1996	351710	419926	771636	79.7	20.3	4.1
1997	340749	406431	747180	77.2	22.8	7.1
1998	333356	403950	737305	76.2	23.8	8.4
1999	342117	408331	750448	77.6	22.4	6.7

Cuadro 3.12.: Evolución de la superficie del Glaciar 15 . Período 1956-1999

Del análisis de esta información, se puede establecer que el glaciar 15 sufre un proceso de desglaciación acelerado. Así se puede ver claramente que sobre el período de 37 años (1956-1993), se ha perdido el 16.8% del área total del glaciar, mientras que sobre los últimos seis años (1993-1999), la pérdida alcanza el 6.7% del área total del glaciar. Esto nos muestra que en el lapso de estudio (43 años), el proceso de desglaciación de estos 6 últimos años puede ser considerado como muy rápido, esto se hace más evidente aún si se considera que para el período de 37 años

(1956 – 1993) el porcentaje de retroceso promedio anual es de 0.5%, mientras que para el periodo mas reciente de 6 años (1993 – 1999) el porcentaje de retroceso promedio anual es de 1.1%.

El porcentaje de pérdida total tomando como punto de partida la interpretación aerofotogramétrica del año 1956 es del 22.4 %. El porcentaje de pérdida total tomando como punto de partida la interpretación aerofotogramétrica del año 1993 es de 6.7%

e) Determinación de la cuenca hidrográfica para la estación linnimétrica Antizana ubicada a 4555 m.s.n.m.

Las características de la parte alta de la cuenca se determinaron utilizando la interpretación aerofotogramétrica para el año de 1997 y el levantamiento topográfico realizado en diciembre de 1988. Para la determinación de la parte baja de la cuenca ubicada sobre el páramo se realizó un levantamiento sobre el campo en el mes de enero de 1999 para lo cual se utilizó un GPS 38 TM Garmin. Este levantamiento se espera mejorarlo el año 2000 mediante la utilización del distanciómetro Rec Elta Zeiss

Las características de la cuenca se muestran en el cuadro 3.13.

Sector	Area (m ²)	%
Lengua α	342117	24.87
Lengua β	408331	29.68
Páramo	625220	45.45
Sumatoria	1375668	100

Cuadro 3.13.: Superficies cubiertas por glaciar, morrenas y páramo en la cuenca de la estación linnimétrica Antizana para el año de 1999.

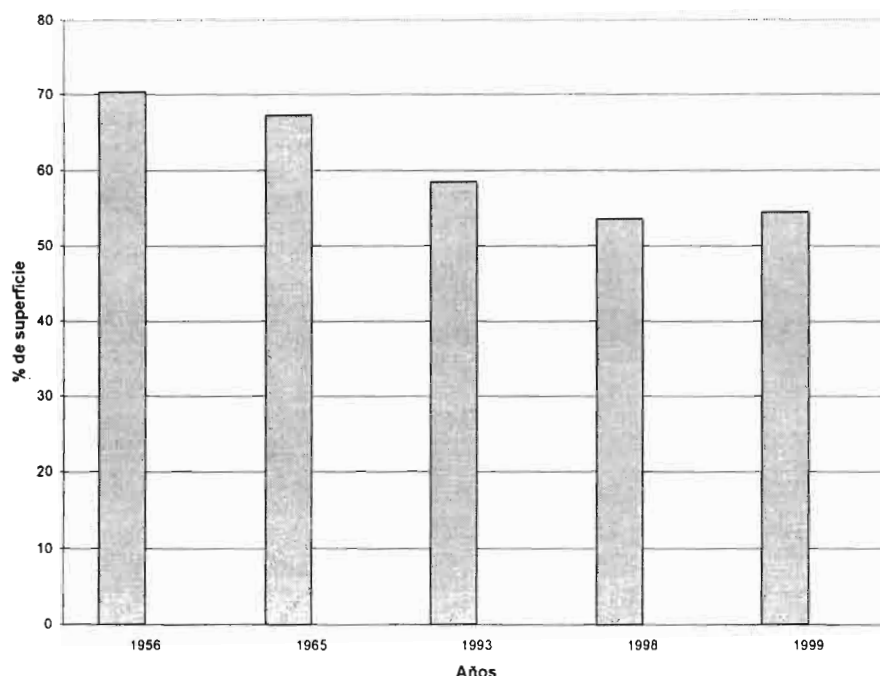
El área de aporte de la cuenca definida de esta manera es de 137.6 hectáreas (1,37 Km²), de las cuales el 54.5 % esta cubierta por glaciares (lenguas alfa y beta) y el 45.5% por páramo.

Para esta cuenca, río arriba de la estación linnigráfica, el porcentaje de las superficies cubiertas por glaciares se ha reducido por sobre los 4550 m.s.n.m. en un 15.79 % durante los 43 años estudiados, lo que tuvo que afectar de manera significativa el régimen hidrológico del río.

Es de suponer que esta reducción debió afectar de manera poco diferente a las cuencas vecinas, ya que la cuenca del glaciar 15 es representativa de las cuencas ubicadas al norte y oeste del Antizana. Los resultados obtenidos se los puede ver sobre el cuadro 3.14 y en la gráfica 3.5.

Años	% de las superficies cubiertas por glaciares
1956	70.34
1965	67.21
1993	58.49
1998	53.6
1999	54.5

Cuadro 3.14.: Evolución de las superficies cubiertas por glaciares en la cuenca del Glaciar 15, arriba de los 4555 m.s.n.m. (Estación linnimétrica Antizana).



Gráfica 3.5.: Evolución de las superficies cubiertas por glaciares en la cuenca del Glaciar 15, arriba de los 4555 m.s.n.m. (Estación linnimétrica Antizana).

Por lo tanto, el conocimiento de la hidrología del páramo adquiere una importancia creciente en las cuencas de alta montaña.

f) Evolución del volumen del glaciar entre 1956 y 1997

Mediante la utilización de las restitutiones aerofotogramétricas realizadas en el IGM en enero de 1999 y los levantamientos topográficos realizados desde 1997, se realizó el cálculo de las pérdidas de volumen sufridas por el glaciar entre 1956 y 1997. Para el efecto se utilizaron los modelos topográficos generados por estas restitutiones, los cuales corresponden a los años de 1956, 1965, 1993, 1997.

Este cálculo se lo realizó utilizando el programa WINSURFER (GOLDEN SOFTWARE, INC.), el cual permite calcular los volúmenes entre dos mallas conocidas (Bontron et al., 1999).

Los resultados obtenidos se muestran sobre el cuadro 3.15.

Años	$\Delta V (m^3) \alpha$	$\Delta V (m^3) \beta$
1956-1965	-222225	-181434
1965-1993	-427422	-377767
1993-1997	-179102	-155196

Cuadro 3.15.: Pérdidas de volumen de hielo para las lenguas α y β del Glaciar 15.

3.3. Desplazamiento de las Balizas entre 1998 y 1999.

La determinación de la velocidad de las balizas es de gran utilidad para el conocimiento de la dinámica del glaciar. La metodología de trabajo y de cálculo es la misma que se describe en el informe del año pasado.

El período de cálculo es de 13.5 meses (406 días) iniciándose con el levantamiento realizado en diciembre de 1998 y concluyendo con el levantamiento realizado en enero del 2000.

Baliza	Desplazamiento (m)	Velocidad (m/mes)	Velocidad (m/año)
6A8	27.18	2.01	24.10
5A8	31.28	2.31	27.73
Antigua Campbell	32.37	2.39	28.70
4A8	33.73	2.49	29.91
3A8	15.13	1.12	13.42
3B8	34.51	2.55	30.60
3C8	30.54	2.26	27.08
2B8	37.51	2.77	33.26
1A	37.59	2.78	33.33

Cuadro 3.16.: Velocidades superficiales del glaciar en 9 puntos de la zona de ablación entre 4860 y 4980 m.s.n.m. . Período comprendido entre diciembre de 1998 y enero del 2000.

Al observar los cuadros 3.16. y 3.17. se puede ver que las mayores velocidades de desplazamiento se las ubican, como en el año anterior, en la parte más alta de la zona de ablación del glaciar (balizas 1A, 2B8 , 3C8 y 3B8) debido en parte a que en este sitio las pendientes son más fuertes .

Baliza	1998	1999	ΔH (m)
B6A8	4850.6	4842.3	8.3
B5A8	4870.3	4860.6	9.7
EC	4873.7	4864.4	9.2
B4A8	4896.3	4887.6	8.7
B3A8	4930.5	4927.8	2.7
B3B8	4925.5	4914.1	11.5
B3C8	4925.2	4912.5	12.6
B2B8	4954.7	4945.3	9.4
B1A	4979.7	4970.4	9.3

Cuadro 3.17.: descenso de las balizas sobre la zona de ablación

Sobre el cuadro 3.18. se puede ver la evolución de las velocidades superficiales del glaciar desde el año de 1994 para la zona de ablación. De un año sobre el otro, estas velocidades cambian bastante, aunque los cambios no estén proporcionales con los balances. El retroceso producido tampoco es proporcional con el balance, ya que el movimiento del frente depende a la vez del valor del balance a este nivel y del aporte de hielo desde la parte alta.

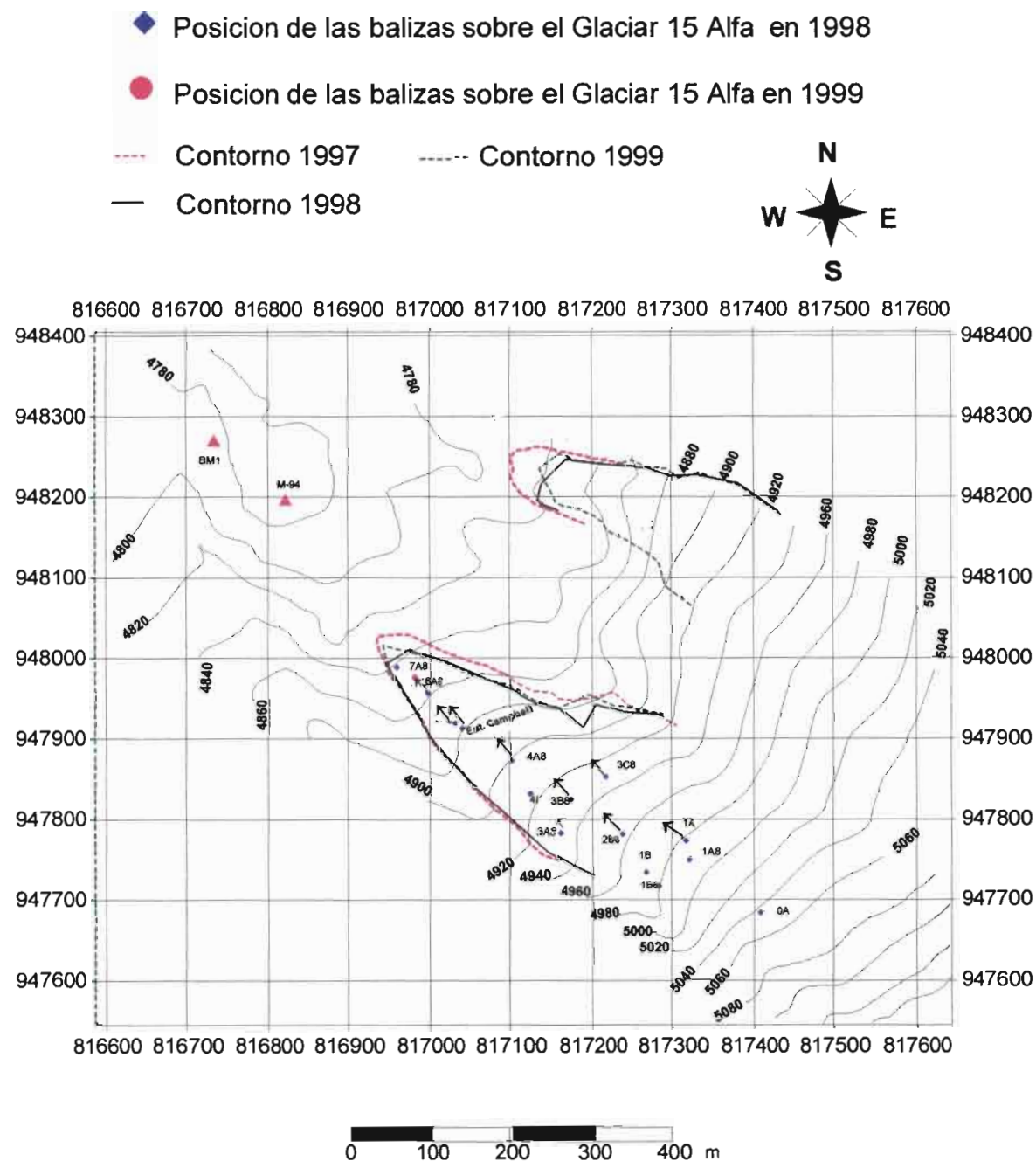
Para los períodos anteriores (1994-1998) las velocidades superficiales observadas bajan de un año sobre el otro debido a que la carga de hielo glaciar arriba bajó con los balances negativos producidos (1995-1998). Sin embargo, para el año de 1999 se tuvo una gran acumulación sobre la parte superior del glaciar debido a que las precipitaciones sólidas ocurrieron a menor altitud lo que colocó una gran carga que incremento la velocidad de desplazamiento del hielo. Este elemento nos permite pensar que el tiempo de respuesta de la lengua inferior a los cambios de balance de masa es corto, ya que solamente un año de balance positivo ocasionó el aumento grande de las velocidades (crecida). Se nota que todas las velocidades de las balizas fueron equivalentes lo que permite inferir que el avance se produjo en masa.

Por fin, se nota que las velocidades al frente del glaciar para el año 1999 fueron más grandes en relación con los años anteriores, lo cual ocurrió simultáneamente con la presencia de balances positivos. Esta convergencia de hechos permitió un avance muy rápido del glaciar. El caso opuesto se lo tuvo durante el año anterior en el cual las consecuencias fueron contrarias.

Rango	1994-1997	1997	1998	1999
	m/año	m/año	m/año	m/año
5000-4960	28	30	24	33
4960-4920	23	24	19	30
4920-4880	23	25	18	30
4880-4840	15	19	11	26

Cuadro 3.18.: Evolución de las velocidades superficiales sobre la zona de ablación. Período 1994-1999

Desplazamiento de balizas entre 1998 y 1999



Gráfica 3.6.: Desplazamientos de las balizas durante 1999

4. Meteorología : precipitaciones y temperaturas entre 3900 y 4900 m.s.n.m. 1

4.1. Precipitaciones para el año de 1999.	1
a) Valores mensuales y anuales registrados en las cercanías del Glaciar 15α	1
b) Valores mensuales y anuales registrados en el campamento de La Mica	3
c) Espacialización y comparación con los años anteriores.....	4
4.2. Temperatura en la estación termográfica a 4750 m.s.n.m.	7
a) Características del sensor HOBO y del lugar de instalación	7
b) Series Disponibles.....	8
c) Temperaturas máximas y mínimas diarias.....	9
d) Análisis de los datos de humedad.....	10
e) Promedios diarios de temperatura	11
f) Correlación entre los datos de temperatura del HOBO y de la CAMPBELL	12
g) Promedios mensuales de temperatura	13
4.3. Precipitaciones medidas por la red de pluviógrafos (1999-2000)	14
a) Descripción de los pluviógrafos.....	14
b) Series disponibles	15
c) Correlaciones entre el pluviógrafo del Antizana y del pluviómetro (P ₄)	16
d) Correlaciones entre los tres pluviógrafos	17
e) Análisis de los datos obtenidos	18

4. Meteorología : precipitaciones y temperaturas entre 3900 y 4900 m.s.n.m.

4.1. Precipitaciones para el año de 1999.

a) Valores mensuales y anuales registrados en las cercanías del Glaciar 15α .

Una vez revisados los datos de campo, se pudo detectar un error sobre las lecturas de los pluviómetros, el cual provenía de las diferencias en la metodología entre las lecturas de uno a otro mes; es decir, unos meses se consideraba la altura de la capa de agua medida desde el fondo del tanque, y otros la altura que faltaba para que se llene el tanque, la cual se restaba de la altura total del tanque (148 cm.). Es muy probable que al realizar la resta sobre el campo se cometieran errores en la determinación de la pluviosidad del mes.

Esto se lo realizó tomando en cuenta las relaciones existentes entre los diferentes pluviómetros, las cuales en algunos casos no eran lógicas debido a que las lecturas tenían un exceso o defecto el cual una vez eliminado daba correlaciones bastante buenas. Tomando en consideración este hecho, se recalcularon los valores para la pluviometría y se encontró que el error mas probable era de 10 o 20 centímetros, el mismo que al ser considerado permitía encontrar el verdadero balance para la red de pluviómetros totalizadores instalados sobre el glaciar. Este criterio también se aplicó para las lecturas realizadas durante los períodos anteriores (1995,1996,1997,1998), es decir, los datos obtenidos para los años anteriores también fueron corregidos utilizando esta metodología. Se pudieron observar fugas sobre el pluviómetro P₁ (4890 m.s.n.m.) en el intervalo comprendido entre febrero y junio.

Del análisis de las gráficas 4.1 , 4.2 , 4.3 y de los cuadros 4.1 , 4.2 se puede ver que los meses con menor precipitación son julio, agosto, octubre y noviembre con un valor inferior a los 47 mm. Los meses con mayor precipitación son enero, febrero, abril, mayo, junio y septiembre con valores promedio que oscilan entre 96 y 225 mm. La precipitación anual promedio total fue de 1220 mm.

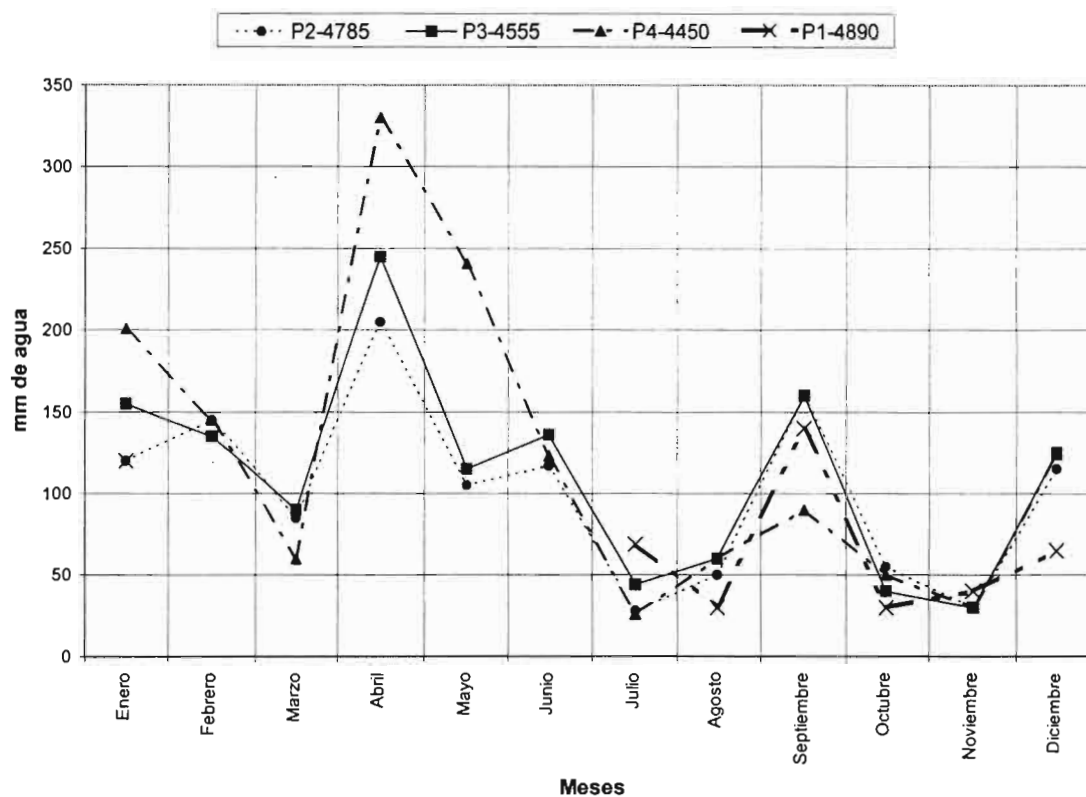
El valor máximo de la lámina de precipitación mensual se registra sobre el pluviómetro P₄ (4455 m.s.n.m.) con un valor de 1480 mm.

Pluvio	Enero	Feb.	Mar.	Abril	Mayo	Junio	Julio	Ag.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Σ
P1-4890	120					36	69	30	140	30	40	65	530
P2-4785	120	145	85	205	105	117	28	50	160	55	30	115	1215
P3-4555	155	135	90	245	115	136	44	60	160	40	30	125	1335
P4-4450	201	145	60	330	241	123	26	60	90	50	30	124	1480
P-Mica	80	103	69	--	20	--	--	--	106	--	49.1	--	--
Prom.1-2-3	138	140	88	225	110	127	36	55	160	48	30	120	1275

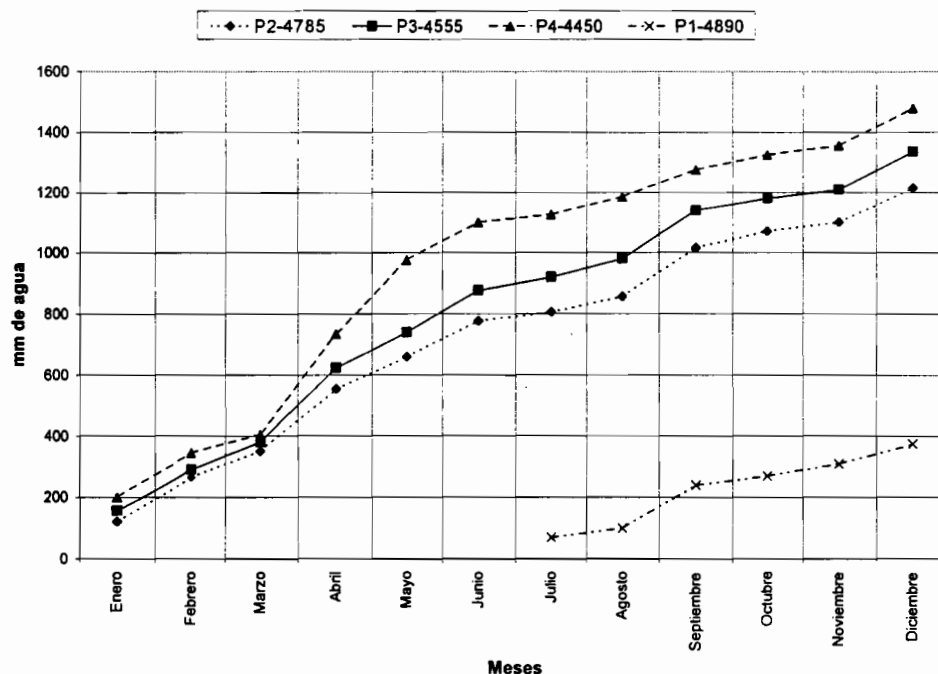
Cuadro 4.1 . Precipitación mensual en las cercanías del Glaciar 15 α . Año 1999

Pluvio	Enero	Feb.	Mar.	Abril	Mayo	Junio	Julio	Ag.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
P1-4890						36	105	135	275	305	345	410
P2-4785	120	265	350	555	660	777	805	855	1015	1070	1100	1215
P3-4555	155	290	380	625	740	876	920	980	1140	1180	1210	1335
P4-4450	201	346	406	736	977	1100	1126	1186	1276	1326	1356	1480
P-Mica	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

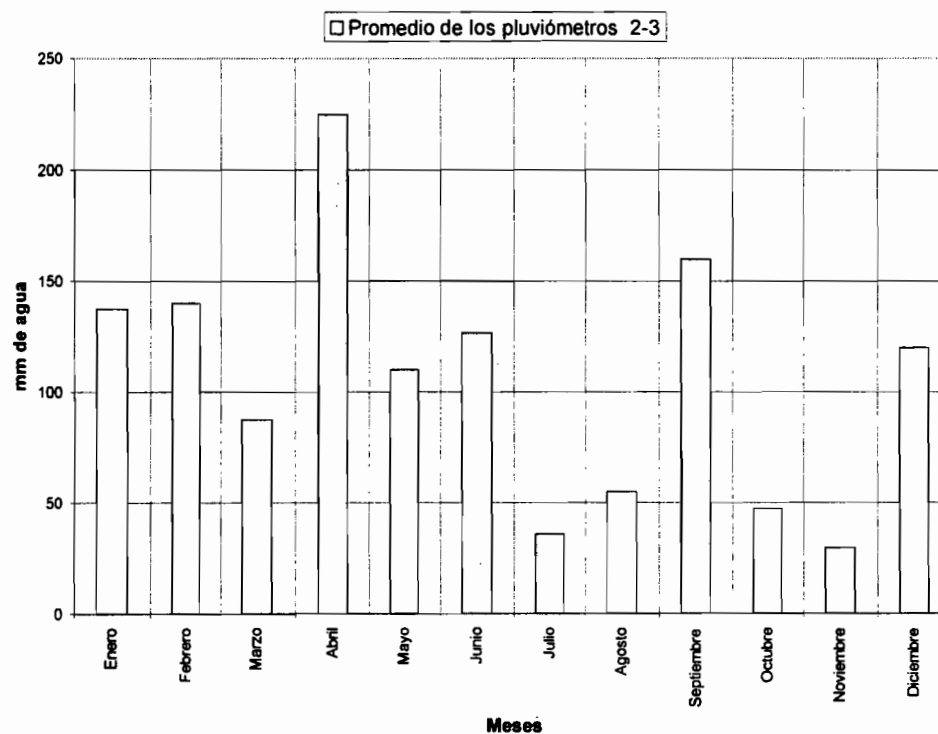
Cuadro 4.2 . Precipitación mensual acumulada en las cercanías del Glaciar 15 α – Año 1999



Gráfica 4.1.: Precipitaciones mensuales registradas en el Glaciar 15α



Gráfica 4.2.: Precipitaciones mensuales acumuladas registradas en el Glaciar 15α



Gráfica 4.3.: Precipitaciones mensuales promedio registradas en el Glaciar 15α - Año 1999

b) Valores mensuales y anuales registrados en el campamento de La Mica .

Para el campamento de La Mica para el año de 1999 no se disponen de datos completos para la precipitación, estas mediciones son realizadas por la Empresa Municipal de Alcantarillado y Agua Potable de Quito (EMAAP).

c) Espacialización y comparación con los años anteriores.

El Antizana forma parte de la zona de Papallacta, la cual se distingue por tener un régimen unimodal con su máximo de precipitaciones en los meses de junio y julio.

Serie comprendida entre agosto de 1994 y diciembre de 1999.

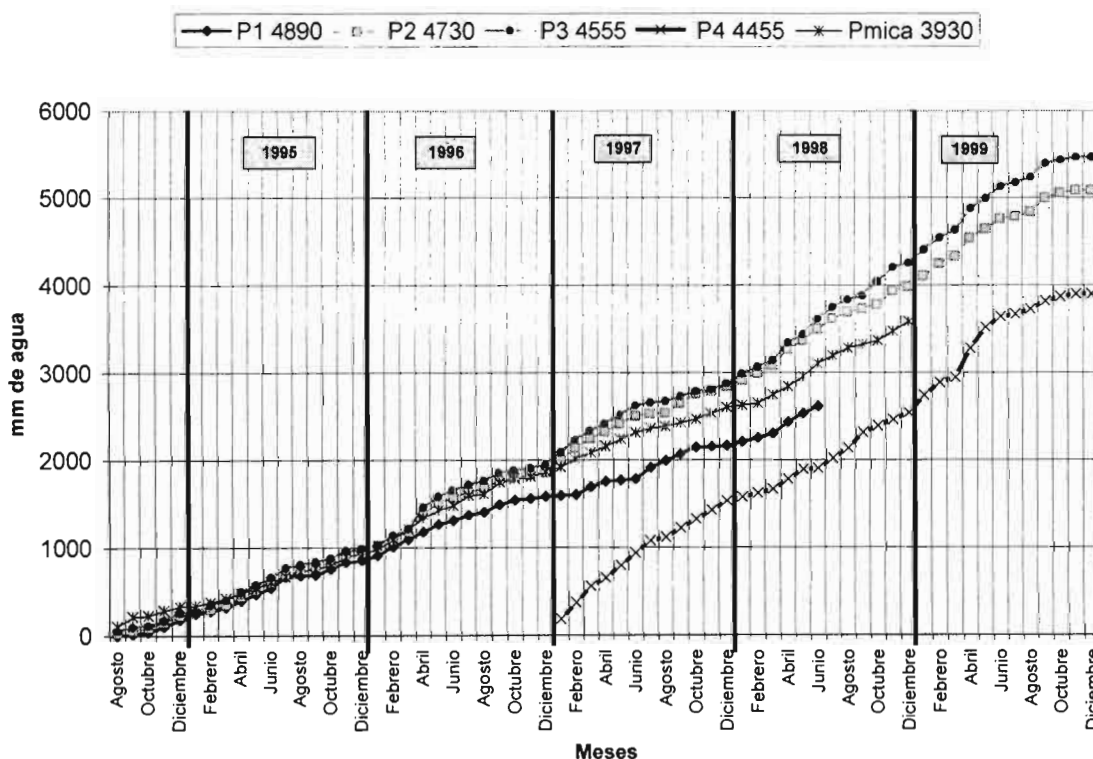
La serie completa de datos obtenida en las cercanías del nevado Antizana cubre un período de 65 meses de registro continuo, para lo cual se ha utilizado los pluviómetros P_2 , P_3 .

Si se analiza la información mostrada en el cuadro 4.3. y en las gráficas 4.4. y 4.5. se puede ver claramente que durante los años 1995, 1996 y 1997 las precipitaciones en las cercanías del Glaciar 15 α tienen un valor muy semejante. Para el año de 1998 se observa un incremento en el valor de la precipitación registrada del orden del 31% en relación al año precedente (1997), para el año de 1999 las precipitaciones se incrementaron en un 2% en relación al año precedente (1998), siendo este el año más húmedo con una precipitación que alcanza los 1275 mm.

Estos valores se los ha calculado tomando en cuenta las precipitaciones registradas sobre dos pluviómetros (P_2 , P_3), no se ha tomado en cuenta el pluviómetro ubicado sobre la estación linnigráfica (P_4) debido a que este fue instalado a fines del año 1996 (diciembre) por lo que no dispone de la serie completa de registro, la serie para el pluviómetro P_1 es incompleta.

Años	Enero	Feb.	Mar	Abril	Mayo	Junio	Julio	Ag.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Σ
1995	15	65	55	91	77	83	101	49	25	55	85	38	738
1996	45	88	84	225	127	66	63	45	90	30	30	33	924
1997	140	140	105	80	98	98	30	13	84	84	25	63	958
1998	90	80	83	193	98	153	128	80	43	103	163	47	1257
1999	138	140	88	225	110	127	36	55	160	48	30	120	1275

Cuadro 4.3.: Promedio de las precipitaciones mensuales registrada sobre el Glaciar 15 α del Antizana (P_2 , P_3)



Gráfica 4.4.: Precipitación mensual acumulada en las cercanías del Glaciar 15 α .
Período: agosto 1994 – diciembre 1999

Del análisis de la gráfica 4.5. se pudo identificar una cierta tendencia estacional, sin embargo es difícil asegurar que existe realmente un patrón estricto que defina la presencia de estaciones secas y húmedas estables a lo largo de los años como sucede en Bolivia y Perú. (Wagnon *et. al.*, 1999). Se pudo identificar grupos de meses con precipitaciones altas y grupos de meses con precipitaciones bajas. El patrón estacional tiene cierta tendencia a reproducirse cada año aunque de manera variable.

Los valores más altos de precipitaciones se producen generalmente entre los meses de febrero a julio (entre el primer equinoccio y el primer solsticio). Las precipitaciones más bajas se registran de julio a febrero del año siguiente, sin embargo existen años en los que esta tendencia no se cumple.

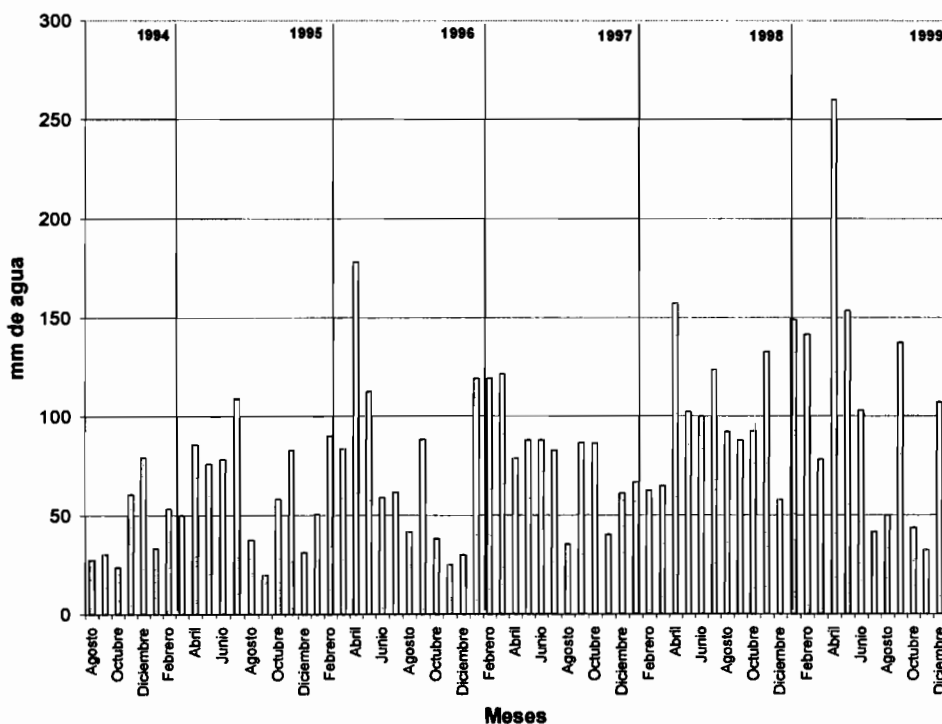
Tomando en cuenta esta distribución variable de la precipitación anual, se puede decir que la mayor probabilidad de que se registren precipitaciones bajas ocurre entre los meses de noviembre a febrero período que se lo conoce como "**veranillo de El Niño**", hecho que permite justificar el inicio del año hidrológico en el mes de enero.

También se puede ver que se tiene una buena probabilidad de que el mes de agosto sea el centro de un grupo de meses con precipitaciones bajas por debajo del promedio mensual.

Para los años de 1995, 1996 y 1999 se ha observado un pico entre febrero y julio coincidiendo este sobre el mes de abril para 1995 y 1999, otro pico se ubica sobre el mes de septiembre. Además, se observa que el mes de agosto de los años 1995, 1996, 1997 y 1999 es bastante deficitario (verano). Otro período deficitario se ubica sobre los meses de noviembre y diciembre, que correspondería al veranillo. Así, que se podría decir que aparentemente se tiene un régimen bimodal, siendo este más evidente sobre los años de Niña fuerte como es el caso de 1999 y menos marcado cuando la situación es más neutra. Esto deberá ser comprobado en el futuro cuando se disponga de más datos sobre la evolución de las precipitaciones en el sector sur oriental del Antizana. Para el año de 1998 este patrón no se repite, registrando valores altos de precipitación a lo largo del año.

Esta ciclicidad observada debe ser manejada con cuidado ya que para el año 1997 no se conocen valores exactos de precipitación sobre los meses de enero, febrero, mayo, junio, septiembre y octubre, meses sobre los cuales se ha promediado la lluvia.

Sin embargo, la variabilidad inter anual observada es notable y no se la puede definir con claridad sobre una serie de datos tan corta (65 meses).

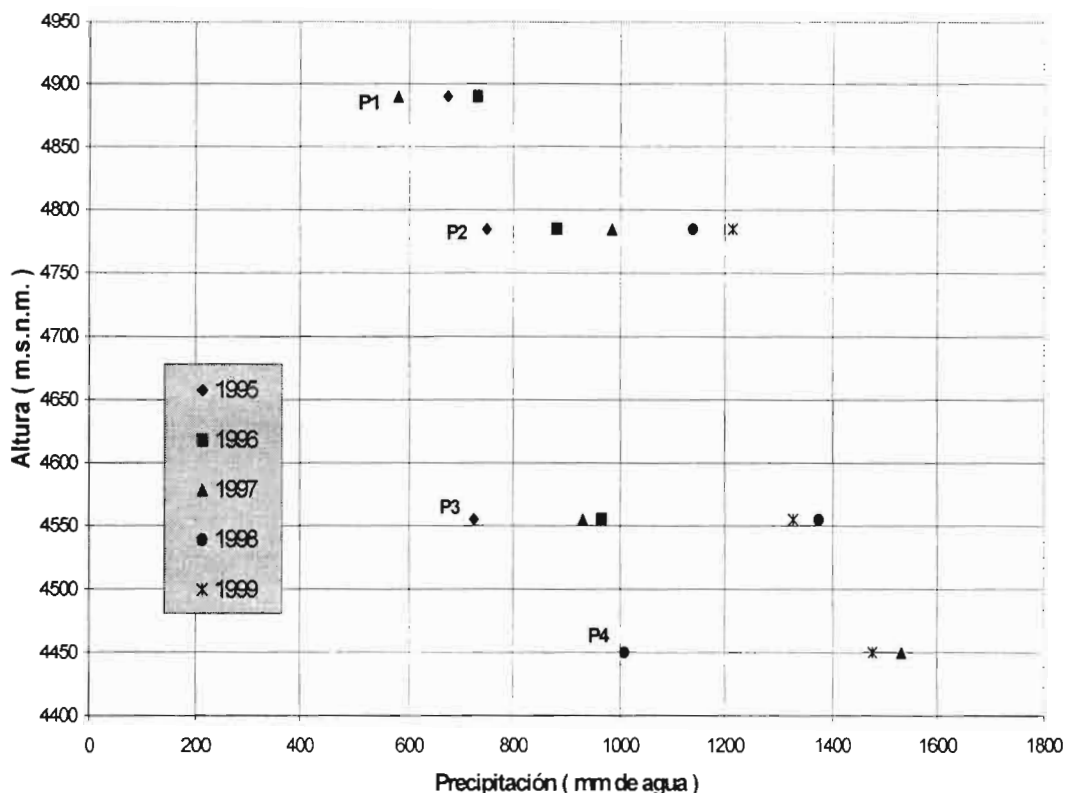


Gráfica 4.5.: Precipitación mensual sobre el Glaciar 15α.

Si se consideran las series de datos completos disponibles desde 1995 se puede intentar hacer una interpretación sobre la repartición de las precipitaciones en el área del Antizana, poniendo especial énfasis en la evolución de la precipitación total en relación con la altitud.

Sobre el cuadro 4.4. y las gráficas 4.5. y 4.6. se pueden observar los valores correspondientes a las precipitaciones registradas en las cercanías del glaciar 15α desde el año de 1995.

Relación altura del pluviómetro precipitación anual



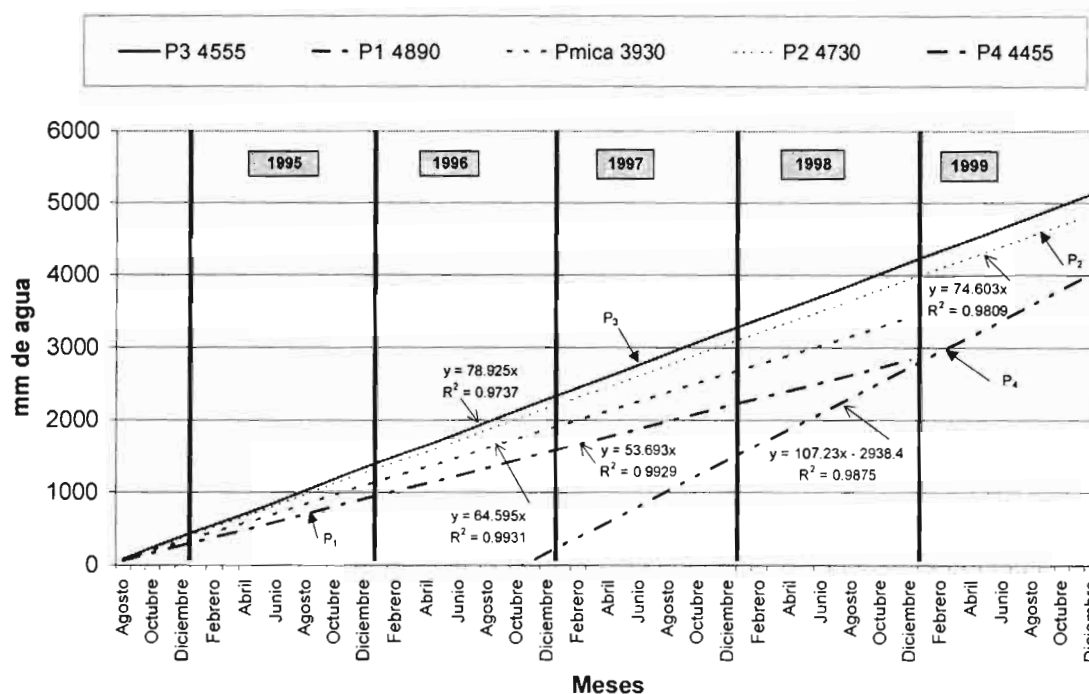
Pluviómetro	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄
Altura (m.s.n.m.)	(4890)	(4785)	(4555)	(4450)
1995	673	750	725	--
1996	731	882	965	--
1997	580	985	930	1535
1998	--	1140	1374	1009
1999	--	1215	1335	1480

Cuadro 4.4. y gráfica 4.6.: Precipitaciones anuales registradas sobre el glaciar 15α. Período 1995-1999

Se ha podido detectar la presencia de un gradiente para la precipitación, es decir, esta disminuye conforme aumenta la altitud del pluviómetro. Este hecho es evidente para los cinco años considerados en el estudio, el cual abarca el intervalo entre el pluviómetro P₄ ubicado a 4455 m.s.n.m. y el pluviómetro P₁ ubicado a 4890 m.s.n.m.

Esto se evidencia sobre la gráfica 4.7. donde se puede observar claramente este hecho al comparar los pluviómetros P₃ y P₂ donde este gradiente es notorio. Sobre los pluviómetros P₁ y P_{mica} no se puede asegurar que la tendencia sea la misma ya que las series de datos no están completas debido a daños producidos en los pluviómetros, por la falta de datos como es el caso del pluviómetro de La Mica. Sin embargo para los pluviómetros P₃ y P₂, las pendientes observadas presentan valores similares (aunque estén bastante alejados), por ende, se ha establecido un pequeño gradiente de precipitación promedio para los cinco años de -31 mm de precipitación por cada 100 metros de altitud. Entre los pluviómetros P₄ y P₃ se estableció un gradiente más fuerte de -136 mm por cada 100

metros de altitud y -59 mm por cada 100 metros entre el P_4 y el P_2 . No se puede definir con exactitud las razones de estos gradientes, ya que no solamente la altitud del pluviómetro influye sobre este



gradiente:

Gráfica 4.7.: Ajuste de las precipitaciones acumuladas a un modelo lineal para los cinco pluviómetros cercanos al Glaciar 15α del Antizana. Las pendientes diferentes ponen en evidencia la presencia de un gradiente entre los sitios de medición.

4.2. Temperatura en la estación termográfica a 4750 m.s.n.m.

a) Características del sensor HOBO y del lugar de instalación

La estación termográfica, ubicada sobre una morrena a una distancia horizontal de 600 m aproximadamente respecto al pie del glaciar, para el año 1999 cuenta con un pluviómetro totalizador y una garita meteorológica tipo B, dentro de la cual se almacenan dos sensores de la marca HOBO.

Estos sensores automáticos figura (4.1) son los siguientes:

- Temperatura (Stow Away, rango de funcionamiento -40 a $+75^{\circ}\text{C}$).
- Humedad relativa (RH logger precisión $\pm 5\%$)

Los datos de temperatura y humedad medidos en un intervalo de 3 y 15 minutos respectivamente, son almacenados en su respectivo módulo de memoria. El tiempo entre las mediciones se puede programar y la cantidad de memoria disponible se distribuye para el intervalo escogido. Es así que para nuestro caso la temperatura podrá medirse durante 67 días consecutivos y el de humedad al no contar con la misma cantidad de memoria medirá únicamente 18 días.

Componentes de los sensores (HOBO) de temperatura y humedad

Figura 4.1.: Designación de las partes principales en los sensores (HOBO) utilizados a 4750 m.s.n.m.

El funcionamiento del sensor de temperatura es mediante un termistor.

El termistor está encerrado en una pequeña cápsula por donde atraviesa una corriente eléctrica, los cambios de resistencia eléctrica son proporcionales a los cambios en la temperatura.

El sensor convierte esta variación en valores de temperatura, que son grabados a lo largo del tiempo con la fecha y hora en su módulo de memoria.

El sensor de humedad relativa es del tipo capacitor de poliéster.

Tiene un filamento sensible, por donde atraviesa la corriente eléctrica que detecta los cambios de niveles de capacitancia que son proporcionales a las variaciones de humedad relativa, registrándose los valores de humedad.

b) Series Disponibles

Para el año de 1999 el funcionamiento de los sensores HOBO no fue completamente satisfactorio por inconvenientes presentados dentro de la garita.

Para la medición de temperatura se cuenta con dos sensores del mismo tipo así se podía hacer el intercambio para bajar la información almacenada sin perder ningún período.

Lamentablemente al tener uno de humedad, era evidente contar con información intercalada sumándose a esto la mala calidad de datos provocada por el ingreso de la nieve al interior de la garita debido a su mal estado, gran parte de esta nieve se acumulaba sobre el sensor y al no contar con protección adicional ya que su terminal de medición está directamente unido a la carcasa, daba como resultado perturbación en su funcionamiento.

Por estas razones a mediados de agosto se colocó al sensor una protección que consiste en una caja plástica con perforaciones observándose una notable mejoría en la calidad de datos pero no en su totalidad ya que la nieve continua ingresando en pequeñas cantidades afectando la medición.

En consecuencia los datos del período 19/03/1999 al 21/08/1999, considerados de mala calidad no los tomamos en cuenta para el análisis.

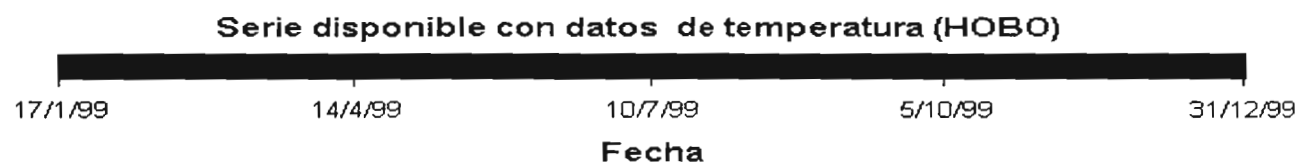
La temporada 21/08/1999 al 31/12/1999, continua bajo la influencia de pequeñas cantidades de nieve, razón por la cual los datos no parecen tan confiables y se deberá poner especial cuidado al analizarlos.

El ingreso de la nieve también pudo afectar al sensor de temperatura debido a que el termistor al estar en contacto directo con el medio ambiente pudo sufrir una pequeña acumulación de nieve.

Esta nieve provocaría perturbaciones momentáneas que no pueden prolongarse a intervalos muy largos ya que el termistor cuenta con un recubrimiento plástico dado por el fabricante que no permite que la nieve se adhiera fácilmente, además la carcasa fue introducida dentro de una caja plástica con sello hermético.

La acumulación sobre el termistor no ha podido ser verificada en las visitas de rutina pero tampoco se puede descartar el hecho que cuando existen tormentas de nieve estas afectarán a los dos sensores. Para el futuro se recomienda la rehabilitación de la garita para evitar los inconvenientes mencionados.

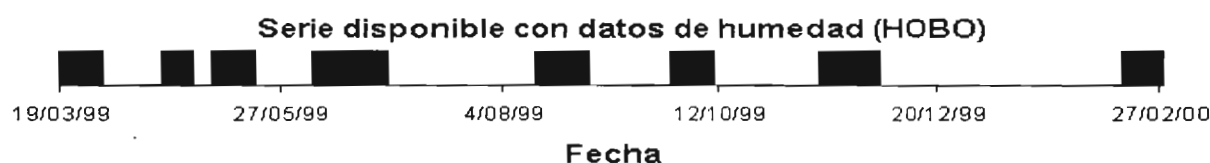
La serie de datos para la temperatura que inicia el 17/01/1999 está completo como se puede ver en la gráfica 4.8.



Gráfica 4.8.: Temporada de funcionamiento para el (HOBO), de temperatura a 4750 m.s.n.m.

La serie de humedad figura 4.9, que inicia desde su instalación el 19/03/1999 hasta el 31/03/2000 se ha tomado un período comprendido entre el 21/08/1999 al 31/12/1999, donde los datos son analizados con cuidado y presentan vacíos en las siguientes temporadas:

- Del 31 de agosto al 28 de Septiembre 1999 (retiro del sensor, para la descarga de datos).
- Del 16 de Octubre al 12 de Noviembre 1999 (retiro del sensor, para la descarga de datos).
- Del 1 de Diciembre al 31 de Diciembre 1999 (retiro del sensor, para la descarga de datos).

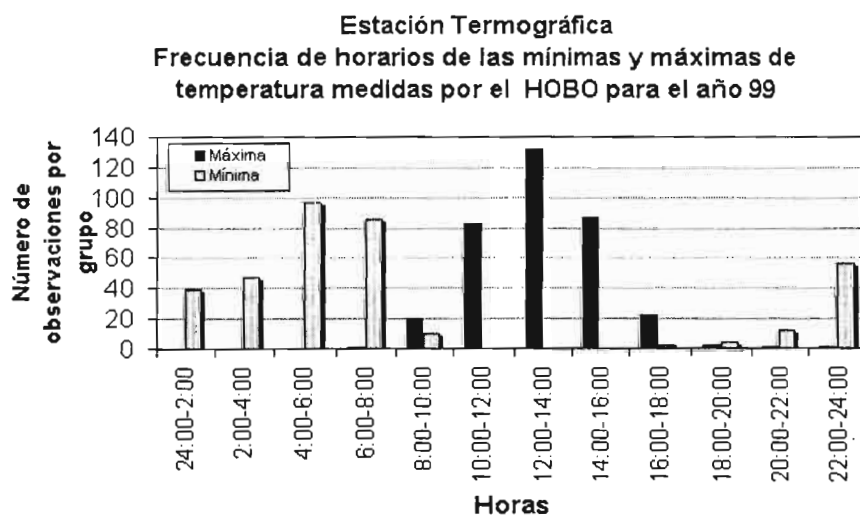


Gráfica 4.9 : Temporada de funcionamiento para el sensor (HOBO), de humedad a 4750 m.s.n.m.

c) Temperaturas máximas y mínimas diarias

Analizando la ocurrencia de las máximas y mínimas demuestran que aparentemente siguen una misma lógica para los dos casos gráfica 4.10. Las máximas ocurren entre las 12:00 y 14:00 y es poco frecuente observarlos antes de las 8:00 y después de las 18:00.

En cambio la ocurrencia de mínimas es poco frecuente durante el día hasta la caída del sol.



Gráfica 4.10.: Frecuencia de horarios de aparición de las temperaturas mínimas y máximas a 4750 m.s.n.m.

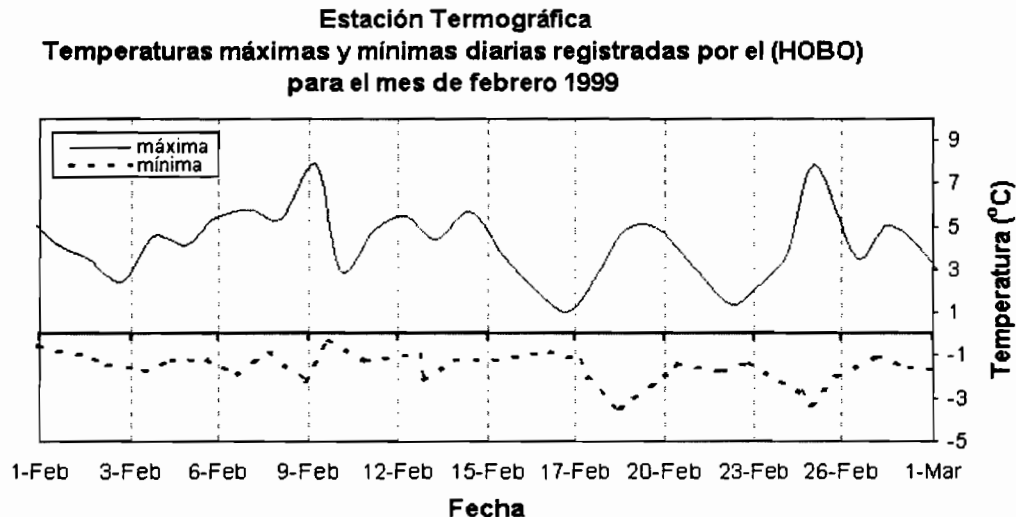
A lo largo del año 1999 los máximos diarios presentan una cierta variabilidad que oscila entre -2.9 y $+10.6$ °C, contrariamente las mínimas mantienen un rango de -4.4 a 1.19 °C.

La ocurrencia de las temperaturas máximas revelan tener un vínculo directo con la radiación neta (ref. ecuación 6.4.), cuyo intervalo de variación durante el día es aproximadamente 10 veces más grande que en la noche.

La gran variabilidad diurna de la radiación neta, explica la variación de la temperatura en la jornada diurna.

En cambio la radiación neta por su bajo rango de variación durante la noche provoca que la temperatura no tenga una amplitud considerable, esto da como resultado que en el período nocturno exista un ambiente cercano al de congelación.

Al observar la gráfica 4.11. resaltan dos casos especiales, cuando sube la temperatura máxima baja la mínima y de manera viceversa.



Gráfica 4.11.: Evolución de las temperaturas extremas diarias para el mes de febrero de 1999

El primer caso, la aparición de este fenómeno puede ser consecuencia de un día con ausencia de nubosidad donde la radiación al calentar el aire producirá un pico máximo de temperatura, mientras que en la noche al no existir presencia de nubes dará como resultado un enfriamiento extremo el aire provocando un mínimo muy negativo.

En el segundo caso, cuando la nubosidad está presente durante todo el día el máximo diurno no alcanza un valor considerable, pero en la noche con un ambiente húmedo que proporciona una radiación atmosférica provocará una temperatura mínima alta.

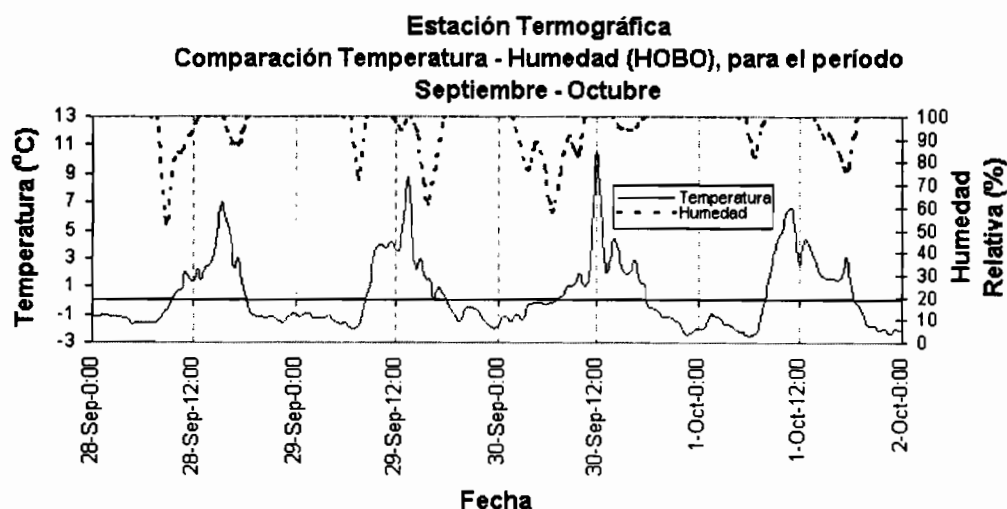
d) Análisis de los datos de humedad

▪ Comparación diaria entre la temperatura y la humedad

Al comparar los datos de humedad y de temperatura se verifica que efectivamente los datos de humedad tienen falencias con referencia a dos casos muy notorios:

1. Existe una humedad del 100% todas las noches (gráfica 4.12). Este fenómeno no es normal a pesar que la temperatura baja pero no necesariamente la humedad tiene que mantenerse al 100%.
2. Cuando ocurre un pico máximo de temperatura la humedad está al 100% lo cual no tiene mucha lógica, por lo tanto se deduce que el problema radica en la nieve acumulada sobre el sensor ya que esta tardará un cierto tiempo hasta derretirse, tiempo donde el sensor al estar saturado de humedad dará un valor de 100%.

Este mismo fenómeno puede ocurrir para los períodos prolongados donde el valor de humedad es el máximo.



Gráfica 4.12.: Comparación de la temperatura y humedad registradas por los sensores (HOBO) para el período 28/09/1999 al 2/10/1999.

La humedad y la temperatura alcanzan valores máximos al mismo tiempo lo cual no es muy dable por la frecuencia con la que ocurre este fenómeno además se puede observar la ocurrencia repentina de picos bajos de humedad, que no concuerdan con la lógica y puede deberse a que el sensor sufrió daños por el ingreso de la nieve acentuándose el hecho que existió perturbación en las mediciones de humedad.

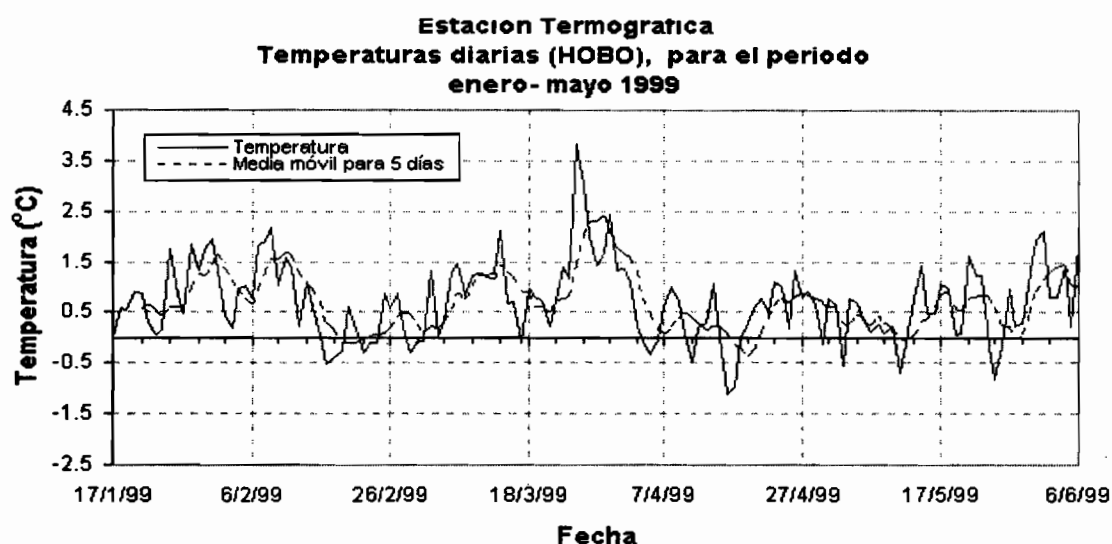
Los cambios bruscos de temperatura responden a la radiación solar que se produjo en esos instantes, lo cual es verificado con los datos de radiación y temperatura obtenidos en la estación Campbell.

Por las razones expuestas anteriormente no se pone énfasis en el análisis de los datos de humedad.

e) Promedios diarios de temperatura

Con los datos obtenidos se realizaron promedios diarios (gráfico 4.13.) estableciéndose una variabilidad entre -2.1 y $+3.8$ °C a lo largo del año 1999.

Esta variabilidad comprendida en 5.9 °C, refleja que al nivel de promedios diarios la temperatura no presenta una variación considerable.



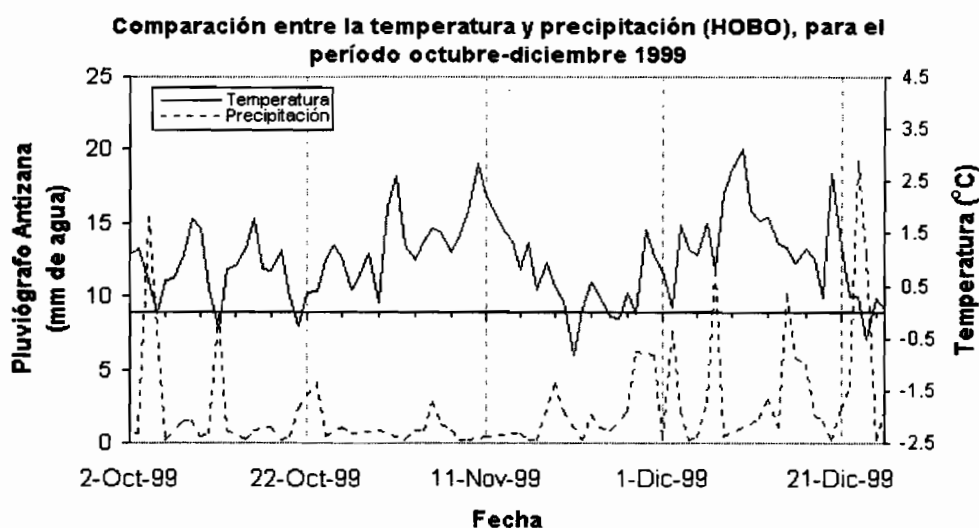
Gráfica 4.13.: Evolución de la temperatura a nivel diario para el período enero – mayo 1999.

Como se ha podido observar la temperatura está afectada por la radiación neta y su dependencia radica en mayor proporción en la radiación global emitida directamente por el sol (ondas largas: $0.32\mu\text{m} < \lambda < 2.5\mu\text{m}$) (W/m^2) (Bontron et al, 1999).

El sol puede entregar grandes cantidades de energía al suelo y a las capas bajas del aire dando como resultado una elevación de temperatura pero al existir presencia de nubosidad o precipitaciones provocarán la disminución de la energía calorífica y por ende un descenso de la temperatura.

Se ha podido observar que la presencia de las precipitaciones afectan de manera considerable en la variabilidad de la temperatura.

Por esta razón se ha tomado el período comprendido entre el 1/10/1999 al 31/12/1999 tanto para la temperatura como para la precipitación del pluviógrafo del Antizana y se establece una tendencia cíclica a subir la temperatura cuando la precipitación disminuye y de manera contraria como se puede ver en el gráfico 4.14.



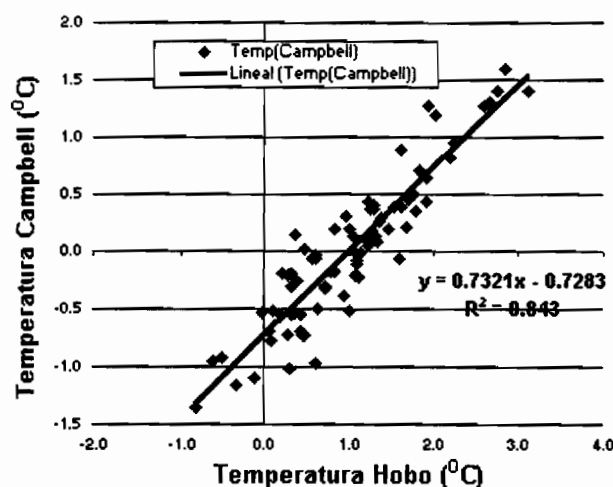
Gráfica 4.14.: Comparación diaria entre la temperatura del HOBO y la precipitación del pluviógrafo (Antizana), para el período octubre diciembre 1999

Para la explicación de este fenómeno se toma en cuenta la relación entre la temperatura y los valores de radiación, estos valores se encuentran en función de la nubosidad.

Al observar la ausencia de un cambio importante en los valores de temperatura se puede deducir que en la atmósfera no se produjo un cambio drástico en su conformación durante el año de 1999. En efecto todo este año se caracterizó por recibir la influencia del evento la Niña moderada, sin un cambio brusco a una fase cálida del ENSO (figura 1.1)

f) Correlación entre los datos de temperatura del HOBO y de la CAMPBELL

Con los datos de temperatura seca de arriba (estación Campbell) y la temperatura del Hobo correspondientes al período octubre diciembre de 1999, se realizó la correlación que puede observarse en la gráfica 4.15. dando un valor de $R^2 = 0.84$ lo cual es bastante bueno.



Gráfica 4.15.: Correlación entre las temperaturas Campbell y Hobo con promedios diarios para la temporada Octubre-Diciembre de 1999

Se debe tomar en cuenta la situación ambiental a la que se encuentra sometido cada sensor.

La estación Campbell mide la temperatura dentro del un psicrómetro con ventilación proporcionada por una microturbina. En cambio la medición de temperatura (HOB0), se realiza directamente sin ventilación y pudo estar afectada por el recalentamiento o acumulación de nieve sobre el sensor como se explica en la sección 4.2.b).

Además se debe considerar el margen de error propio de cada sensor.

Sin embargo el valor de la correlación entre las temperaturas del glaciar (4830 m.s.n.m), y la morrena (4750 m.s.n.m) dan como resultado que sus tendencias están muy relacionadas a pesar de encontrarse en zonas muy diferentes.

g) Promedios mensuales de temperatura

Los promedios mensuales (cuadro 4.1), presentan una variación no mayor a 0.83°C, y además se puede notar la ausencia de ciclicidad al igual que los promedios diarios

Meses	Temperatura	Altura del Isoterma a 0 °C	Número de días con medición
Ene-99	0.91	4890 m	14
Feb-99	0.67	4853 m	Completo
Mar-99	1.15	4997 m	Completo
Abr-99	0.41	4812 m	Completo
May-99	0.53	4830 m	Completo
Jun-99	0.78	4869 m	Completo
Jul-99	0.93	4893 m	Completo
Ago-99	0.32	4798 m	Completo
Sep-99	0.79	4871 m	Completo
Oct-99	0.84	4879 m	Completo
Nov-99	1.07	4913 m	Completo
Dic-99	1.12	4922 m	Completo

Cuadro 4.5.: Promedios mensuales de temperatura para el año 1999

El cálculo para obtener la altura de la Isoterma a 0 °C se lo realizó utilizando la siguiente fórmula:

$$Altura = A + 100 \frac{T}{0.65} \quad (4.1)$$

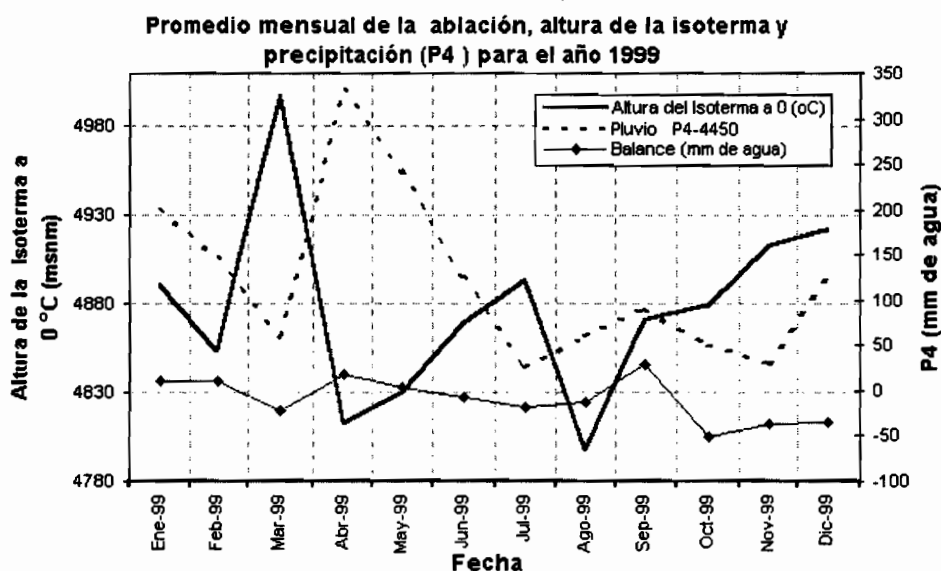
Donde: A es la altura (m.s.n.m.), a la que se encuentra instalado el sensor.
T es la temperatura mensual promedio en grados centígrados.

Con los promedios mensuales de temperatura registrados a 4750 (m.s.n.m.) se ha calculado el gradiente térmico equivalente a $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

De este valor (positivo), se puede deducir que existe una tendencia a incrementarse la temperatura al descender en altitud.

▪ Altitud de la isoterma – Posible relación con el balance y las precipitaciones

La comparación mensual entre la altura de la isoterma, la precipitación (P4) y ablación registradas durante el año 1999 gráfica 4.16. muestra para este año la estrecha relación existente entre estos tres parámetros ya que se puede ver que si la temperatura sube la precipitación descende conjuntamente con el balance mensual de igual manera de forma contraria.



Gráfica 4.16.: Evolución de la altura del Isoterma, precipitación registrada en el Pluviómetro P4 y balance para el año 1999

Las ocurrencias de estos fenómenos, pueden deberse a que la precipitación en forma de nieve se presenta aproximadamente a la altura de la isoterma a 0°C , sobre esta altura se produce una acumulación de nieve fresca, lo que dará como resultado que el valor del albedo disminuya de manera significativa impidiendo que exista un fuerte derretimiento en esta zona.

Al disminuir las precipitaciones la altitud de la isoterma sube y en la parte baja de esta altitud se nota la ausencia de caída lo que provoca que la nieve se derrita con mayor facilidad produciendo una disminución en el valor del balance.

4.3. Precipitaciones medidas por la red de pluviógrafos (1999-2000)

a) Descripción de los pluviógrafos

Las mediciones de precipitación fueron realizadas utilizando pluviógrafos automáticos:

- Marca HOBO (Event data logger, volumen de basculación 20 cm^3).

Los Pluviógrafos HOBO son muy susceptibles a recibir daños y al estar instalados en los páramos del Antizana donde no existe ninguna protección, por razones de seguridad cada uno fue introducido dentro de otro pluviógrafo convencional marca R-FUESS.

Debido al cambio de superficie en la boca de recolección que sufre el pluviógrafo (HOBO), al introducirlo en el interior del R-FUESS, se requería una recalibración que fue realizada en el

laboratorio del INAMHI, obteniéndose el nuevo coeficiente correspondiente a cada basculación igual a 0.214 mm de precipitación.

Su mecanismo es activado mediante el agua recolectada (20 cm^3), que provoca una basculación. Esto cierra momentáneamente el interruptor normalmente abierto ubicado debajo de cada punta de la balanza generando un impulso eléctrico que es enviado al módulo de memoria para ser grabado junto con la fecha y el tiempo.

En la figura 4.2. se observa un esquema de los componentes del pluviógrafo:

Componentes de los pluviógrafos (HOBO)

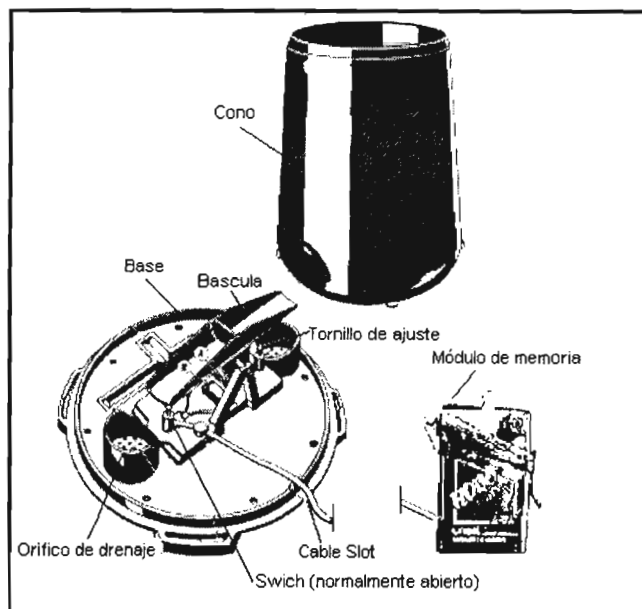


Figura 4.2.: Designación de las partes principales del pluviógrafo automático (HOBO)

Estos aparatos fueron instalados en la estación hidrológica Antizana (4.550 msnm), páramo (4430 msnm) y en el campamento de la Mica (4000 msnm). El análisis de datos se extienden desde la instalación de cada pluviógrafo hasta el 31 de marzo del 2000.

Se tomó este período de análisis en los tres pluviógrafos para contar con una gama más amplia de datos y así obtener mejores resultados.

b) Series disponibles

El funcionamiento normal de los sensores fue afectado básicamente por dos problemas:

1. Los altos valores de humedad propias de la zona ocasionaron corrosión en el sistema de plubs que une al sensor con el módulo de memoria. Esto se resolvió cambiando el anterior sistema por bornes plásticos que permiten la conexión de sus terminales mediante tornillos recubiertos con silicone logrando una impermeabilización efectiva.
2. En la tarea minuciosa que se debe realizar al momento de descargar los datos al levantar la protección del módulo existe el riesgo de desconectarlo y si el operador no tiene suficiente cuidado cerrándolo la desconexión provocara que los datos no se almacenen.

Pluviógrafo 4550 m.s.n.m. (Estación "Antizana")

El pluviógrafo de la estación hidrológica Antizana, instalado el 10 de junio de 1999 presenta vacíos en las mediciones correspondientes a las siguientes temporadas:

- Del 19 de junio al 6 de agosto de 1999 (Humedad en las conexiones).
- Del 3 de septiembre al 21 de septiembre 1999 (Humedad en las conexiones).
- Del 6 de enero al 2 de febrero del 2000 (desconectado).

Pluviógrafo 4430 m.s.n.m. (Estación "Páramo")

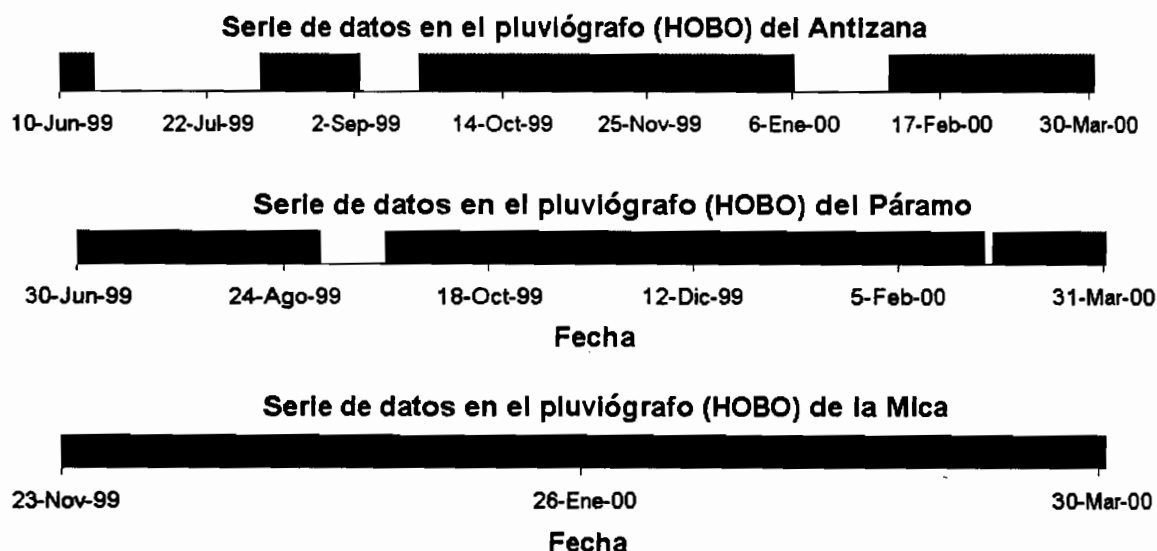
Fue instalado en el páramo el 21 de junio de 1999. Al igual que el anterior pluviógrafo presenta vacíos en las siguientes fechas:

- Del 21 de junio al 30 de junio 1999 (humedad en las conexiones)
- Del 2 al 21 de septiembre 1999 (desconectado).
- Del 28 de febrero al 2 de marzo 2000 (existió un taponamiento en el recolector, lo que ocasionó una acumulación de 12.84 mm de agua en el mismo recolector este valor se sumó al total obtenido en el mes de marzo dando un valor de 90.52 mm.)

Pluviógrafo en el campamento de la MICA (4000 m.s.n.m.)

Fue instalado el 23 de noviembre de 1999, dentro de la estación meteorológica del campamento La Mica, afortunadamente no se registran vacíos desde la fecha de su instalación.

Las temporadas con datos en los tres pluviógrafos mencionados anteriormente se ilustran en el gráfico 4.17.



Gráfica 4.17.: Período de funcionamiento para los tres pluviógrafos en el periodo junio 1999 a marzo 2000.

c) Correlaciones entre el pluviógrafo del Antizana y del pluviómetro (P₄)

El Pluviógrafo Antizana y el pluviómetro P₄ se los instaló uno cerca del otro con el propósito de realizar la correlación entre ellos.

En el gráfico 4.18. se establece que los datos de precipitaciones mensuales registradas en el pluviógrafo y del P₄ están bastante relacionados con un valor de $R^2 = 0.92$.

En la correlación se debe tomar en cuenta el margen de error producido por la diferencia de áreas entre las bocas del pluviómetro y del pluviógrafo que corresponden a 2000 cm² y 190 cm² respectivamente, también la turbulencia producida por los vientos reinantes en la zona dan como resultado que la captación de lluvia no sea la misma y por ende la pendiente de la recta no tiene un valor igual a 1 porque el pluviógrafo no toma en cuenta el 10% de precipitación recolectado por el pluviómetro.

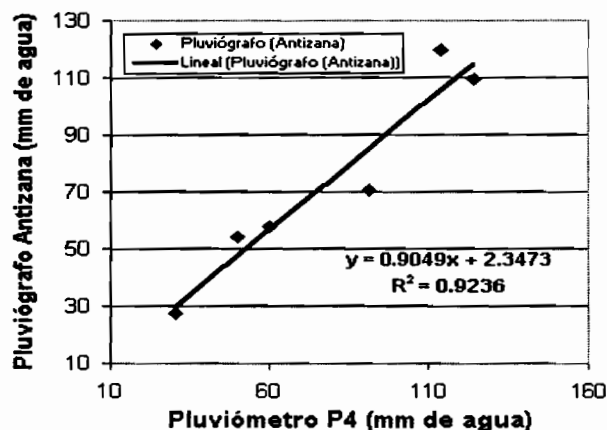


Gráfico 4.18.: Correlación entre el pluviógrafo del Antizana y el Pluviómetro P4 para el período junio 1999 – marzo 2000

En consecuencia, para realizar un estudio basado en los datos de la red de pluviógrafos se deberá multiplicar el valor obtenido por el siguiente coeficiente $\frac{1}{0.90}$

Pero este coeficiente no está considerado como exacto por la dispersión de puntos en la correlación. Necesariamente se deberá contar con un periodo más extenso de mediciones para tomarlo como fijo, además no puede ser considerado valedero para el resto de pluviógrafos ya que todos están sometidos a condiciones diferentes.

El pluviógrafo y pluviómetro al tener alturas de 80 cm y 150 cm respectivamente recolectan una cierta cantidad de lluvia, pero esta cantidad no se ha podido comprobar si es la misma cantidad que cae al suelo.

Sin embargo los datos del pluviómetro aparentemente dan una referencia confiable.

d) Correlaciones entre los tres pluviógrafos

Al observar los gráficos 4.19., 4.20., 4.21., los datos de precipitación registrados en los pluviógrafos del Antizana, páramo y la Mica, no tienen una buena relación entre ellos, a nivel diario y mensual.

Entre el Antizana y el páramo no existe una buena correlación con un valor de $R^2 = 0.6$, mientras que entre el páramo y la Mica la correlación tampoco es buena con un valor de $R^2 = 0.2$.

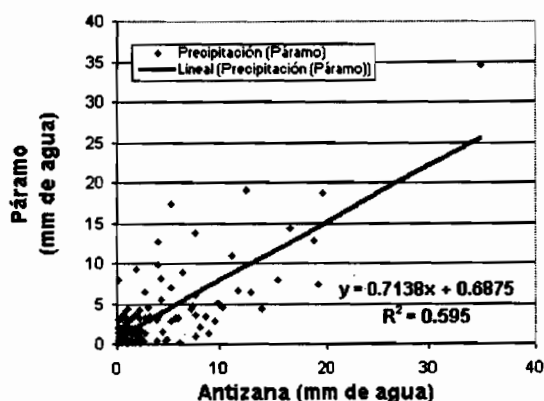


Gráfico 4.19.: Correlación diaria entre los pluviógrafos del Antizana y Páramo en el período agosto 1999 – marzo 2000

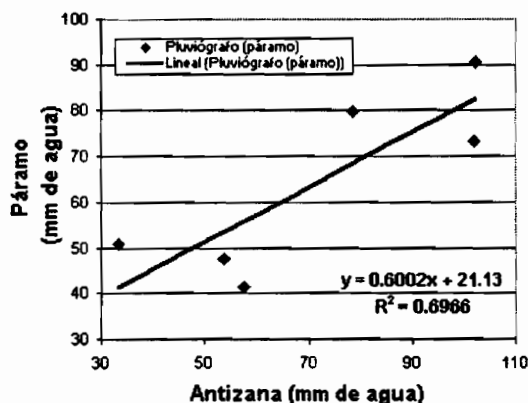


Gráfico 4.20.: Correlación entre los pluviógrafos del Antizana y Páramo a nivel mensual para el período julio 1999 – marzo 2000

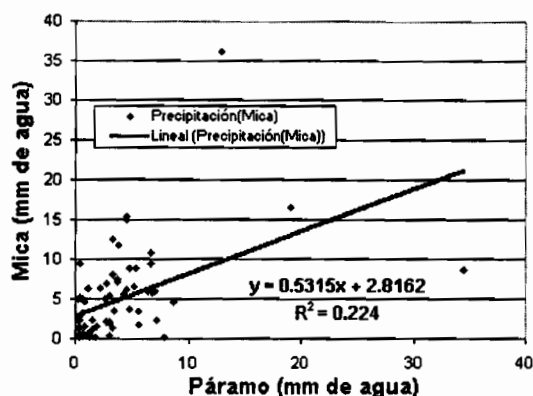


Gráfico 4.21.: Correlación mensual entre los pluviómetros del páramo y La Mica para el período diciembre 1999 marzo 2000

La mala correlación puede explicarse debido a los factores que intervienen en la distribución de las precipitaciones.

Además la dispersión de puntos por consecuencia de un período muy corto y la pérdida de datos por fallas en los aparatos ocasionaron una incertidumbre que se deberá verificar en lo posterior con una secuencia más amplia de datos

De los pluviómetros Antizana (4550 m.s.n.m.) y el páramo (4430m.s.n.m) con una diferencia altitudinal de 120 metros, se tomó la precipitación mensual (con días de medición completos) y se ha calculado un gradiente pluviométrico equivalente a 7.31mm/100m.

De este valor (positivo) se desprende que existe una tendencia a un incremento de la precipitación al pasar del páramo a la zona del glaciar.

Debido a la mala correlación entre las precipitaciones del páramo y la Mica es imposible establecer la existencia de un gradiente pluviométrico, sobre un rango altitudinal de 430 metros.

e) Análisis de los datos obtenidos

Precipitaciones mensuales:

Basándose en los datos registrados del pluviógrafo del páramo, el mes más lluvioso fue el de marzo 2000 con un valor de 90.5 mm mientras que el mes de agosto 1999 fue relativamente el más seco con un valor de 41.5 mm, con relación a los demás meses analizados.

El valor total de la precipitación mensual se indica en la gráfica 4.22. para los meses donde no existen vacíos en las mediciones.

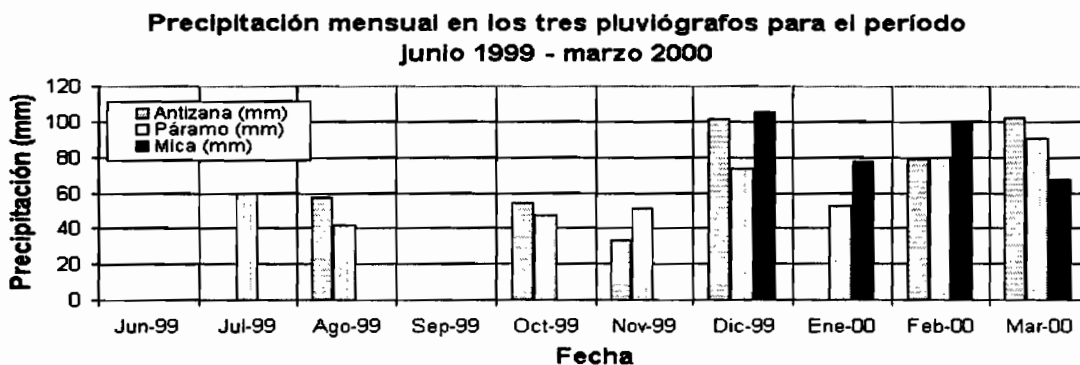


Gráfico 4.22.: Precipitación mensual en los tres pluviómetros

Los valores totales de la precipitación mensual en el cuadro 4.6., indican que no siguen una misma tendencia por lo tanto se puede ver claramente que la distribución de las precipitaciones no es uniforme a lo largo de la red de pluviómetros.

Meses	Antizana (mm)	Periodo de medición	Páramo (mm)	Periodo de medición	Mica (mm)	Periodo de medición
Jun-99	27.8	del 10 al 18		ninguno		ninguno
Jul-99		ninguno	59.3	completo		ninguno
Ago-99	57.6	completo	41.5	completo		ninguno
Sep-99	55.2	del 22 al 30	72.8	del 22 al 30		ninguno
Oct-99	53.9	completo	47.5	completo		ninguno
Nov-99	33.4	completo	50.7	completo		ninguno
Dic-99	101.7	completo	73.2	completo	105.5	completo
Ene-00	1.2	del 1 al 6	52.9	completo	77	completo
Feb-00	78.8	completo	79.8	taponamiento	99.7	completo
Mar-00	102.1	completo	90.5	taponamiento	67.6	completo

Cuadro 4.6.: Precipitación mensual con los periodos de medición para los pluviómetros del Antizana, Páramo y Mica en el período Junio1999 a Marzo200.

Esta situación puede deberse a muchos factores tales como:

- Aparentemente los vientos afectan de manera directa en la distribución de los flujos de humedad los cuales llegan con mayor frecuencia de la Amazonía (este), con respecto al nevado mientras que la red de pluviómetros al estar instalados al oeste recibirán la perturbación provocada por el nevado con la formación de pequeños anticiclones que crean una zona muerta como se ilustra en la figura 4.3.

EFFECTO ANTICICLON PRODUCIDO POR EL ANTIZANA

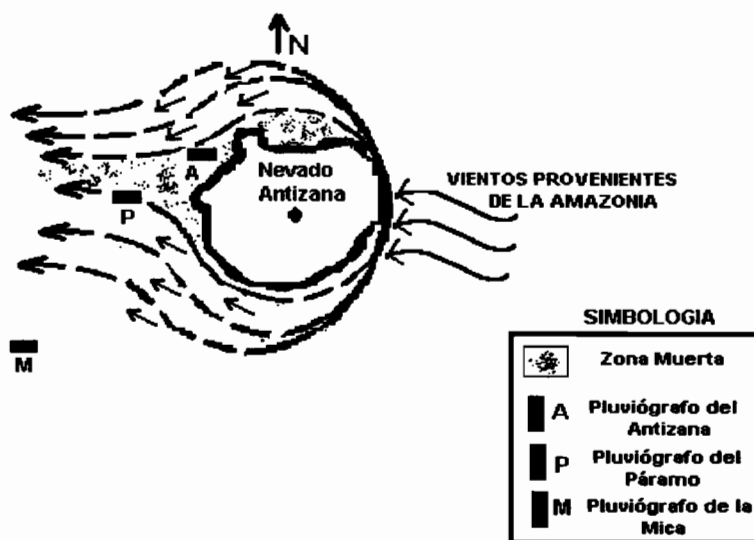


Figura 4.3.: Esquema de la formación de anticiclones por efecto del nevado Antizana

Los cambios en la dirección del viento darán como resultado que el anticiclón cambie de lugar afectando indistintamente toda la parte baja del páramo que recibe la influencia del Antizana.

- Los tres pluviómetros están instalados sobre el páramo oeste del Antizana pero están sometidos a condiciones diferentes; el pluviógrafo del Antizana se encuentra situado en una planicie junto a la estación limnimétrica, el pluviógrafo del páramo esta situado en medio de una pendiente débil, mientras el de La Mica recibe la protección de la infraestructura del campamento por lo tanto este pluviógrafo no recibe la influencia de los vientos como los otros.

- Además la diferencia altitudinal a la que se encuentran ubicados (4000, 4430 y 4500 m.s.n.m.), provoca que la cantidad de lluvia recolectada no sea en la misma proporción para cada pluviógrafo este mismo caso se puede verificar en la red de pluviómetros.

De esta manera se explica la compleja distribución de las precipitaciones a la que esta sometido el páramo y por ende nuestra zona de estudio.

5. Hidrología

1

5.1. Estación Antizana

1

- a) Datos disponibles 1
- b) Análisis elementales de los regímenes y balances hidrológicos 2
- c) Comparaciones entre el balance hidrológico y glaciológico 4

5.2. Estación Humboldt

6

- a) Esquema de la estación 6
- b) Datos de origen y estudio sencillo de los datos de altura de agua 6

5. Hidrología

5.1. Estación Antizana

a) Datos disponibles

El estudio de la estación limnigráfica Antizana finaliza el 31/1/2000. Desde esta fecha se tomaron otras mediciones, pero no pudieron ser analizados para este informe.

Desde las últimas reparaciones (en agosto 1998), la estación limnigráfica se mantiene sin mayores cambios.

La construcción en el umbral parece haber dado muy buenos resultados, ya que no se encontraron antidunas después de su ubicación en el canal. La superficie libre del canal repetía las ondulaciones de la superficie de las antidunas distorsionando la medición normal del nivel del agua en el río. Este mejoramiento elimina actualmente el trabajo tedioso de corrección de las mediciones del nivel de agua para disminuir la influencia de las antidunas.

Además, la erosión del canal parece haber sido detenida por la instalación de las placas de metal en su fondo. Así, la curva de descarga está considerada sin cambios desde el 15/04/1998. La curva de descarga fue establecida sobre la base de la fórmula de Manning para un flujo turbulento en canales abiertos (Chow *et al.*, 1994).

El mayor problema del cálculo de los caudales se basa en un conocimiento a fondo de la relación que existe entre las alturas leídas por la sonda y las que se pueden leer, lo cual exige el seguimiento de las alturas de la escala al mismo tiempo con las mediciones de la sonda. Por ejemplo, se encuentra una pequeña desviación de las mediciones de la sonda en relación con las lecturas de la escala ubicada en el río. Está viene con certeza del desplazamiento de la sonda debido a las limpiezas de la sonda, ya que la sonda se debe limpiar cada 3 semanas para impedir la presencia de sedimentos finos adentro de la misma, los cuales pueden influir sobre las mediciones.

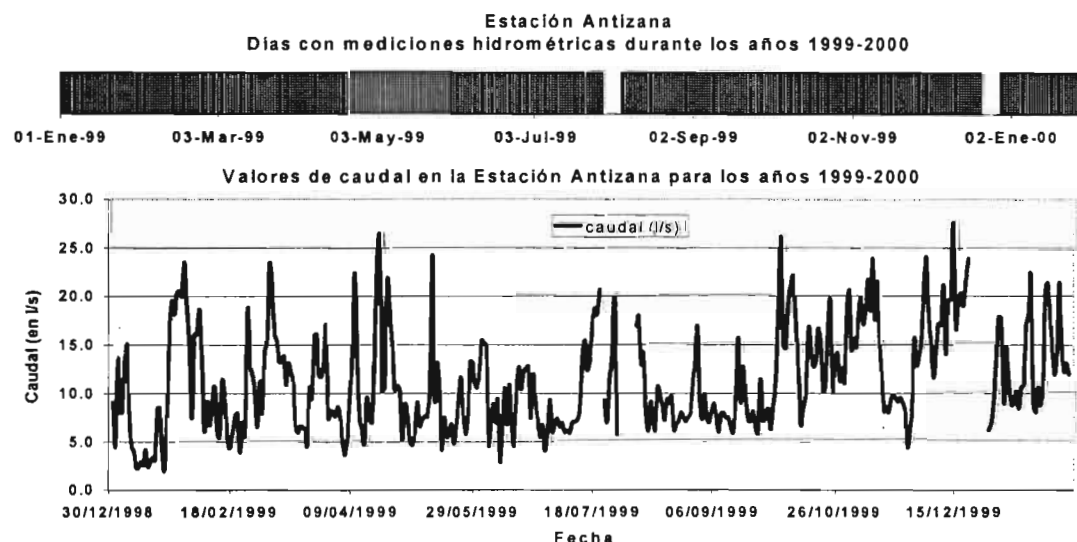


Gráfico 5.1.: Estación Limnigráfica Antizana – Días con datos y caudales diarios a lo largo del tiempo.

En el gráfico 5.1., se puede seguir el registro de datos de altura de agua en el transcurso del tiempo. Solamente dos temporadas de 5 días cada una quedaron sin almacenar mediciones de la sonda. En este gráfico se muestran también los caudales diarios en el transcurso del año 1999.

Además, se puede observar en el cuadro 5.1. los valores de caudales diarios desde el inicio del funcionamiento de la estación limnigráfica.

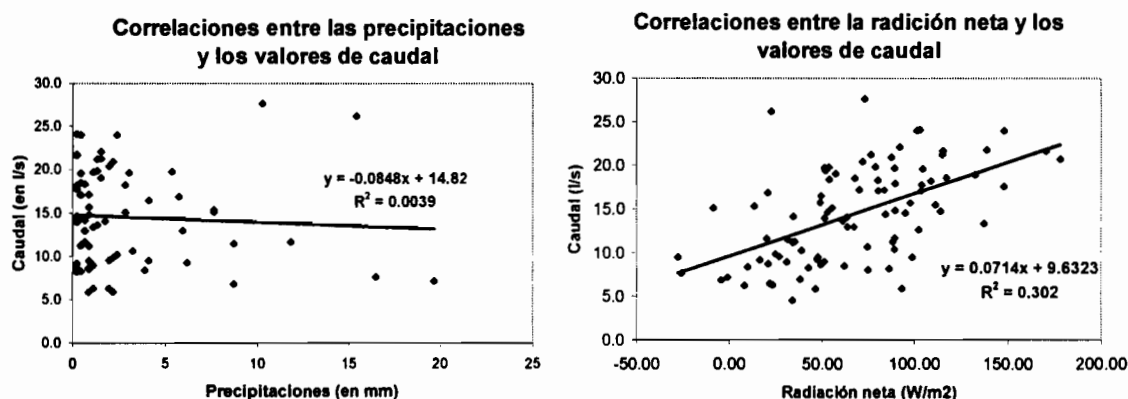
	1996	1997	1998	1999	2000
Enero	?	21.0	37.9	9.3	13.6
Febrero	?	21.4	45.7	10.1	?
Marzo	?	14.6	42.5	11.9	?
Abril	?	24.0	41.8	11.1	?
Mayo	?	31.1	44.2	8.7	?
Junio	?	29.1	22.7	9.1	?
Julio	?	27.0	16.2	10.6	?
Agosto	?	41.3	12.3	9.8	?
Septiembre	?	?	6.2	8.2	?
Octubre	?	26.5	14.9	14.5	?
Noviembre	?	27.1	13.8	13.6	?
Diciembre	17.0	23.6	10.7	17.3	?
Año	?	26.1	25.8	11.2	?

Cuadro 5.1.: Promedios diarios de caudal en la estación limnigráfica Antizana.

b) Análisis elementales de los regímenes y balances hidrológicos

La gran particularidad de la cuenca de estudio del glaciar 15 es la proporción de la superficie ocupada por los glaciares (53% de la superficie total). Este particular se reproduce en el régimen del río.

Así, el origen de la escorrentía se debe más al derretimiento del hielo y de la nieve que a las precipitaciones. Esta característica se nota por la ausencia de correlación entre los caudales y las precipitaciones (a nivel diario $R^2=0.004$). Además, la calidad de la relación entre la radiación neta y los caudales muestra la importancia del derretimiento como fuente de escorrentía (a nivel diario $R^2=0.30$).



Gráficos 5.2. y 5.3.: Correlaciones entre los promedios diarios de caudal de la estación Antizana, de radiación neta y de precipitación

En el gráfico 5.4. se observa mejor el origen de las aguas del río. La mejor explicación para la ocurrencia de caudales significativos es la energía solar. Dos o tres horas después de la ocurrencia de balances radiativos muy positivos, se ve un gran aumento del caudal medido en la estación limnigráfica. Pues, la forma de los hidrogramas se ajusta a la forma sinusoidal de los valores de radiación que se miden en la superficie del glaciar dos horas antes. Por tal razón, la presencia de precipitaciones afecta de dos maneras al caudal: 1. si la precipitación ocurre durante la noche, los caudales del día alcanzarán valores altos de acuerdo a las radiaciones; pues la precipitación no influye tanto en la escala de los caudales, 2. Si ocurren en el día, la nubosidad bloquea el paso de las radiaciones, lo que impide el derretimiento, así la precipitación hace disminuir los caudales.

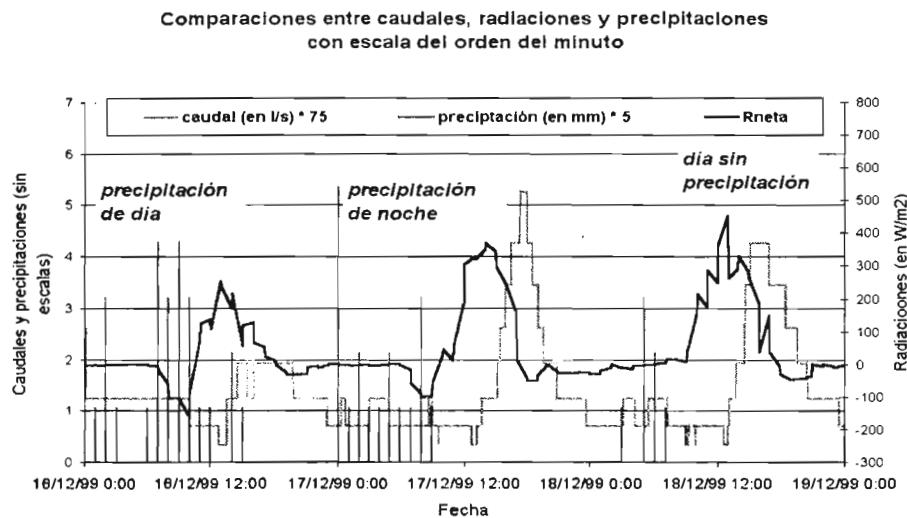


Gráfico 5.4.: Comparaciones entre caudales, radiaciones y precipitaciones al nivel de la estación Antizana con escala de tiempo del orden del minuto.

Este elemento da como consecuencia que las grandes crecidas se deban a una fusión muy alta del glaciar. Sin embargo, por la gran capacidad de absorción de agua, el páramo no permite que las precipitaciones provoquen un escurrimiento alto. Únicamente cuando existen caldas de nieve aparece una respuesta más fuerte: se produce el derretimiento de una gran cantidad de agua en un tiempo muy corto, que satura el suelo rápidamente. Así se permite una escorrentía más efectiva. Pero con cualquier hipótesis de 80 a 90 por ciento de las precipitaciones desaparece por evapotranspiración e infiltración.

Esta consecuencia se verifica en el cuadro 5.2. aunque 46 % de la superficie total esté constituida de morrena y páramo, se observa que la variabilidad de las láminas de escorrentía proviene de la fusión del glaciar. En efecto, se encuentra una gran constancia en las láminas del páramo (aproximadamente 0.20 m de agua). Sin embargo, los valores del balance en la zona de ablación (pérdida o ganancia de agua en la zona de ablación) están en una proporción de 10 veces o más. Además, durante los años de balance muy negativo, el aporte por fusión puede encontrarse 3 veces más grande que el de las precipitaciones.

Así, con la hipótesis de que la precipitación en el glaciar es totalmente productiva (con la ausencia de plantas que consumen agua se anula la evapotranspiración, y solo queda la infiltración que ocurre antes de llegar a la estación limnigráfica), se encuentra que una buena estimación del coeficiente de escorrentía anual del páramo es del orden del 10 o del 15 %. Esta estimación nos permite verificar la importancia de los glaciares en los recursos hídricos por devolver el 100 % de las precipitaciones en forma de escorrentía.

Año	1997	1998	1999
Lámina de escorrentía (en m)	0.56	0.60	0.26
Balance en la zona de ablación	-1044	-1186	-110
Lámina correspondiente (en m)	0.47	0.52	0.05
Precipitación del año (en mm) (promedio entre P2 y P3)	958	1257	1339
Lámina correspondiente a la zona productiva de la precipitación de las zonas de ablación, de páramo y de morrena (en m)	0.17	0.22	0.22
Diferencias entre lámina de escorrentía y (lámina calculada a partir del balance en la zona de ablación + precipitación)	-0.07	-0.13	0.00

Cuadro 5.2.: Comparaciones entre láminas realmente escurridas en la estación Antizana y su recálculo a partir de los datos de pluviometría y glaciología.

Aquí se nota que la superficie de la zona de ablación se limita al nivel de la zona de balance negativo. Entonces, se puede pensar que, arriba de la línea de equilibrio, el agua no escurre pero percola adentro de la capa de nieve para recongelarse de nuevo.

En el cuadro 5.2. se nota también una diferencia grande entre el volumen de agua calculado a partir de los valores del balance de masa del glaciar y los de la lámina calculada a partir de las medidas de la estación limnigráfica. Al observar la misma comparación al nivel mensual para el año 1998, se ve

un error de tamaño que aparece durante los meses de marzo y abril. Estos meses además son los de mayor caudal para 1998. Si se trata de encontrar razones que expliquen esta gran diferencia, al analizar la curva de descarga, resalta que los caudales mayores son subestimados.

Diferencias entre entre láminas de escorrentía medidas en la estación limnigráfica y láminas calculadas a partir de la ablación entre marzo y abril 1998	0.076
Diferencia final para 1998 tomando en cuenta la falta de caudal de la medición entre marzo y abril	-0.06

Cuadro 5.3.: Cálculo de la lámina escurrida en la estación Antizana para el año 1998 sin tomar en cuenta la diferencia grande que aparece entre marzo y abril.

Esto viene como consecuencia de extrapolar los caudales mayores a partir de valores pequeños, pues el comportamiento hidráulico del canal debe variar para niveles grandes de agua. En efecto, sin tomar en cuenta el error de abril y marzo (que representa 60% del error anual) el error anual entre las láminas de escorrentía medida y calculada baja de 13 cm a 6 cm.

En el futuro se deberán realizar aforos para grandes valores de caudal con la finalidad de impedir esta sub-estimación.

c) Comparaciones entre el balance hidrológico y glaciológico

• Hipótesis

La meta de este cálculo es el descubrimiento de los orígenes del agua del río. El ejercicio parece sencillo, pero exige algunas hipótesis sobre parámetros que no se pueden medir tal como las infiltraciones, la evapotranspiración, la proporción de agua que proviene del glaciar 15 β ...

Así, se toman en cuenta los siguientes elementos:

- El hielo y la nieve que se derriten en la zona de ablación se reencuentran en el río, lo que significa que la pérdida de agua a través de las morrenas o por infiltraciones arriba de la estación limnigráfica es nula. De hecho, toda la precipitación que cae en esta misma zona escurre en la estación limnigráfica. Sin embargo, el agua de fusión del glaciar proviene exclusivamente de la zona de ablación.
- La sublimación en el glaciar está considerada como nula, por ende, toda la pérdida de agua en la zona de ablación corresponde a un derretimiento.
- La fusión del glaciar 15 β es proporcional a su superficie frente al del glaciar 15 α (el β es 1.2 veces mayor). Además, su derretimiento es proporcional a su pérdida en volumen en comparación a la del α (el β pierde un volumen 1.4 veces menor cada año). Así se obtiene, que el aporte de glaciar 15 β vale 0.8 el del glaciar 15 α . Se nota que esta proporción está calculada para cada año.
- Las precipitaciones en el páramo provienen de las mediciones del pluviómetro P3, las precipitaciones en el glaciar son las medidas en el P2.
- Se estima que el coeficiente de escorrentía del páramo y de las morrenas es del 10 %. Este coeficiente fue considerado a partir de las observaciones de campo. Además, se supone que la variación del stock de agua fuera del glaciar es nula, es decir que la ganancia o pérdida de agua del páramo o por acumulación de nieve no se toma en cuenta en el cálculo de las láminas escurridas.
- Las láminas de agua escurridas por la estación limnigráfica son calculadas para temporadas determinadas por las fechas de medición del balance de masa.

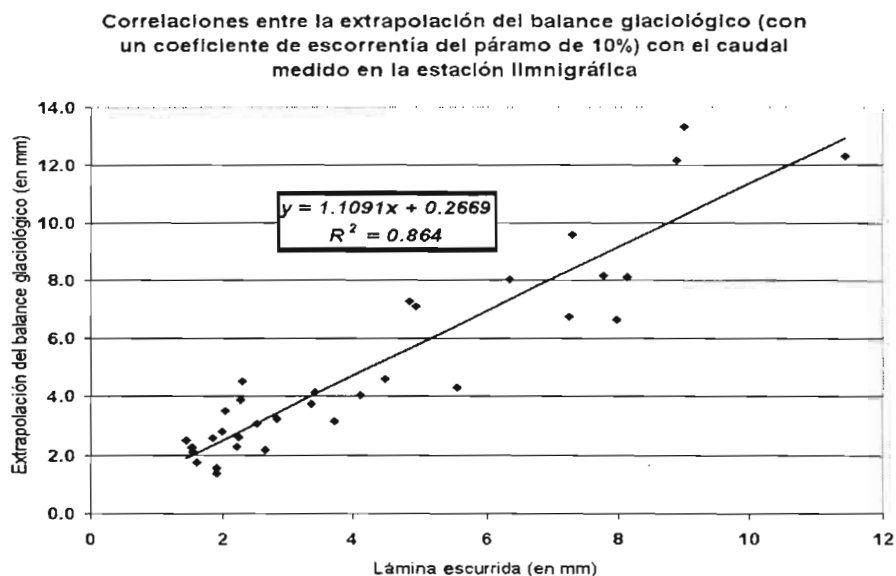


Gráfico 5.5.: Correlaciones entre la extrapolación del balance glaciológico a toda la cuenca y la lámina escurrida medida en la estación limnigráfica Antizana.

El resultado es bastante bueno ($R^2 = 0.864$, cf. Gráfico 5.5.). Esto nos permite ver que nuestros datos son muy confiables, ya que esta comparación valida los dos tipos de medición al mismo tiempo. Al contrario, una correlación mala habría puesto en duda la calidad de los dos acercamientos. Además, se nota que la pendiente de la curva tiene una tendencia muy cerca de 1 y la ordenada al origen se acerca a 0, lo que nos permite pensar que nuestras hipótesis sobre los orígenes del agua son bastante exactas.

Comparaciones entre láminas de escorrentía medidas y láminas calculadas a partir de los valores de ablación de 1997 a 1999

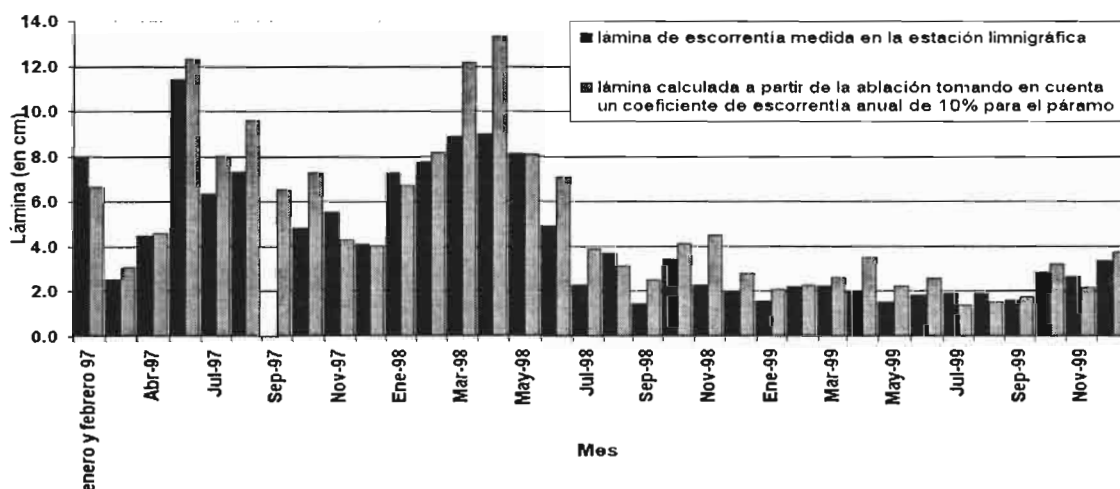


Gráfico 5.6.: Comparaciones entre láminas de escorrentía medidas y láminas calculadas a partir de los valores de ablación de 1997 a 1999.

Al mirar el gráfico 5.6. se observa que los valores menores de fusión permiten una revalidación satisfactoria de los caudales medidos en la estación limnigráfica. Sin embargo, se observa de nuevo la sub-estimación de las láminas escurridas en el caso de crecidas de mayor importancia.

- ¿Cómo mejorar la relación entre las 2 variables?

Las mayores incertidumbres y sus correcciones son las siguientes:

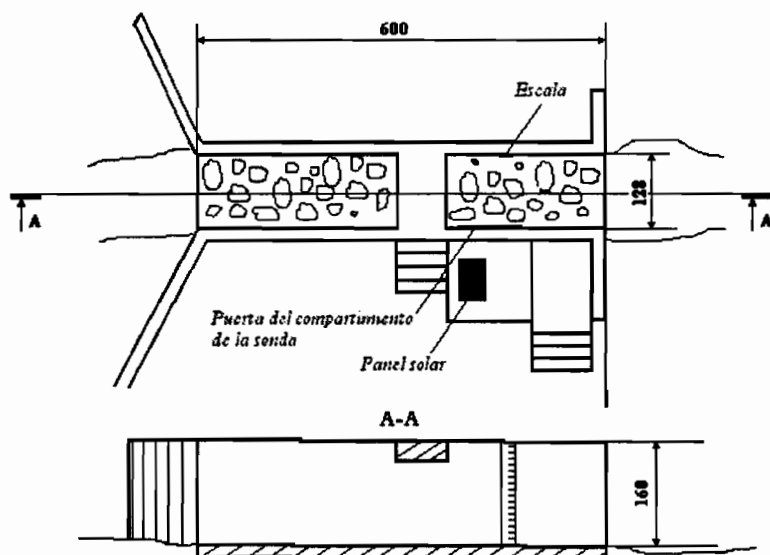
1. El conocimiento de los aportes del glaciar β y las pérdidas de agua al pasar la morrena no son todavía muy conocidos. Este parámetro podrá ser evaluado con la ayuda de campañas de aforos.
2. Se debe buscar un coeficiente mensual de escorrentía superficial para el páramo, lo que se obtendría por análisis precisos de la respuesta de páramo a las precipitaciones a partir de los hidrógramas y de las mediciones instantáneas de lluvia.
3. Es necesario tener una idea de las pérdidas de agua por sublimación, lo que se conseguiría mediante mediciones en el campo con lisímetros.

Además, estos parámetros ya pueden ser estimados estadísticamente. El cálculo se hace para conseguir el mejoramiento de las correlaciones precedentes variando el valor de cada parámetro.

5.2. Estación Humboldt

a) Esquema de la estación

La estación Humboldt fue construida durante el mes de abril 1999 (cf. esquema 5.1.). Se la equipó con un sensor de presión y un módulo de almacenamiento de datos de tipo Chloe similar al de la estación Antizana. Debido a una avería electrónica, la estación no pudo funcionar correctamente antes del 01/11/1999. Sin embargo, el registro de datos es completo desde la reparación de la Chloe. No parece que la estación tenga problemas de antidunas como en la de la cuenca de glaciar 15. En consecuencia, las mediciones están tomadas con un intervalo de tiempo de 5 minutos para reducir la cantidad de datos almacenado en los cartuchos.



Esquema 5.1.: Plano de la estación limnográfica Humboldt.

La curva de descarga todavía no ha podido ser calculada. La recolección de los datos necesarios para su realización será una de las prioridades del próximo ciclo hidrológico.

b) Datos de origen y estudio sencillo de los datos de altura de agua

La estación funcionó sin pérdidas de datos desde el 1/11/1999. Por lo tanto, se registraron más de 5 meses sin averías de la estación. Ningún estudio ha sido hecho todavía, ya que la curva de descarga de la estación no existe, pero ya se pueden notar algunas características interesantes del régimen del río en la estación Humboldt.

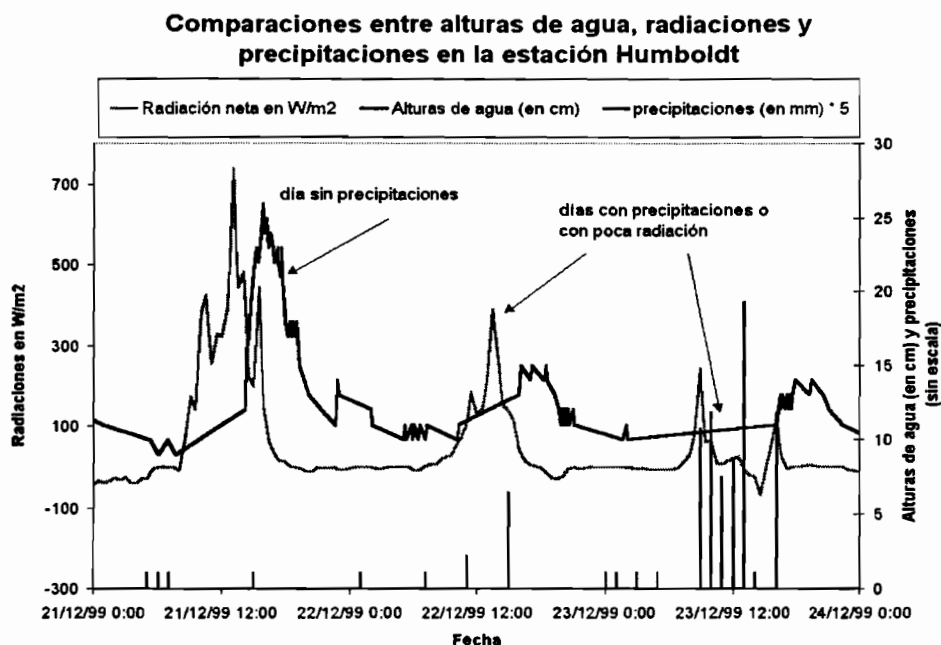


Gráfico 5.7.: Comparaciones entre alturas de agua, radiaciones y precipitaciones en la estación Humboldt.

En el gráfico 5.7. están dibujados al mismo tiempo las precipitaciones al pie de glaciar 15, la radiación neta medida en la superficie del glaciar 15 y las alturas de agua medidas en la estación Humboldt. Se nota la fuerte variabilidad y la estrecha relación que existe entre la radiación neta y la presencia de crecidas diarias. Además se nota que la presencia de precipitaciones muy fuertes no tiene necesariamente como consecuencia la producción de una crecida fuerte. Estas especificaciones son las de una señal bastante influenciada por los aportes de los glaciares, lo que no parecía evidente antes de construir la estación. Sin embargo, se debe notar que la cuenca, por estar mayormente cubierta de páramo, tiene un comportamiento hidrológico más complejo que la del glaciar 15: se observó una crecida muy fuerte después de una caída de nieve muy grande que se derritió rápidamente; esta crecida hace pensar que las crecidas máximas ocurrirán con este tipo de evento. El páramo tendría "dos tipos" de coeficiente de escurrimiento: uno muy pequeño para las precipitaciones débiles y uno más grande durante el derretimiento de capas importantes de nieve que precipitaran bruscamente.

• Objetivo futuro

Los estudios de las láminas de agua escurridas en la estación Humboldt tendrán como meta una mejor separación de los orígenes del agua. Se los deberá clasificar para entender los diferentes tipos de crecidas que ocurren. Por eso, se prevee la construcción de una nueva estación hidrológica en el mismo río, al pie del glaciar de los Crespos, para conocer las cantidades de agua que provienen de los glaciares.

Sin embargo, algunos parámetros y estudios son indispensables para el entendimiento de los regímenes del río en la estación Humboldt:

- el cálculo de la curva de descarga de la estación Humboldt,
- la investigación de la superficie de la cuenca de la estación Humboldt y la elaboración de una carta de isoyetas por razones de la gran variabilidad de las precipitaciones en los alrededores del Antizana,
- la diferenciación de los orígenes del agua para la cuenca del glaciar 15 y para la cuenca de la estación Humboldt (isótopos, uso de trazadores químicos, análisis de los hidrogramas y de algunas crecidas típicas...); un mejor conocimiento de las infiltraciones, de la evaporación y de los coeficientes de escurrimiento según el tipo de páramo (páramo de pendiente o páramo de fondo de valle) o la presencia de morrena, lo que requiere la determinación de las superficies cubiertas y descubiertas por las plantas.

6. Micro-meteorología sobre el glaciar**1****6.1. Estación Campbell 4950m****1**

- | | |
|--|----|
| a) Datos disponibles, calidad de la información recogida | 1 |
| b) Descripción de la estación en su configuración de 1999, cambios y correcciones necesarias | 2 |
| c) Temperaturas en el aire | 4 |
| d) Humedad relativa del aire | 8 |
| e) Balance Energético y Radiativo | 10 |
| f) Velocidad y dirección del viento | 16 |
| g) Mediciones con la sonda a ultrasonidos | 19 |

6.2. Primeros análisis y resultados**21**

- | | |
|--|----|
| a) Mejoramiento de las correlaciones existentes entre Rneta medida y Rneta calculada, interés en caso de espacialización de la radiación neta | 21 |
| b) Mediciones del flujo turbulento de calor sensible, primeras comparaciones con los datos de la estación Campbell | 22 |
| c) Contexto climático - Influencia de los eventos El Niño sobre la meteorología de la región del Antizana | 24 |
| d) Primeras relaciones entre micro-meteorología y fusión - importancia de la altura de la línea de nieve en la espacialización del balance radiativo | 25 |
| e) Relación entre el balance radiativo y el caudal de la estación limnigráfica para intervalos de tiempo más cortos (4 días) | 28 |
| f) Objetivos futuros correspondientes a la estación | 29 |

6.3. La nueva estación SAMAE1**30**

- | | |
|--|----|
| a) Plano de construcción y especificaciones | 30 |
| b) Primeras mediciones, comparaciones con la estación Campbell 4950m | 31 |
| c) Objetivo de espacialización | 31 |

6. Micro-meteorología sobre el glaciar**6.1. Estación Campbell 4950m****a) Datos disponibles, calidad de la información recogida**

El estudio de la estación Campbell 4900 m.s.n.m. se refiere al período de tiempo de medición que se extendió del 03/09/1998 al 27/03/1999. Desde esta fecha, otras mediciones fueron tomadas, pero no pudieron ser explotadas para el análisis del informe. Sin embargo, se nota que los valores del mes de marzo podrán cambiar un poco en el futuro cuando la mediciones tomadas después del 27/3/2000 estén incluidas en los registros.

Desde la reinstalación de la estación a una altura de 4900 m.s.n.m. hubieron tres temporadas principales de pérdidas de datos. La primera ocurrió entre el 12/2/1999 y el 21/4/1999. La estación se averió sin que se pueda directamente saber cuales fueron las razones del mal funcionamiento. Se bajó el CR10 (módulo de control) el 4/3/1999 y al chequear los circuitos en Quito, se descubrió que el CR10 estuvo dañado por la alta corrosión razón por la cual tuvo que ser mandado a Francia para su reparación. Hizo falta esperar hasta que recibamos el módulo de control CR10X de cambio para colocarlo en el glaciar el 21 de abril 1999.

Sin embargo, la estación funcionó bastante bien, pero con ausencia de datos (Sonda y después las direcciones del viento y por fin las temperatura húmeda de abajo y la temperatura seca de arriba). Se trató de encontrar las razones de estas fallas pensando que eran consecuencias de la alta humedad al interior de la caja del CR10X. Además se produjeron algunos problemas de comunicación entre el teclado y el CR10X a partir de mayo (19/5/1999), con lo cual no se pudo comunicar con la estación a partir del 29/7/1999. Así se bajó la estación a Quito el 19 de Agosto.

Al chequear el teclado se encontró que este se averió por la humedad. Se debió esperar una semana para que se lo repare y que se pueda de nuevo revisar la estación. Se la reinstaló el 31 de agosto.



Gráfico 6.1.: Temporadas de funcionamiento de la estación Campbell 4900 m.s.n.m.

Desde esta fecha, la estación está midiendo sin interrupciones de largo tiempo. Los únicos problemas de registro de datos ocurrieron entre el 9/9/1999 y el 20/9/1999 por la presencia de humedad al interior del teclado lo que impidió la comunicación con la estación. Por fin, las únicas pérdidas ocurrieron entre el 2/3/2000 y el 15/3/2000 durante el cambio de sitio de medición que obligó bajar la estación a Quito para readecuarla, tratando de colocarla en la mejores condiciones posibles.

En consecuencia, la estación actualmente está en buen estado de funcionamiento para realizar mediciones continuas. Los principales problemas de medición debido a la humedad son ya conocidos y pueden ser evitados. Así, se compró un nuevo teclado de respaldo y una nueva caja más hermética para que el CR10X no esté muy afectado por la humedad. Además, se notó que la estación no puede ser reparada en el campo, debido a las malas condiciones meteorológicas que imperan sobre el glaciar. Así, cada vez que se presentan problemas de medición que no pueden ser resueltos en dos o tres visitas al campo, la estación debe ser bajada y reparada en Quito, lo que permite perder la menor cantidad de datos, ya que todas las mediciones son indispensables para el buen conocimiento del balance energético. Además, se observó que si ocurre un problema, que sea de otro tipo que una mala conexión, se debe generalmente a problemas internos en la estación (electrónico o de programación). Así, la solución no puede ser encontrada sobre el glaciar, ya que generalmente se necesitan algunos días de investigación.

b) Descripción de la estación en su configuración de 1999, cambios y correcciones necesarias

Después de un daño grave debido a una corrosión alta de las pistas del CR10, la estación Campbell fue desconectada el 12/02/1999. El módulo CR10 fue cambiado después para poner un nuevo módulo CR10X el 21/04/1999. Se aprovechó de esta transformación para bajar la estación a Quito, revisarla y programarla de nuevo. De esta manera, desde la reprogramación, no ocurrieron mayores dificultades en los datos.

La estación micro-meteorología dispone ahora de sensores para medir los datos siguientes:

<i>Variable medida</i>	<i>Tipo de sensor</i>	<i>Altura del aparato</i>	<i>Precisión de la medición</i>
Temperatura del aire, °C	Termopares Co-Cst*	30 y 180 cm	± 0.3°C
Temperatura de control, °C	(idem)	30 cm	(idem)
Presión de vapor, hPa	Termopares Co-Cst (muselina húmeda)	30 y 180 cm	± 0.3 hPa
Velocidad del viento, m.s ⁻¹	Campbell 05103-Young	30 y 180 cm	1.5%
Dirección del viento, °	Campbell 05103-Young	30 y 180 cm	±3 °
Radiación de ondas cortas, W.m ² Onda incidente y reflejada	Campbell SP1100 (0.35 < λ < 1.1 μm)	100 cm	±3%
Radiación neta, W.m ²	Bilanómetro Q-7	100 cm	de ±3% a ±10% **
Ablación, cm	Sonda a ultrasonidos SR50	aproximadamente 150 cm	± 1 cm ***

* Co-Cst es el símbolo de cobre-constantan.

** La precisión de la medición varía según la horizontalidad del sensor.

*** La sonda tuvo algún daño que la descalibró, este valor es el del manual, la precisión real es menor pero está controlada con mediciones directas.

En la superficie del glaciar, las fuertes radiaciones incidentes y reflejadas influyen las mediciones de las temperaturas. Así, los termopares que permiten conocer los valores de temperaturas y de humedad están colocados dentro de psicrómetros. En este aparato están fijados dos termopares ventilados, uno seco y el otro cubierto por una muselina húmeda. La ventilación de 4 m.s^{-1} es producida por pequeños ventiladores.

Además, en la última configuración de la estación micrometeorológica se realizaron algunos cambios.

- Se quitaron los termopares puestos en el hielo para medir la temperatura de la capa de hielo situada a un metro debajo de la superficie del glaciar. Estas mediciones tenían un error muy grande para que puedan servir a ciertos cálculos de flujos geotérmicos de energía y de variación del stock de calor sensible por la capa superficial del glaciar. Además, se encontró en los estudios del glaciar del Zongo en Bolivia lo siguiente (Wagnon; 1999):

1. El flujo geotérmico o flujo de calor por conducción en la nieve/hielo G , se define como:

$$G = -K \frac{\partial T_i}{\partial z} \quad (6.1.)$$

Donde: T_i es la temperatura en K de la nieve/hielo a una profundidad z .

K no es una simple constante física. K cambia con la profundidad y el tiempo, porque el valor volumétrico de K es dependiente de la conductividad de las partículas del suelo.

G tiene el valor de cero en el transcurso del año para un glaciar isotérmico. En efecto, debajo de los 50 cm desde la superficie del glaciar, T_i adquiere el valor de 0°C para cualquier período del año.

2. La variación del stock de calor sensible ΔQ_s entre la superficie y una profundidad d se escribe de la manera siguiente:

$$\Delta Q_s = \int_0^d \rho_i c_i \left(\frac{\partial T_i}{\partial z} \right) dz \quad (6.2.)$$

Donde: ρ_i es la masa volumétrica de la nieve/hielo (en kg.m^{-3})

C_i es la capacidad calorífica de la nieve/hielo ($C_i \approx 2090 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$).

ΔQ_s , puede ser evaluado a partir de mediciones de temperatura en la nieve/hielo. Pero los perfiles de temperatura obtenidos diariamente se mantienen similares durante el transcurso del año: casi todos los días, en los alrededores del mediodía, el hielo regresa a su situación isotérmica con temperatura cerca del punto de fusión para cualquier profundidad. En consecuencia, si se toman en cuenta ciclos diarios, ΔQ_s se hace nulo casi todo el año, por lo que la ganancia diaria se pierde en la noche. Así, se considera que ΔQ_s es nulo.

G y ΔQ_s son los dos únicos términos del balance energético (ecuación (5.3.)) que necesitan conocer con precisión los perfiles de temperatura en el suelo.

En consecuencia, no hace falta medir las temperaturas en el hielo, ya que los flujos de calor que residen dentro del hielo son despreciables.

- Además, fue necesario realizar mediciones de control para comprobar los datos de temperatura húmeda de abajo. Después de la reinstalación de la estación, los sensores de temperatura de abajo parecieron dar mediciones fuera de la realidad. Para comprobar esto, colocamos un termopar de control. Nos dimos cuenta después que el error de medición venía de algún corto circuito que hacía un termopar adicional, distorsionando la medición. Sin embargo, se dejó el sensor de control, y desde hace poco tiempo atrás otras temperaturas de control fueron colocadas. El objetivo es buscar el error sobre cada medición. En efecto, el error de medición del termopar es de $\pm 0.3^\circ\text{C}$, y estas temperaturas entran en el cálculo fino de los flujos de calor sensible y latente. Tal precisión de los sensores no puede ser aceptable para estos cálculos. Pero, se toman en cuenta los promedios de media hora. Entonces, si se considera que el error de medición sigue una ley del tipo gaussiana, se deduce que el error promedio de medición tiende a cero. Con las temperaturas de referencia se tiene como objetivo el de verificar que los valores promedios de los dos sensores que miden la misma variable tienden hacia el mismo valor para una gran temporada. Así, se demostraría que el hecho de tomar en cuenta los promedios diarios permitiría disminuir sensiblemente el error de medición.

Por fin, tendremos cuidado con algunos datos que tuvieron problemas en ser medidos. Los diversos problemas que se encontraron serán desarrollados en la parte relativa a cada sensor.

c) Temperaturas en el aire

Se observó en el punto 6.1.a) las temporadas con pérdidas de datos debido a un mal funcionamiento de la estación Campbell. Además de estas faltas de mediciones, otros períodos sin medición ocurrieron para cada sensor. Las temporadas con mediciones de temperatura pueden ser consultadas en el gráfico 6.4. La temperatura de abajo fue medida a una altura de unos 30 cm del suelo, y la de arriba a unos 180 cm del suelo. Se nota que desde el 4/4/2000, se tomó otra referencia para la medida de la altura de los psicrómetros: anteriormente esta altura se medía a nivel del eje del tubo de salida del aire, ahora, se toma a la altura de la entrada del aire en el psicrómetro, ya que la temperatura real del aire tiene más que ver con la del aire de la entrada.

Se nota que la cantidad de fallas en los datos de temperaturas son más numerosas que las que corresponden a la suspensión de registro ocurrida en la estación. En efecto, estas variables están medidas con ayuda del multiplexor AM 446, el cual es muy sensible a la humedad, por ende las medidas se suspendieron con más frecuencia.

Una avería de este tipo ocurrió entre el 18/2/2000 y el 2/3/2000. Parece que el multiplexor hizo mediciones de los sensores alternativamente sobre el mismo puerto, así las mediciones registradas fueron los promedios de todas las temperaturas medidas. Por esta razón, todos los valores de temperatura no podrán ser utilizados. La estación ha tenido el mismo problema entre el 6/1/1999 y el 8/2/1999 y entre el 7/6/1999 y el 12/6/1999. Además, en el cambio del módulo CR10 por el CR10X entre el 21/4/1999 y el 23/4/1999 produjo un desvío importante de los valores de temperatura. Como consecuencia, estos períodos fueron considerados con fallas en los datos.

Otras incertidumbres ocurrieron en las mediciones de temperatura de la estación con relación a las mediciones de temperatura de abajo: se notaron imprecisiones en los valores de temperatura seca y húmeda de abajo que fueron medidas entre el 31/8/2000 y el 25/11/2000. Algunas veces, estas mediciones pueden ser raras: la temperatura húmeda de abajo se encontraba mayor que la temperatura seca con frecuencia durante la noche, la temperatura seca podía llegar a valores muy altos ($+15^{\circ}\text{C}$). El problema fue encontrado en la estación el 25/11/1999, cuando se hallaron cortos circuitos en los cables de los termopares del psicrómetro de abajo, los cuales formaban un nuevo termopar en serie.

Para conocer con más precisión cuales son las temporadas distorsionadas, se realizaron unos tests los cuales fueron aplicados a las temperaturas de este período. Primeramente, se buscaron épocas cuando la temperatura húmeda a una altura fija es mayor que la temperatura seca. Además, se observó a lo largo del tiempo los gradientes de temperatura seca y húmeda según la altura de medición (de día este gradiente debe ser positivo (capa de aire caliente), y de noche, debe ser negativo; además este gradiente no puede ser demasiado grande). Un último test puede ser el de mirar los valores extremos en relación con los valores típicos en el glaciar

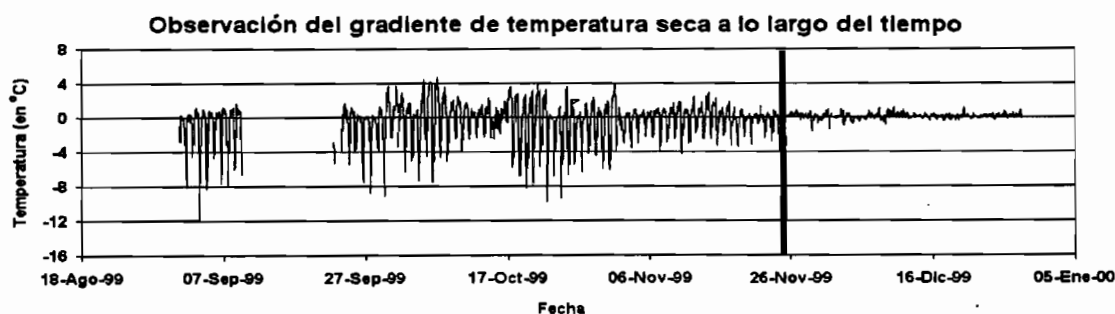


Gráfico 6.2. Observación del gradiente vertical de temperatura seca a lo largo del tiempo.

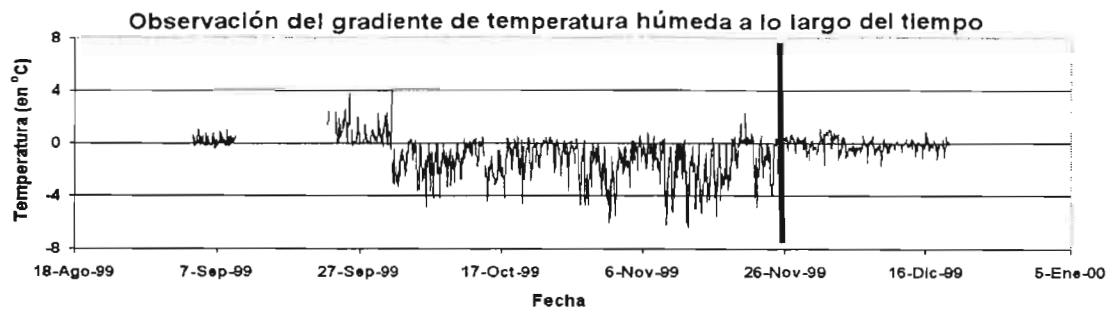


Gráfico 6.3.: Observación del gradiente vertical de temperatura húmeda a lo largo del tiempo.

Al mirar los valores de temperatura y los gradientes con la altura, se observa un cambio brusco de comportamiento en la fecha del 25/11/1999. Así, se consideró que en el período anterior las mediciones fueron perturbadas por un corto circuito. Se busca una corrección posible de estos datos para poder utilizarlos en los cálculos de flujos turbulentos. Sin embargo, cualquier utilización de estos datos no sería posible sin corregirlos, por ende, esta temporada fue considerada sin mediciones de temperatura en el psicrómetro de abajo. Este problema fue también la razón por la cual se eliminaron las conexiones azules de tipo cobre-costantan, por haber estado siempre afectadas por la humedad, estas se desconectaban con frecuencia.

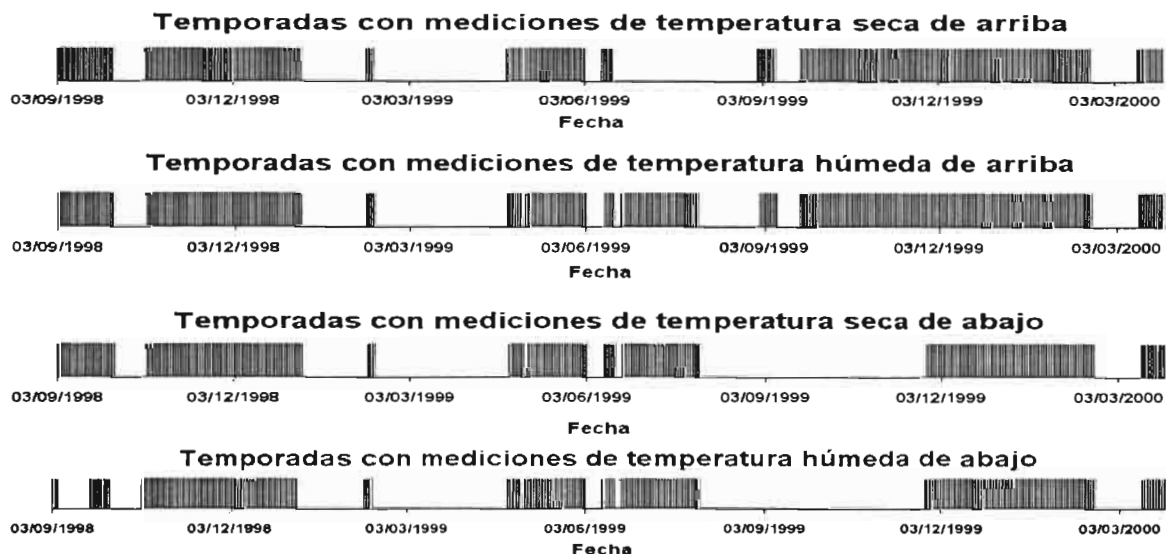


Gráfico 6.4.: Temporadas con mediciones de temperatura seca y húmeda para los dos psicrómetros.

Después del 25/11/1999, los datos de temperatura pueden ser considerados como buenos. Para comprobar la calidad de las mediciones de las temperaturas, se utilizó un termopar de control de la temperatura húmeda de abajo. De estos datos se pueden sacar algunas conclusiones.

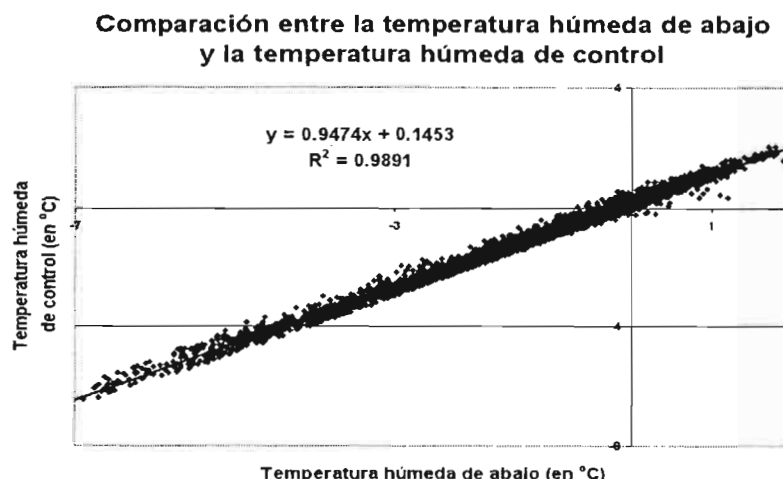


Gráfico 6.5.: Comparación entre la temperatura húmeda de abajo y la temperatura húmeda de control.

Se comprobaron las mediciones de temperatura húmeda con la ayuda de un sensor suplementario. Se encontró que la fiabilidad de las mediciones de temperatura es bastante buena ($R^2=0.989$), aunque los errores puedan ser bastante importantes (hasta un grado centígrado entre los dos sensores lo que equivaldría a más de $2 \times 0.3^\circ\text{C}$ de la precisión de los termopares). Este elemento permite pensar que el cálculo de un promedio de las dos mediciones daría un mejor conocimiento de las temperaturas. Además, el control de las mediciones de temperatura permite ver cuando una temperatura tiene una real distorsión: una diferencia grande significa que una de las mediciones fue distorsionada.

En el gráfico 6.6. se muestra el gradiente de la temperatura seca (relacionado con la altura) en función del tiempo. En la superficie del glaciar se observa el fenómeno de capa de aire caliente, tal como fue encontrado en Bolivia por P. Wagnon.

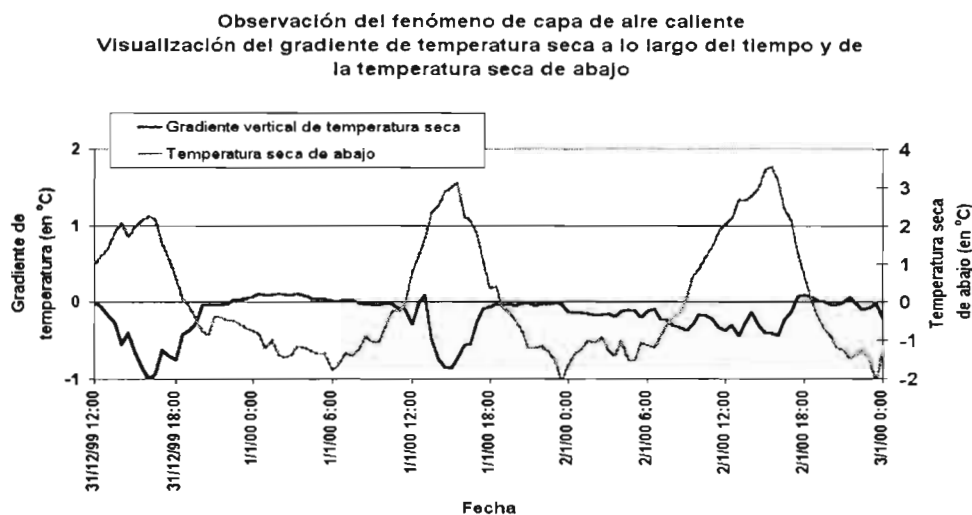


Gráfico 6.6.: Observación del fenómeno de capa de aire caliente – gradiente de temperatura seca a lo largo del tiempo.

Sin embargo, se nota que en el glaciar 15α del Antizana, este tipo de evento no es diario. Durante la noche, pueden ocurrir algunas inversiones del gradiente de temperatura seca, pero este fenómeno no genera capas de aire caliente, ya que las temperaturas también son negativas: la capa de aire es inestable.

Estos aspectos son muy importantes para la aplicación del método de cálculo de los flujos turbulentos (cf. 6.2.b)).

En los cuadros 6.1. se recapitulan los valores promedios de temperatura para los meses de medición a la altura de 4900 m.s.n.m. Para cada mes se nota el número de días que se utilizó en el cálculo de los promedios mensuales, ya que algunos meses tuvieron pocas mediciones.

Promedios mensuales para la temperatura seca de arriba							
primera temporada							
mes	Sep-98	Oct-98	Nov-98	Dic-98	Ene-99	Feb-99	Mar-99
promedio (°C)	0.20	0.29	0.24	-0.04	0.63	-	-
número de días con mediciones	26 días	12 días	30 días	31 días	5 días	-	-
segunda temporada							
mes	Abr-99	May-99	Jun-99	Jul-99	Ago-99		
promedio (°C)	-0.17	-0.22	0.01	-	-		
número de días con mediciones	6 días	29 días	6 días	-	-		
tercera temporada							
mes	Sep-99	Oct-99	Nov-99	Dic-99	Ene-00	Feb-00	Mar-00
promedio (°C)	-0.52	-0.23	-0.05	0.13	-0.40	-0.56	-0.47
número de días con mediciones	15 días	31 días	30 días	31 días	31 días	17 días	11 días

Promedios mensuales para la temperatura húmeda de arriba							
primera temporada							
mes	Sep-98	Oct-98	Nov-98	Dic-98	Ene-99	Feb-99	Mar-99
promedio (°C)	-0.85	-0.44	-1.00	-1.81	-0.48	-	-
número de días con mediciones	26 días	12 días	30 días	31 días	8 días	-	-
segunda temporada							
mes	Abr-99	May-99	Jun-99	Jul-99	Ago-99		
promedio (°C)	-0.75	-1.34	-1.55	-2.40	-		
número de días con mediciones	6 días	29 días	14 días	26 días	-		
tercera temporada							
mes	Sep-99	Oct-99	Nov-99	Dic-99	Ene-00	Feb-00	Mar-00
promedio (°C)	-1.32	-1.73	-1.47	-1.15	-1.61	-1.92	-1.47
número de días con mediciones	15 días	31 días	30 días	31 días	31 días	17 días	11 días

Promedios mensuales para la temperatura seca de abajo							
primera temporada							
mes	Sep-98	Oct-98	Nov-98	Dic-98	Ene-99	Feb-99	Mar-99
promedio (°C)	-0.31	0.01	-0.29	-0.37	0.44	-	-
número de días con mediciones	26 días	12 días	30 días	31 días	5 días	-	-
segunda temporada							
mes	Abr-99	May-99	Jun-99	Jul-99	Ago-99		
promedio (°C)	-0.14	-0.27	-0.41	-0.74	-		
número de días con mediciones	6 días	29 días	14 días	26 días	-		
tercera temporada							
mes	Sep-99	Oct-99	Nov-99	Dic-99	Ene-00	Feb-00	Mar-00
promedio (°C)	-	-	-0.63	0.00	-0.56	-0.79	-0.65
número de días con mediciones	-	-	5 días	31 días	31 días	17 días	11 días

Promedios mensuales para la temperatura húmeda de abajo							
primera temporada							
mes	Sep-98	Oct-98	Nov-98	Dic-98	Ene-99	Feb-99	Mar-99
promedio (°C)	-1.08	-0.76	-1.28	-1.92	-0.35	-	-
número de días con mediciones	10 días	12 días	30 días	31 días	3 días	-	-
segunda temporada							
mes	Abr-99	May-99	Jun-99	Jul-99	Ago-99		
promedio (°C)	-0.67	-1.24	-1.56	-2.27	-		
número de días con mediciones	6 días	29 días	14 días	26 días	-		
tercera temporada							
mes	Sep-99	Oct-99	Nov-99	Dic-99	Ene-00	Feb-00	Mar-00
promedio (°C)	-	-	-1.53	-1.12	-1.60	-1.93	-1.53
número de días con mediciones	-	-	5 días	31 días	31 días	17 días	11 días

Cuadro 6.1.: Promedios mensuales de temperaturas secas y húmedas para los dos psicrómetros.

Se nota que los valores de temperatura seca para una altura fija siempre son mayores que los de temperatura húmeda.

Además, se ve que la temperatura húmeda no cambia mucho con la altura, pero la temperatura seca es menor a los 30 cm que a los 180 cm. Así el aire se encuentra más húmedo cerca de la superficie

del suelo que a los 180 cm de altura, lo que favorece la sublimación. Además, el gradiente de temperatura seca es favorable para una ganancia de energía en la superficie del glaciar por flujo de calor sensible. Sin embargo, el rango de error de los instrumentos no permite tomar en cuenta estos elementos como conclusiones confiables.

d) Humedad relativa del aire

La humedad relativa como resultado de un cálculo que necesita del conocimiento de las temperaturas secas y húmedas para una altura dada, se encuentra con muchas fallas de datos (para las fórmulas y errores, referirse a *Bontron et al.*, 1999). Además, hace falta el conocimiento de los valores de las 2 alturas para tener acceso a los valores de flujos turbulentos. Así, los datos que fueron medidos hasta ahora deben ser mejorados por un conocimiento continuo. Se nota que desde el 25/11/1999, los datos de humedad llegan a esta meta.

Además de la ausencia de datos que fue descrita en el párrafo precedente, se observaron valores extraños de humedad de más de 100% para temporadas largas entre el 21/6/1999 y el 30/6/1999. Entonces, esta temporada fue considerada con fallas en los datos. Así, los períodos con datos se limitan a los mostrados en el gráfico 6.7..



Gráfico 6.7.: Temporadas con valores de humedad relativa a los 30 cm y a los 180 cm del suelo.

Se observa que los errores de medición que ocurren pueden provocar un resultado mayor al 100% de humedad, así, para que los valores sean lógicos, se puso como límite el valor de 100% para la humedad.

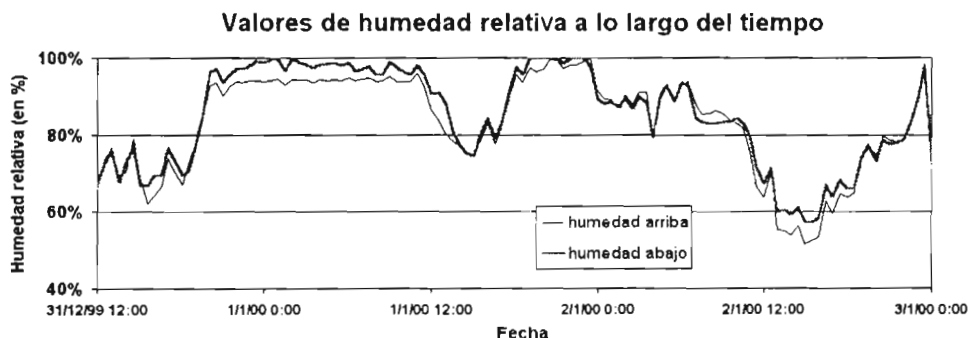


Gráfico 6.8.: Valores de humedad relativa a lo largo del tiempo.

En el gráfico 6.8. se puede observar una serie de valores de humedad a los 30cm y 180cm durante algunos días. Se nota la gran variabilidad a nivel diario de estos valores. A lo largo del tiempo, la humedad de arriba y la de abajo se parecen bastante; pero a veces los gradientes se encuentran bastante positivos o negativos.

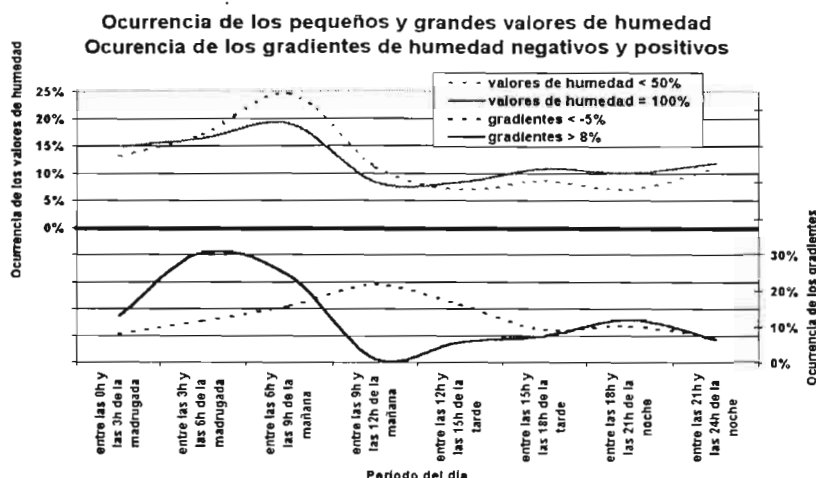


Gráfico 6.9.: Ocurrencia de los valores pequeños y grandes de humedad – Ocurrencia de los gradientes de humedad negativos y positivos.

Para entender mejor la ocurrencia de las temporadas con humedad fuerte y los signos de los gradientes de humedad, se dibujó el gráfico 6.9.. Se observa que las temporadas con poca humedad (humedad < 50%) ocurren más entre las 6 h y las 9 h de la mañana. Estas corresponden a la salida del sol. El proceso puede ser el siguiente: el aire se calienta con los primeros rayos del sol, aunque el suelo se quede congelado y solo el aire inmediato en contacto con el suelo está con temperatura baja y con un punto de saturación. Cuando el aire que se encuentra a unos 30 cm de la superficie del suelo se calienta, su humedad relativa debe bajar. Así, las condiciones de gradiente de humedad deben ser favorables a la sublimación. Este punto se reencuentra a través de los valores de gradientes de humedad entre 30 cm y 180 cm, los cuales son bastante negativos entre las 9 h y las 12 h de la mañana, lo que orienta los flujos turbulentos en el sentido de la sublimación. Al contrario, estos gradientes son positivos con más frecuencia en las noches, por ende, se debe observar condensación de noche (se verificará este punto en el párrafo 6.2.b))

Además, se nota que los valores fuertes de humedad se encuentran con más frecuencia durante las noches, lo que puede ser una consecuencia de un fenómeno de rocío debido al cuerpo frío que corresponde al glaciar. Este elemento se agrega a las observaciones sobre el signo positivo (condensación) de los gradientes de humedad durante las noches.

Estas observaciones no son suficientes para sacar conclusiones confiables, pero pueden ser una ayuda en el entendimiento del sentido de los flujos turbulentos a lo largo del día: una condensación durante la noche, sublimación entre las 9h y las 12h de la mañana, y unos flujos casi nulos para las otras temporadas del día.

En los cuadros 6.2. están recopilados los promedios mensuales de humedad a los 30 cm y 180 cm de altura desde el suelo, en los cuales se reencuentra la observación sobre la sublimación que se realizó en el párrafo precedente.

Promedios mensuales para humedad de arriba							
primera temporada							
mes	Sep-98	Oct-98	Nov-98	Dic-98	Ene-99	Feb-99	Mar-99
promedio (%)	87%	90%	84%	77%	85%	-	-
número de días con mediciones	26 días	12 días	30 días	31 días	5 días	-	-
segunda temporada							
mes	Abr-99	May-99	Jun-99	Jul-99	Ago-99		
promedio (%)	92%	86%	84%	-	-		
número de días con mediciones	6 días	29 días	6 días	-	-		
tercera temporada							
mes	Sep-99	Oct-99	Nov-99	Dic-99	Ene-00	Feb-00	Mar-00
promedio (%)	89%	80%	82%	84%	84%	62%	87%
número de días con mediciones	15 días	31 días	30 días	31 días	31 días	17 días	11 días

Promedios mensuales para humedad de abajo							
primera temporada							
mes	Sep-98	Oct-98	Nov-98	Dic-98	Ene-99	Feb-99	Mar-99
promedio (%)	90%	90%	87%	80%	88%	-	-
número de días con mediciones	10 días	12 días	30 días	31 días	4 días	-	-
segunda temporada							
mes	Abr-99	May-99	Jun-99	Jul-99	Ago-99		
promedio (%)	93%	87%	74%	80%	-		
número de días con mediciones	6 días	29 días	14 días	26 días	-		
tercera temporada							
mes	Sep-99	Oct-99	Nov-99	Dic-99	Ene-00	Feb-00	Mar-00
promedio (%)	-	-	88%	85%	86%	85%	88%
número de días con mediciones	-	-	5 días	31 días	31 días	17 días	11 días

Cuadro 6.2.: Promedios mensuales de humedad relativa a los 30 cm y 180 cm del suelo.

e) Balance Energético y Radiativo

• Ecuaciones, hipótesis, escalas de tiempo y de espacio

El estudio del balance energético se encarga de las interacciones entre la atmósfera y la superficie de la tierra. Estudiar este intercambio tiene diferentes objetivos según el escogimiento de las escalas de tiempo y de espacio. En nuestro caso, se trata de investigar el balance en la capa de aire la más cercana a la superficie (llamada *capa límite de superficie*). En efecto, esta capa está muy dependiente de las perturbaciones y de los cambios de las variables meteorológicas para escalas de tiempo muy cortas (del orden de 1 segundo). Esta capa, de un espesor que varía entre algunos metros de noche a 50 m de día, está sometida a una intensa turbulencia de pequeña escala debida a la rugosidad de la tierra y a la convección. Con escalas del orden del segundo, esta capa es muy variable, pero con intervalos de tiempo del orden de 10 minutos, esta capa es horizontalmente homogénea, por ende se llama "*capa de flujo constante*", es decir que las variaciones verticales de los flujos energéticos que la atraviesan no exceden el 10%. Son estos flujos (de tres tipos: radiativos, convectivos y de conducción) que intercambian energía con la tierra, energía que es el origen de los fenómenos físicos como la fusión (Wagnon, 1999).

El balance energético resume las ganancias y las pérdidas (stock) de un volumen de referencia debidos a estos flujos (entradas - salidas). Se nota que para nuestra gama de temperaturas, la nieve/hielo puede cambiar de estado físico (fusión, congelación) la cual corresponde a un consumo o aporte de energía para el volumen.

Así, sin tomar en cuenta los flujos horizontales de energía, si se considera un volumen de nieve/hielo comprendido entre la superficie y una profundidad d a partir de la cual los flujos verticales de calor pueden ser obviados, el balance energético se escribe como (Wagnon, 1999):

$$R_{neta} + Q_{lat} + Q_{sens} + G + P = \Delta Q_M + \Delta Q_s \quad (6.3.)$$

Donde: R_{neta} es la radiación neta (para todas las longitudes de onda),

Q_{lat} es el flujo turbulento de calor latente,

Q_{sens} es el flujo turbulento de calor sensible,

G es el flujo de conducción en la nieve/hielo,

P es el flujo de energía debido a las precipitaciones,

ΔQ_m es la variación de stock debida a los cambios de estado del agua/hielo,

ΔQ_s es la variación de stock del calor sensible del volumen.

Se observó en Bolivia que G y ΔQ_s son nulos para un glaciar isotérmico (cf. 6.1.b)), lo que simplifica bastante el acercamiento del fenómeno de almacenamiento de calor por el volumen de referencia, ya que no se debe considerar el caso de una temperatura negativa para el cual el stock cambia con la variable ΔQ_s . P es también obviado adelante de los otros términos para la mayoría de los glaciares del mundo (e.g. Paterson, 1994) y parece despreciable para nuestro glaciar como en el caso de Bolivia. Pero este elemento debe ser verificado en el glaciar, ya que algunas precipitaciones pueden ser mucho más intensas que en Bolivia. Se midió el 29/2/1999 intensidades de precipitación 4 mm/h lo que es más del doble de lo que se midió como máximo en Bolivia (se midió hasta una intensidad de precipitación de 8 mm/h en la mañana del 1/3/1999, pero pensamos que fue debido al derretimiento

de la nieve acumulada en el pluviógrafo durante la noche, sin embargo estas intensidades parecen imaginables durante las tormentas producidas en julio-agosto).

- **Radiaciones de ondas cortas**

Se definió en el informe de 1999 que las radiaciones de ondas cortas son las que pertenecen al intervalo de longitud de onda comprendido entre $0,3$ y $2,5 \mu\text{m}$ (Perrin de Brinchambaud, 1963). Así, se notó que el sensor de radiación de onda corta ($0,35 \mu\text{m} < \lambda < 1,1 \mu\text{m}$) no tomaba en su medición una gran parte de la energía (23 %).

En la literatura, se considera que las radiaciones de ondas cortas son las radiaciones solares (longitudes de onda $0,25 \mu\text{m} < \lambda < 25 \mu\text{m}$). Sin embargo, la mayor parte de la energía emitida (los 99%) se concentra entre $0,28$ y $5 \mu\text{m}$ (Duguay, 1993). Además, se nota que la radiación incidente de onda corta puede provenir de 3 orígenes: la radiación directa que viene del sol, la radiación difusa (difractada y reflejada por las partículas de la atmósfera) y la radiación reflejada por las pendientes cercanas (Duguay, 1993).

En sus estudios, P. Wagnon consideró que los piranómetros cubren una banda de longitud de onda suficientemente larga para tomar en cuenta toda la energía de onda corta, ya que algunos autores se limitan a la banda ($0,3 \mu\text{m} < \lambda < 1,1 \mu\text{m}$) (Brugman, 1991). Pero, en sus comparaciones con intervalos de tiempo de media hora, P. Wagnon encontraba una muy buena correlación ($R^2 = 0.97$) entre R_{neta} calculada y R_{neta} medida, pero sus cálculos subevaluaban con alrededor de 14 W.m^{-2} las mediciones. Así, parece que las mediciones de radiación global y reflejada deben ser afectadas por una corrección. Para estar de acuerdo con los estudios del informe de 1999, se tomó en cuenta el factor del 23 %. Pero, se podrá ver en la parte 6.2.a) que este coeficiente requiere investigaciones más detalladas.

- Datos disponibles:

Si se estudian los valores de radiaciones medidos desde el principio de septiembre 1998, se observa que las fallas en los datos coinciden con las averías de la estación. Esto se produce como consecuencia de la medición directa de las radiaciones desde el CR10X.

Los datos de radiaciones de onda corta incidente y reflejada no fueron mucho más afectados por interrupciones de largo tiempo. El único evento de mayores consecuencias ocurrió entre el 3/6/2000 y el 14/6/1999. Parece que toda la estación fue afectada por la humedad. Se eliminaron los datos distorsionados, ya que los valores registrados no fueron numerosos. Además, los valores de radiación de onda reflejada (R_{suelo}) no fueron totalmente eliminados, ya que solamente algunos datos parecieron muy afectados, pero estos datos deberán estar utilizados con cuidado. Además, algunos valores muy grandes de radiación global reflejada fueron medidos en las noches del 12/1/1999 y del 13/1/1999, las cuales permiten pensar que el piranómetro tuvo problemas en medir las radiaciones para estos dos días.



Gráfico 6.10.: Temporadas con mediciones de radiación global incidente y reflejada.

- **El albedo**

El albedo se define como la fracción $\alpha = R_r/R_g$. Este valor medido a partir de los piranómetros es fundamental en la comprensión de la fusión, ya que sus valores pueden influir el balance radiativo en proporción que puede pasar de uno a dos.

El albedo es una variable compleja y cambiante, ya que la radiación reflejada depende de muchas variables: ángulo de incidencia de la radiación global con el suelo, estado de superficie del glaciar (nieve o hielo, presencia de partículas que ensucian la nieve/hielo, rugosidad, tipo de grano, etc.).

Además, se debe notar que una parte de la radiación global incidente entra en la capa de nieve/hielo, por ende, el albedo medido por la estación es una variable volumétrica que toma en cuenta la influencia de capas de nieve/hielo debajo de la superficie.

- **Datos disponibles:**

El albedo es el resultado de la relación entre R_{suelo} y R_{cielo} , por esta razón se tienen valores para las temporadas cuando fueron medidas las 2 radiaciones.



Gráfico 6.11.: Temporadas con mediciones del albedo.

En el gráfico 6.12. los valores del albedo a lo largo del tiempo están dibujados para el período que se extiende del 20/9/1998 al 27/9/1998. Se nota la gran variabilidad de sus valores: el albedo disminuye progresivamente durante las temporadas de buen clima, pero aumenta hasta uno cuando ocurre una fuerte caída de nieve. Además, se puede observar las variaciones del albedo en función de la inclinación del sol con el suelo: el albedo baja en la mañana (los rayos se colocan perpendiculares al suelo), y después reaumentan en la tarde (la caída del sol). Este elemento pone en evidencia uno de los problemas de la espacialización: ¿cuál es la parte real de la radiación de onda corta incidente que se refleja y la que se queda en la capa superficial de la nieve?

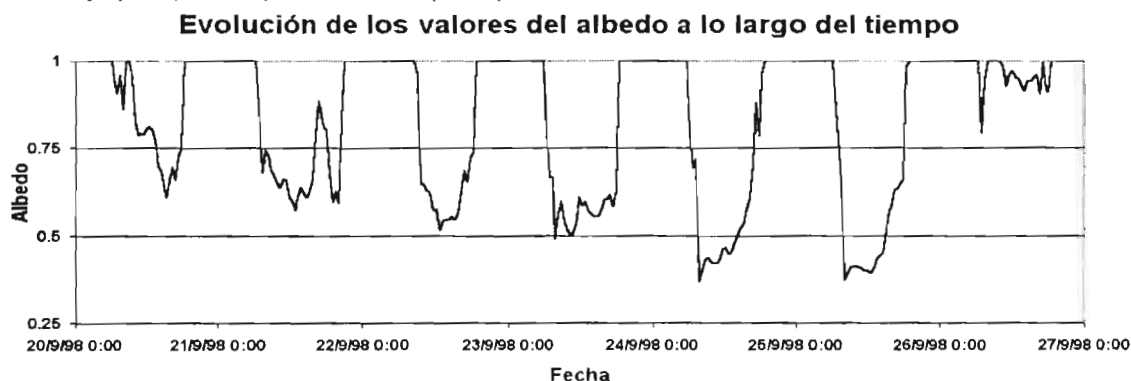


Gráfico 6.12.: Evolución de los valores del albedo a lo largo del tiempo.

- **Radiaciones de ondas largas**

Las radiaciones de ondas largas corresponden a las radiaciones superiores a $4 \mu\text{m}$. Ellas provienen de la absorción y de la reemisión por las partículas de la atmósfera (agua, ozono, dióxido carbónico) de ondas de tipo infrarrojo, de su parte reflejada en el suelo (obviada) y de la radiación emitida por la tierra como cuerpo negro (ley de Sephan-Boltzmann).

Las fórmulas que permiten conocer ya fueron descritas en el informe de 1999 y no serán desarrolladas de nuevo. Pero se señala su importante dependencia con la nubosidad y de la temperatura de la atmósfera, la participación de las superficies de las pendientes cercanas (efecto del sky view factor V_f), de la temperatura del suelo (para la radiación emitida por el suelo). Hasta ahora, la temperatura de la nieve/hielo fue fijada por facilidad al valor de 0°C , pero este valor puede ser conocido por extrapolación logarítmica a partir de las temperaturas a los 30 y 180 cm. Sin embargo, con la participación de las superficies de roca cercanas del glaciar, algunos estudios de temperatura mostraron que esa puede aumentar hasta valores muy altos (30°C). Por ende se debería estudiar mejor estas temperaturas y sus valores para conocer mejor la influencia de los bordes del glaciar (flujos de calor sensible, radiación de tipo cuerpo negro).

Los valores de radiación atmosférica pudieron ser calculados cuando existieron valores de temperatura y humedad para el psicrómetro de arriba. Así, las temporadas con valores para esta variable son similares a las de la humedad a los 180 cm del suelo.

• Radiación neta

En el informe de 1999, ya se trató de esta medición. R_{neta} es el balance contable de todas las radiaciones de ondas cortas y largas. Ella está relacionada a las radiaciones incidentes y reflejadas por la igualdad (Perrin de Brinchambaud, 1963):

$$R_{neta} = R_g - R_r + R_{atm} - R_{suelo} = (1 - \alpha) * R_g + \epsilon_s * (R_{atm} - \sigma * T_s^4) \quad (6.4.)$$

Donde: R_{neta} : representa la energía disponible al nivel de la superficie (longitudes de onda: $0,3 \mu m < \lambda < 50 \mu m$)

R_g : corresponde a la parte de la energía directamente emitida por el sol que llega a la superficie del glaciar (longitudes de onda corta: $0,3 \mu m < \lambda < 50 \mu m$)

R_r : es la parte reflejada por el suelo de R_g (longitudes de onda corta)

R_{atm} : se define como la radiación de onda larga (longitudes de onda: $2,5 \mu m < \lambda < 50 \mu m$) emitida por la atmósfera. Esta variable no es medida por la estación, por ende, la debemos aproximar (Male y Granger, 1981; Brutseart, 1982). Las ecuaciones de cálculo pueden estar consultadas en el informe de 1999 p102 y p103 (Bontron et al., 1999).

R_{suelo} : es la radiación de onda larga emitida por el suelo.

ϵ_s : es la emisividad del suelo, la cual corresponde a su poder de absorción

σ : representa la constante de Stephan-Boltzmann ($\sigma = 5,7 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$)

α : corresponde al reporte R_r/R_g llamado albedo

T_s : es la temperatura del suelo en Kelvin.

En el glaciar, esta variable está medida por un bilanómetro Q-7 de la marca Campbell Sci., pero la relación (6.4.) es muy interesante porque nos proporciona el medio para recalcular el valor de radiación neta y verificar la calidad de los datos.

• Datos disponibles:

Sin embargo, ocurrieron algunos problemas de medición seguramente como consecuencia de la gran humedad que causó molestias considerables a la estación. Así, los datos de las siguientes temporadas fueron analizados para eliminar los datos que no tuvieron sentido:

- Entre el 3/12/1998 y el 4/12/1998, se eliminaron las mediciones, se nota que antes y después de una avería siempre se distorsionan las mediciones. El mismo problema ocurrió entre el 11/12/1998 y 14/12/1998, pero solamente algunas mediciones de esta temporada fueron distorsionadas, por ende, esta fue tomada en cuenta como temporada con datos, pero, los datos que quedaron en los archivos definitivos deben estar utilizados con cuidado.

- Otros valores extraños fueron medidos en los alrededores del período anterior: entre el 1/11/1998 y el 2/11/1998, 7/12/1998, el 20/1/1999, el 27/1/1999, el 28/1/1999 y el 9/2/1999. Estos eventos ocurrieron siempre antes o después del mal funcionamiento de la estación. Estos datos no fueron totalmente eliminados, ya que solamente algunos datos faltan en los registros, pero, es necesario recordar siempre estas temporadas en futuros estudios donde se los tome en cuenta.

- Entre el 3/6/1999 y el 14/6/1999, tales como las mediciones de onda corta, los datos de radiación neta fueron distorsionados por la humedad.

Por último, hubieron algunos valores extraños de radiación neta en el día 1/2/2000 (por ejemplo, $R_{neta} = -638 \text{ W.m}^{-2}$). Estos valores fueron medidos después de una caída de nieve que cubrió completamente el sensor. El valor estuvo muy negativo por culpa de la fuerte radiación de onda corta reflejada por el suelo ($R_{suelo} = 775 \text{ W.m}^{-2}$). Estos valores no tienen sentido, por lo que fueron eliminados, pero la temporada alrededor no está considerada por datos erróneos.



Gráfico 6.13.: Temporadas con mediciones de radiación neta.

- **Análisis de los valores de energía**

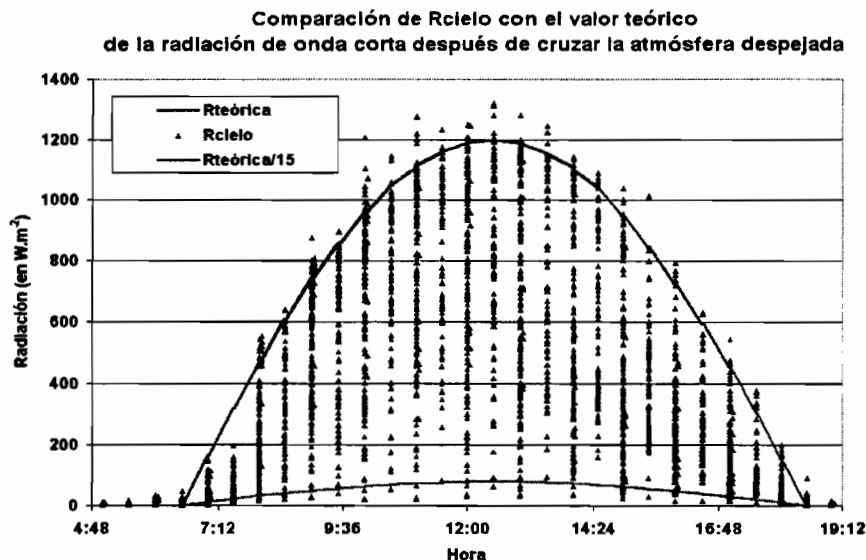


Gráfico 6.14.: Comparación de R_{cielo} con el valor de la radiación teórica que llegaría a la superficie del glaciar con un cielo totalmente despejado.

En primer lugar, se compararon los valores de radiación de onda corta incidente con los de la radiación teórica que llegaría al suelo si el cielo fuera despejado: se toma en cuenta que corresponde a la radiación extraterrestre después de cruzar la atmósfera, es una media senoide con un valor máximo en el día de 1200 W.m^{-2} . El objetivo fue también encontrar un mínimo teórico para poner límites a los datos, el cual fue escogido como el quinceavo de la radiación teórica. Así se encontró que las curvas obtenidas parecen ser bastante buenas como límites de las radiaciones de onda corta incidentes. Estos valores tendrán mucho interés en la definición de la nubosidad en el glaciar (cf. 6.2.a)).

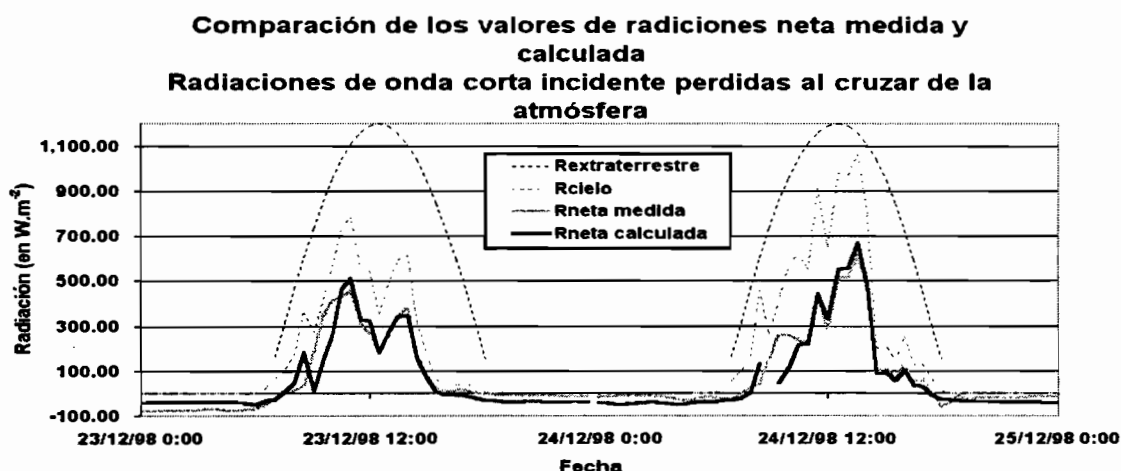


Gráfico 6.15.: Comparación de los valores de radiaciones neta medida y calculada – Radiaciones de onda corta incidente perdidas al cruzar la atmósfera.

Además, se estudió la importancia de las pérdidas de la radiación solar a su llegada a la superficie del glaciar y la parte que realmente representa en la energía neta. Así en el gráfico 6.15. se comparan algunos valores fundamentales de energía. Al mirar la gran diferencia entre los valores de radiación teórica y de radiación global incidente, se nota la gran parte de energía del sol absorbida y reflejada por la atmósfera, aunque para pequeños valores de nubosidad esta diferencia baje bastante. Además, se nota el papel importante que juega el albedo en los valores de radiación neta, ya que aún con valores bajos de albedo (hasta 0,44 el día 24/12/1998) la diferencia entre la radiación incidente de onda corta y la radiación neta es muy grande (de 40% a 90% del valor de R_{cielo} según los valores

del albedo). Además, se nota la buena calidad del cálculo que nos permite reencontrar los valores de radiación neta, este elemento será analizado más seguido.

En los cuadros 6.3. se recapitulan los promedios mensuales de radiaciones global incidente y reflejada, de albedo y de radiación neta. Se nota que los promedios de radiación de onda corta y del albedo fueron calculados a partir solamente de las mediciones tomadas entre la 6h30 de la mañana y las 18h30 de la tarde (incluyendo los límites del rango de cálculo), ya que los valores de radiaciones de onda corta son nulos en la noche (el valor archivado por la estación Campbell es debido al rango de error de medición de los aparatos). Además, los valores de albedo del período que se extiende del 30/12/1998 al 17/1/1999 fueron recalculados a partir de las mediciones de radiación incidente y reflejada, ya que los registros de datos de albedo se quedaban con el valor de 1, lo que es irreal.

Promedios mensuales de radiación global incidente							
primera temporada							
mes	Sep-98	Oct-98	Nov-98	Dic-98	Ene-99	Feb-99	Mar-99
promedio (W/m^2)	221.6	153.2	165.4	173.3	164.6	214.9	-
número de días con mediciones	26 días	13 días	30 días	31 días	30 días	6 días	-
segunda temporada							
mes	Abr-99	May-99	Jun-99	Jul-99	Ago-99		
promedio (W/m^2)	212.0	205.4	211.5	273.8	-		
número de días con mediciones	8 días	29 días	14 días	7 días	-		
tercera temporada							
mes	Sep-99	Oct-99	Nov-99	Dic-99	Ene-00	Feb-00	Mar-00
promedio (W/m^2)	234.2	222.8	196.1	184.8	194.4	219.7	179.4
número de días con mediciones	14 días	31 días	30 días	31 días	31 días	24 días	11 días

Promedios mensuales de radiación global reflejada							
primera temporada							
mes	Sep-98	Oct-98	Nov-98	Dic-98	Ene-99	Feb-99	Mar-99
promedio (W/m^2)	131.9	128.2	100.5	96.5	114.6	149.9	-
número de días con mediciones	26 días	13 días	30 días	31 días	20 días	10 días	-
segunda temporada							
mes	Abr-99	May-99	Jun-99	Jul-99	Ago-99		
promedio (W/m^2)	177.1	169.0	170.6	192.5	-		
número de días con mediciones	8 días	29 días	15 días	7 días	-		
tercera temporada							
mes	Sep-99	Oct-99	Nov-99	Dic-99	Ene-00	Feb-00	Mar-00
promedio (W/m^2)	189.2	137.1	85.1	107.5	111.3	145.4	138.6
número de días con mediciones	14 días	31 días	30 días	31 días	31 días	25 días	11 días

Promedios mensuales del albedo							
primera temporada							
mes	Sep-98	Oct-98	Nov-98	Dic-98	Ene-99	Feb-99	Mar-99
promedio	0.66	0.87	0.72	0.64	0.77	0.81	-
número de días con mediciones	26 días	13 días	30 días	31 días	20 días	5 días	-
segunda temporada							
mes	Abr-99	May-99	Jun-99	Jul-99	Ago-99		
promedio	0.84	0.86	0.85	0.79	-		
número de días con mediciones	8 días	29 días	14 días	7 días	-		
tercera temporada							
mes	Sep-99	Oct-99	Nov-99	Dic-99	Ene-00	Feb-00	Mar-00
promedio	0.82	0.68	0.56	0.68	0.67	0.74	0.82
número de días con mediciones	14 días	31 días	30 días	31 días	31 días	24 días	11 días

Promedios mensuales de radiación neta							
primera temporada							
mes	Sep-98	Oct-98	Nov-98	Dic-98	Ene-99	Feb-99	Mar-99
promedio (W/m^2)	82.2	39.9	63.7	67.2	57.1	69.1	-
número de días con mediciones	26 días	13 días	29 días	25 días	27 días	10 días	-
segunda temporada							
mes	Abr-99	May-99	Jun-99	Jul-99	Ago-99		
promedio (W/m^2)	32.4	32.7	31.7	30.5	-		
número de días con mediciones	8 días	29 días	10 días	26 días	-		
tercera temporada							
mes	Sep-99	Oct-99	Nov-99	Dic-99	Ene-00	Feb-00	Mar-00
promedio (W/m^2)	19.8	63.1	79.9	57.5	51.2	38.5	23.8
número de días con mediciones	15 días	31 días	30 días	31 días	31 días	27 días	11 días

Cuadros 6.3.: Promedios mensuales de radiación global incidente y reflejada, de albedo y de radiación neta.

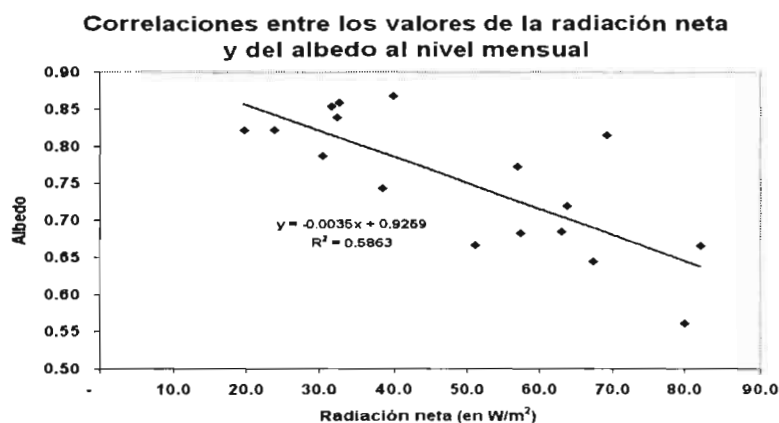


Gráfico 6.16.: Correlaciones entre los valores de la radiación neta y del albedo al nivel mensual.

Al mirar los datos de energía, se nota que los valores de radiación neta son bastante cercanos a los obtenidos al substraer los de radiación global reflejada de los de radiación global incidente. Pues, el albedo es una de las variables fundamentales del balance energético. Este elemento se observa también a través de la buena correlación que existe entre la radiación neta y el albedo: $R^2 = 60\%$.

Sin embargo, se constató en los promedios diarios de radiación de onda corta, que algunos días midieron valores de radiación reflejada mayores que los de radiación incidente, lo que es imposible. Las razones se encuentran en la ocurrencia de caídas de nieve, las cuales cubrieron los sensores orientados hacia el cielo.

f) Velocidad y dirección del viento

• Velocidades del viento:

La componente o variable más importante del viento a ser medida es su velocidad, ya que interviene en el cálculo de los flujos turbulentos. Por ende profundizaremos más de esta variable.

La velocidad de abajo tuvo problemas en ser medida entre el 21/4/1999 y el 19/5/1999; por su parte, la veleta de arriba midió las velocidades con imprecisión entre el 21/4/1999 y el 6/5/1999. Así, se puede observar los periodos con datos en el gráfico 6.17.



Gráfico 6.17.: Temporadas con mediciones de velocidad del viento a los 30 cm y 180 cm del suelo.

Se puede observar en los datos del viento, velocidades de más de 20 m.s^{-1} sobre una media hora, vientos que fueron mucho más fuertes que los de Bolivia (aproximadamente 7 m.s^{-1} en el glaciar del Zongo).

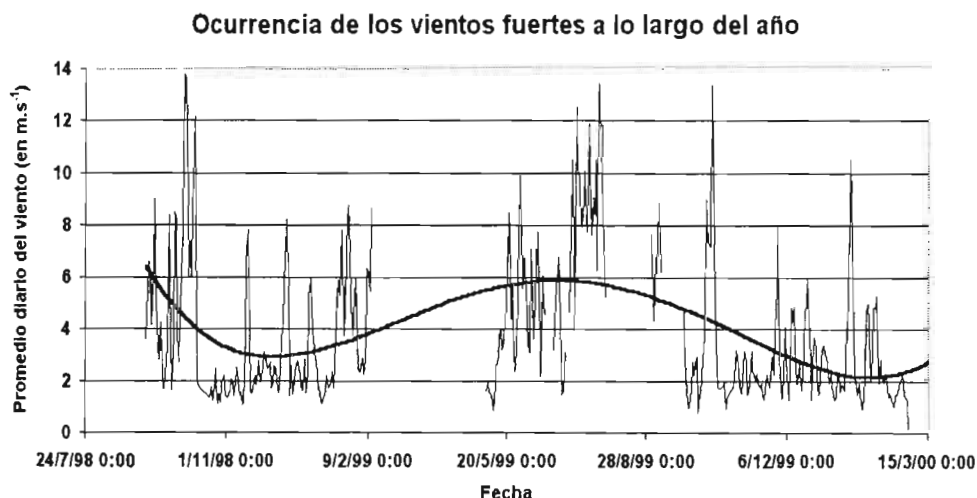


Gráfico 6.18.: Ocurrencia de los vientos fuertes a lo largo del año.

Además, se puede observar que los vientos son más fuertes en el verano (con más precisión: entre junio y octubre). Durante este período, el *jet stream* se encuentra arriba del Ecuador y debe provocar estos vientos que vienen del este como compensación de los vientos del este (easterlies).

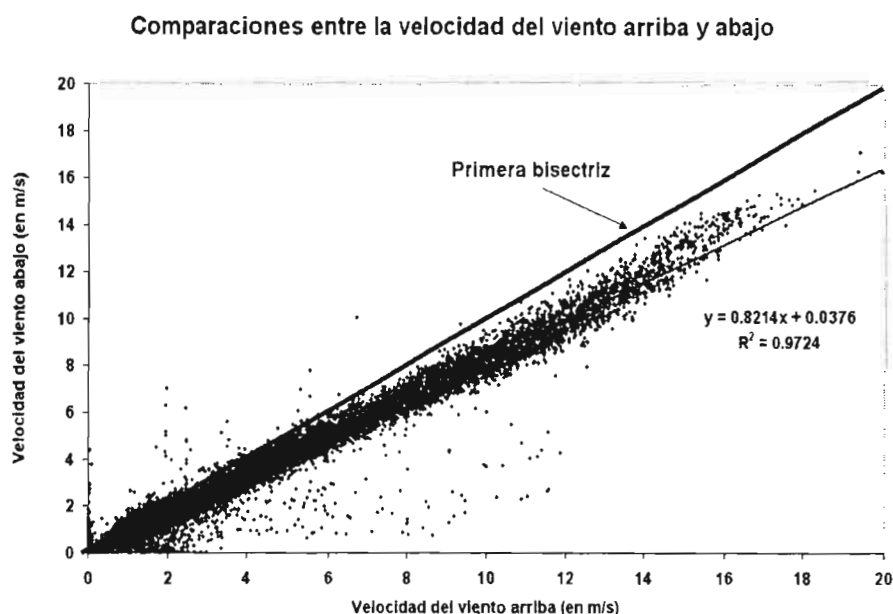


Gráfico 6.19.: Comparaciones entre la velocidad del viento arriba y abajo.

Finalmente, si se comparan las velocidades de las dos veletas, se nota que la relación entre las dos es bastante buena, ya que el coeficiente de correlación entre las dos tiene un valor $R^2 = 0.97$. Se puede ver también en el gráfico 6.19. Casi todos los puntos se encuentran abajo de la primera bisectriz, los dos elementos contribuyen a pensar que el perfil de velocidad arriba del suelo debe acercarse bastante a un perfil logarítmico y que se aleja de esta configuración en pocas situaciones. Además, para verificar que el perfil es logarítmico, sería interesante medir la velocidad del viento a diferentes alturas.

Los promedios mensuales de las velocidades del viento a los 30 cm y 180 cm de altura desde el suelo pueden ser consultados en el cuadro 6.4.

Promedios mensuales de velocidad del viento arriba							
primera temporada							
mes	Sep-98	Oct-98	Nov-98	Dic-98	Ene-99	Feb-99	Mar-99
promedio (m/s)	4.8	5.0	2.5	3.1	3.9	4.1	-
número de días con mediciones	27 días	23 días	28 días	31 días	31 días	11 días	-
segunda temporada							
mes	Abr-99	May-99	Jun-99	Jul-99	Ago-99		
promedio (m/s)	-	4.3	4.7	9.0	-		
número de días con mediciones	-	23 días	24 días	26 días	-		
tercera temporada							
mes	Sep-99	Oct-99	Nov-99	Dic-99	Ene-00	Feb-00	Mar-00
promedio (m/s)	4.8	3.8	2.5	3.0	2.9	2.5	2.6
número de días con mediciones	14 días	31 días	30 días	31 días	31 días	27 días	11 días

Promedios mensuales de velocidad del viento abajo							
primera temporada							
mes	Sep-98	Oct-98	Nov-98	Dic-98	Ene-99	Feb-99	Mar-99
promedio (m/s)	3.8	4.8	2.0	2.5	3.3	3.5	-
número de días con mediciones	26 días	19 días	30 días	31 días	31 días	11 días	-
segunda temporada							
mes	Abr-99	May-99	Jun-99	Jul-99	Ago-99		
promedio (m/s)	-	4.7	3.7	7.4	-		
número de días con mediciones	-	12 días	24 días	26 días	-		
tercera temporada							
mes	Sep-99	Oct-99	Nov-99	Dic-99	Ene-00	Feb-00	Mar-00
promedio (m/s)	4.1	3.3	2.1	2.3	2.5	2.3	1.9
número de días con mediciones	15 días	31 días	30 días	31 días	31 días	27 días	11 días

Cuadro 6.4.: Promedios mensuales de velocidad del viento arriba y abajo.

Se observó que durante algunos días los valores de velocidad medidos para la veleta de abajo pueden ser nulos. Este elemento es imposible pero puede ser explicado por caídas de nieve muy grande que bloquearon la hélice de la veleta.

Sin embargo, los promedios de velocidad del viento son generalmente buenos y se observa de nuevo que la velocidad del viento a los 30 cm del suelo es más pequeña que la que está medida a los 180 cm de altura. Por fin, se nota de nuevo que los vientos fuertes fueron medidos entre mayo y octubre, con un máximo de 7.4 m.s^{-1} para el mes de julio 1999.

- Direcciones del viento:

Además de las velocidades, las veletas colocadas en la estación meteorológica permiten acceder al conocimiento de las direcciones del viento. En el gráfico 6.20. es posible observar las temporadas para las cuales se midieron las velocidades del viento arriba (180 cm del suelo) y abajo (30 cm del suelo).

Desde el inicio, la veleta de abajo tuvo muchos problemas de funcionamiento, sin embargo tiene valores continuos desde el 31/8/1999.

Del mismo modo, los valores de la veleta de arriba para el período comprendido entre el 21/4/1999 y el 6/5/1999 fueron eliminados por no ser válidos.

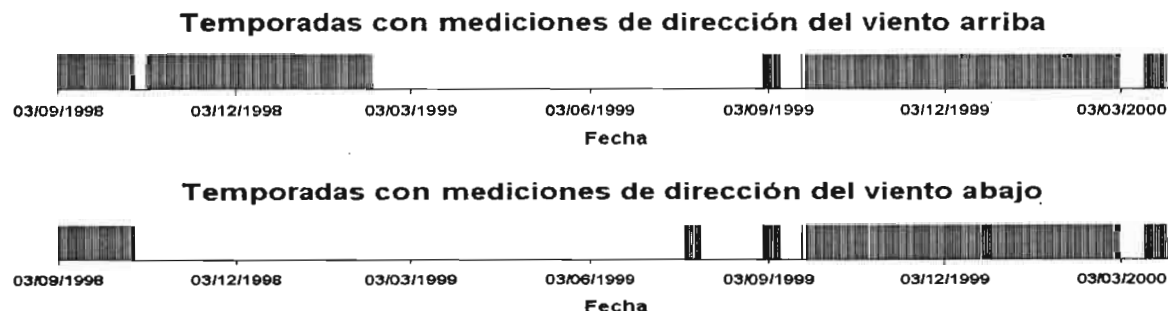


Gráfico 6.20.: Temporadas con mediciones de dirección del viento arriba y abajo.

Además, al mirar los datos registrados, durante algunas temporadas, la veleta de abajo midió valores bastante extraños que permanecían fijos durante algunas horas. Estas situaciones se interpretan por las caídas de nieve que algunas veces pueden recubrir el glaciar por una capa que llega hasta la altura de las veletas y que las impide girar con el viento.

En consecuencia, la veleta de arriba está tomada como referencia. Los valores de la veleta de abajo servirán en el caso de que los datos de arriba no existieran.

Direcciones del viento en la superficie del glaciar

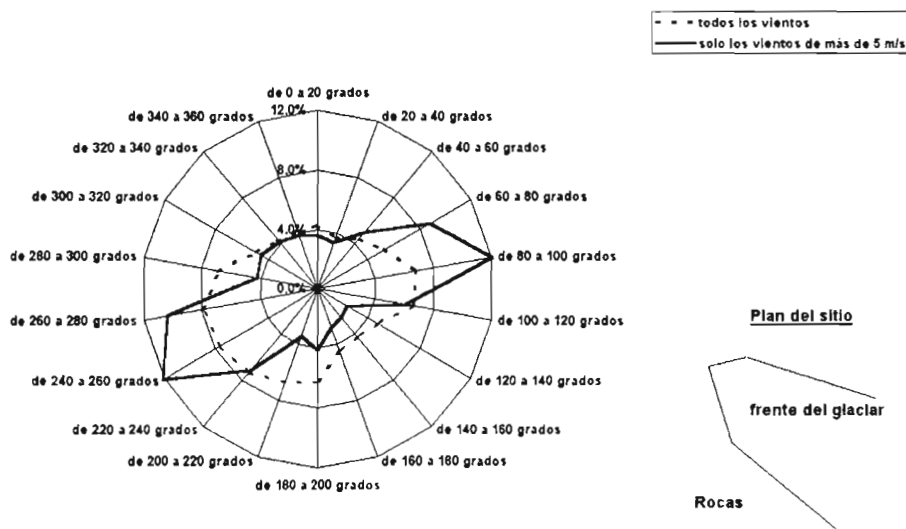


Gráfico 6.21.: Direcciones del viento en la superficie del glaciar.

Si se dibujan las direcciones del viento en el glaciar, se nota una mayor frecuencia de los vientos en el eje del glaciar. Esta dirección preferencial de los vientos es aún más visible con los vientos fuertes. Dos razones pueden ser la causa de este fenómeno: la ubicación de paredes de roca que son cercanas al lado sur del glaciar. La otra posibilidad, más probable, se entiende mejor al mirar las temporadas de vientos fuertes ($> 5 \text{ m.s}^{-1}$). Estos vientos ocurren casi solamente entre junio y octubre cuando el **Easterlies** (chorro del este) está en su valor máximo sobre el Ecuador, por ende podría participar en causar la orientación este-oeste, oeste-este de los vientos.

g) Mediciones con la sonda a ultrasonidos

La sonda es utilizada en primer lugar para medir la ablación en continuo. La sonda a ultrasonido del glaciar es un aparato muy sensible, que tuvo muchos problemas para estar bien programada. Esta funcionó después de haber colocado la estación Campbell a los 4900 m.s.n.m en septiembre de 1998. Pero tuvo después algunos problemas que hicieron perder muchas mediciones a partir de febrero de 1999. Sin embargo, su funcionamiento fue casi continuo desde su instalación del 31 de agosto de 1999. No se sabe todavía cuales son las razones de los cortes en los registros de datos de la sonda después de esta fecha.

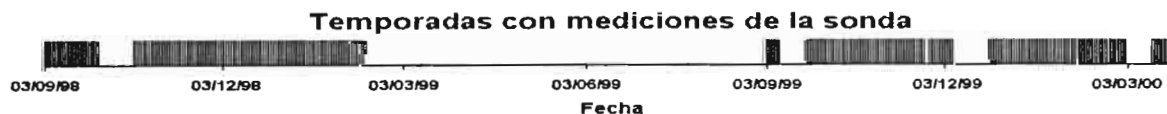


Gráfico 6.22.: Temporadas con mediciones de la sonda a ultrasonidos.

Al mirar los valores de la sonda, fue indispensable sacar algunos valores que parecieron muy extraños. Estos disfuncionamientos de la sonda se encontraron siempre antes o después de una avería de la estación.

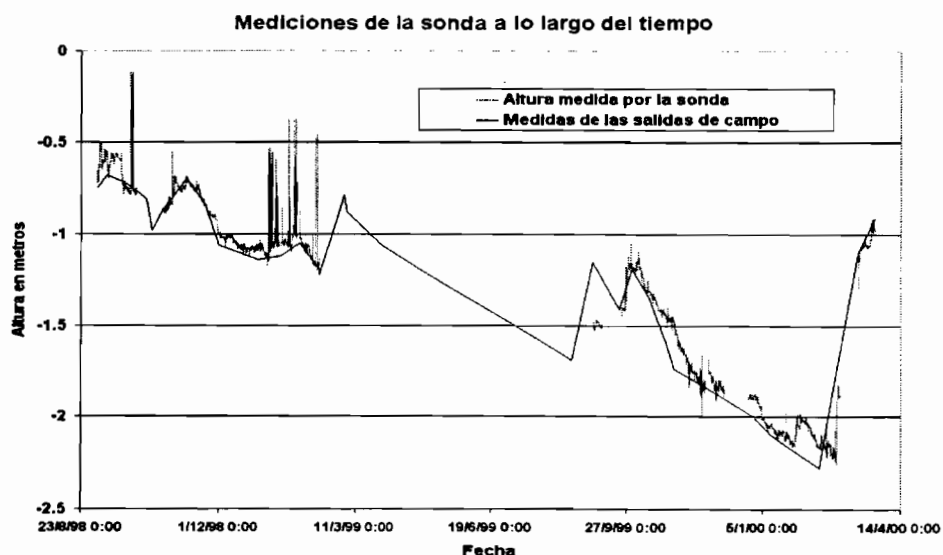


Gráfico 6.23.: Mediciones de la sonda a lo largo del tiempo.

Sin embargo, al mirar el gráfico 6.23. se nota la buena correspondencia entre las mediciones dadas por la estación y las medidas tomadas durante las salidas de campo. Para ver la calidad de esta relación se compararon directamente las dos variables para ver la relación que tienen entre sí.

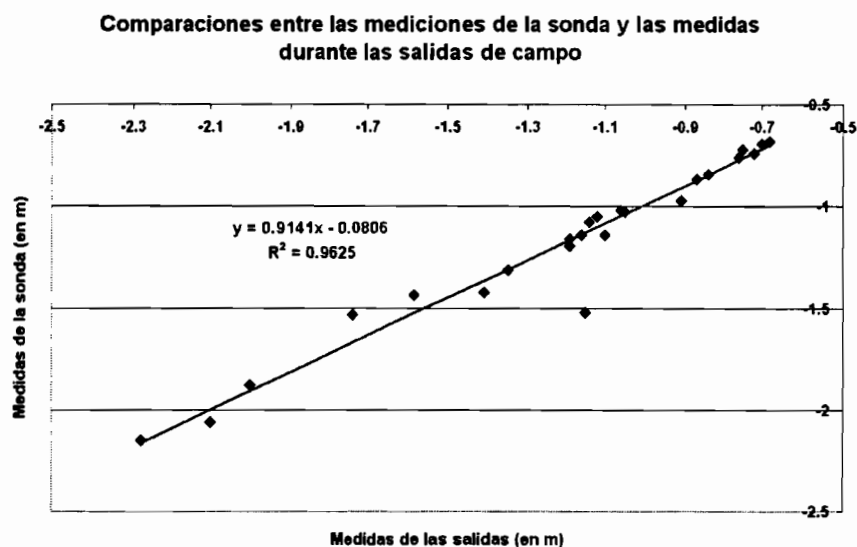


Gráfico 6.24.: Comparaciones entre las mediciones de la sonda y las medidas tomadas durante las salidas de campo.

Se había notado en Quito durante la calibración de la estación que existía una pequeña descalibración de la sonda. Se ve en el gráfico 6.24. a través de la pendiente de la recta de tendencia que relaciona estas variables, además se puede observar que ocurre un desnivel en la medición (coeficiente de pendiente $p = 0.91$). Pero con la excepción de un punto que es bastante alejado de la recta, las mediciones de la sonda tienen una buena correlación con las medidas de las salidas de campo. Así, se tomará en cuenta la fórmula siguiente para conocer el nivel real de la nieve a partir de las mediciones de la sonda:

$$H_{\text{sonda}} = 0.914 \cdot H_{\text{real}} - 0.0806 \quad (6.5.)$$

6.2. Primeros análisis y resultados

a) Mejoramiento de las correlaciones existentes entre R_{neta} medida y R_{neta} calculada, interés en caso de espacialización de la radiación neta

El objetivo del estudio del balance energético es el de entender los factores que intervienen en la fusión del glaciar. Esta etapa es indispensable en la comprensión de las relaciones glaciar-clima (e.g. Kuhn, 1987; Oerlemans & Fortuin, 1992). La calidad de las mediciones de las variables de energía es fundamental; por ende, la fiabilidad de las mediciones de radiación neta es necesaria.

En el último informe, con la base de la fórmula (6.4.) se recalculó la radiación neta R_{neta} , a partir de la radiación global incidente R_g y del conocimiento de las radiaciones atmosférica R_{atm} y del suelo R_{suelo} (Bontron et al., 1999) y se trató de comparar R_{neta} medida con el valor calculado: una buena correlación es la prueba de la calidad o fiabilidad de las variables del balance energético. Se buscaron las relaciones y correcciones indispensables para que las correlaciones sean las mejores, tomando como base de los estudios las fórmulas preconizadas por P. Wagnon (1999) en sus estudios en Bolivia.

Así, se puso en evidencia la ocurrencia de problemas en la calidad de los datos después de las fuertes caídas de nieve. En efecto, la nieve que cae cubre el sensor y distorsiona las mediciones.

La presente investigación tiene como objetivo encontrar un modelo matemático de búsqueda de las fuertes precipitaciones en forma de nieve, ya que los datos instantáneos de precipitación no existían para la temporada anterior a agosto 1999. La solución viene de los valores de nubosidad, cuyos datos pueden ser calculados cada media hora.

La nubosidad que tomamos en cuenta se calcula de la siguiente manera:

$$Neb = 1 - \left(\frac{R_g - \frac{R_{\text{teórica}}}{15}}{R_{\text{teórica}} * \left(1 - \frac{1}{15}\right)} \right) \quad (6.6.)$$

Donde: **Neb** es la nubosidad. Su valor no es particular. En realidad se debería medir como la superficie de nubes observadas en el horizonte, pero esta medición necesita aparatos especiales.

$R_{\text{teórica}}$ representa el valor de radiación global incidente teórica calculada como una media senoide con un máximo a los 1200 W.m⁻² al mediodía. Este valor corresponde al límite que podría medir un piranómetro en la superficie del glaciar si no hubieran efectos de lupa por la nubosidad. El valor de 1200 W.m⁻² es empírico.

El coeficiente 1/15 que entra en esta ecuación fue escogido a partir de las observaciones realizadas sobre los valores de R_g , el cual permitió mostrar que la radiación mínima que llega a la superficie del glaciar es 15 veces inferior a la radiación teórica máxima y cuando la radiación vale un 14/15 de la radiación máxima, se considera que el cielo está totalmente despejado.

Así, se observó que en un 80% de los casos las grandes diferencias ocurren durante o justo después de grandes valores de nubosidad ($Neb > 97\%$). Además, en un 63% de los casos de gran nubosidad, una diferencia elevada ocurre durante o justo después del evento (en un intervalo de 3 horas).

Así, los datos de radiación de tres horas después de un gran valor de nubosidad fueron considerados como distorsionados, ya que la mayoría de las diferencias ocurren en este tipo de situación y los casos sin diferencia ulterior son menores.

La explicación física es una consecuencia de la fuerte nubosidad que ocurre durante las caídas de nieve y del pequeño valor de radiación global que se mide cuando el sensor está cubierto.

Además, la precipitación en forma de nieve puede ocurrir de noche, pero en la noche la radiación global es nula. Por ende, la determinación de la nubosidad durante la noche es imposible. El modelo matemático ya no funciona en este caso. Por suerte, las mediciones de R_{neta} que son tomadas en estos casos son irrealmente negativas ($R_{\text{neta}} < -100 \text{ W.m}^{-2}$).

Entonces, los datos menores que $R_{\text{neta}} < -100 \text{ W.m}^{-2}$ fueron también eliminados.

Comparaciones entre los valores de radiación neta medidos y calculados - Eliminación matemática de los datos después de las caídas de nieve sobre los sensores

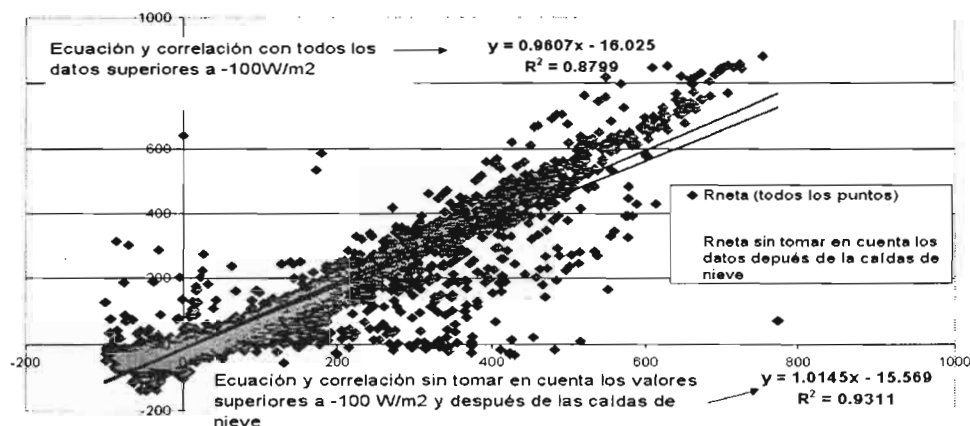


Gráfico 6.25.: Comparaciones entre los valores de radiación neta medidos y calculados – Eliminación matemática de los datos después de las caídas de nieve sobre los sensores.

Tal eliminación permite aumentar bastante las correlaciones entre cálculo y medición. La pendiente de la recta de tendencia se acerca también a 1. Los puntos eliminados constituyen el grupo de puntos que se sitúa debajo de la recta de tendencia.

Además, se nota para los valores altos de energía, que el cálculo sobre evalúa la radiación medida por el bilanómetro Q-7. Eso permite inferir que la diferencia es consecuencia de una sobre estimación del coeficiente de corrección de la radiación global incidente y reflejada (23%).

Así, aunque este método suprima puntos de buena calidad, las eliminaciones conciernen principalmente a datos de mala calidad y mejora bastante la correlación entre medición y cálculo.

En consecuencia, parece que una corrección de las mediciones de radiación global es indispensable para que esta sea más representativa de la realidad, el coeficiente de ajuste deberá ser recalculado o buscado de nuevo en la literatura. Además, en el futuro, el método de limpieza de los datos medidos con ocurrencia después de caídas de nieve podrá tener una gran utilidad para encontrar los datos de mala calidad; se podrá también poner en práctica como corrección de las mediciones de radiación global en caso de caída de nieve una adaptación de la solución de P. Wagnon: $R_g = 0.9 \cdot R_r$ (está corrección sería también muy interesante para reencontrar los datos de R_{neta} en el mismo caso). Sin embargo, de este estudio se verifica de nuevo que la calidad del bilanómetro Q-7 es suficiente para nuestras investigaciones.

b) Mediciones del flujo turbulento de calor sensible, primeras comparaciones con los datos de la estación Campbell

La teoría de los flujos turbulentos es compleja y viene siendo estudiada desde hace mucho tiempo (e.g. Prandtl, 1952), por esta razón no será desarrollada aquí. El interés de la medición de los flujos turbulentos de calor latente y sensible es la energía necesaria para estos intercambios entre la atmósfera y el suelo. Así, la energía intercambiada juega un papel importante en los aportes de energía que intervienen en el proceso de fusión de la nieve/hielo (ecuación (6.7.)). Si se simplifica la ecuación (6.3.), se puede escribir:

$$R_{neta} + Q_{lat} + Q_{sens} = L_f \cdot F \quad (6.7.)$$

En esta parte hablaremos más de una parte de los flujos turbulentos: los de calor latente. En efecto, esta variable puede ser directamente medida con lisímetros en el glaciar y después ser relacionada con los valores calculados a partir de las ecuaciones de Monin-Obukhov. Este trabajo es necesario para la calibración de los cálculos de flujos turbulentos.

El principio de base del cálculo corresponde a la teoría de similitud de Monin-Obukhov (Monin & Obukhov, 1954), la cual fue bastante estudiada y transformada desde su descubrimiento.

Los flujos turbulentos pueden ser medidos directamente por *eddy correlation*, pero los anemómetros ultrasónicos de alta frecuencia utilizados son caros y no son adaptados para mediciones durante períodos largos de tiempo de algunos meses. Este método es lo más preciso para medir los flujos turbulentos, pero generalmente, estos son deducidos a partir de los perfiles verticales de temperatura, humedad relativa y velocidad del viento en la capa límite de aire sobre la superficie (*método de los perfiles*). Todas las teorías de cálculo están descritas en: Morris, E.M., *Turbulent transfer over snow and ice*, Journal of Hydrology, 105, 205-223, 1989.

El modo de cálculo de los flujos turbulentos que utilizaremos es una adaptación del método de los perfiles (Wagnon *et al.*, 1999).

Durante la noche, los flujos turbulentos son calculados a partir de los gradientes de temperatura, humedad relativa y velocidad del viento entre 30 cm y 180 cm.

Pero, durante el día aparecen capas de aire caliente hasta 20/30 cm sobre la superficie del hielo/nieve que impiden calcular los flujos con el método de los perfiles clásicos (inversión de gradiente de temperatura en el intervalo de cálculo lo que se encuentra fuera de las hipótesis de cálculo: los flujos verticales de energía deben ser constantes en la capa límite de superficie (*capa de flujos constantes*)). La solución se encuentra en el *bulk method*: el método está aplicado en la capa baja de aire (supuesta sin inversión), las alturas límite de cálculo son determinadas en 30 cm y un nivel de referencia llamado altura de rugosidad y anotado z_0 . Este parámetro pide una calibración a partir de mediciones directas de los flujos turbulentos. Sus variaciones dependen de la rugosidad de la superficie de la nieve/hielo que cambia mucho entre la nieve fresca o penitentes de hielo grandes. Después de la calibración de z_0 por mediciones de sublimación in situ, se puede estimar z_0 con aproximaciones visuales de la rugosidad de la superficie a partir de fotografías del suelo que serán comparadas con el estado del glaciar durante la calibración.

Para calibrar z_0 hace falta medir la sublimación real que hubo en el glaciar; después, a partir de las mediciones de la estación meteorológica, buscar el valor de este parámetro que permite reencontrar la sublimación medida. La sublimación es medida mediante la utilización de lisímetro (recipientes de plástico blanco) que se pesan cada 2 o 3 horas dependiendo de la hora del día. El peso adicional o que falta corresponde a la sublimación o a la condensación.

Se tuvo muchos problemas para medir esta variable en el glaciar. En efecto, las precipitaciones son casi diarias, aún en julio y agosto cuando ocurren los mayores flujos turbulentos por causa de los vientos fuertes. Además, la estación meteorológica se averió al fin del mes de julio por destrucción del teclado que sirve para la comunicación con la CR10X. Se debió esperar 3 semanas para que sea reparado. Por lo tanto no se pudo relacionar las mediciones de campo con las de la estación Campbell.

Sin embargo, algunas mediciones pudieron ser tomadas entre el 6/9/1999 y el 8/9/1999, lo que permitió relacionarlas con los valores de la estación. Los resultados se muestran sobre la figura 6.5.

Intervalo de medición	LE (en W/m^2)	calidad
de 06/09 18:19 a 07/09 09:15	-73.3	promedia
de 07/09 09:15 a 07/09 11:55	-171.7	buena
de 07/09 11:55 a 07/09 18:07	141.7	mala
de 07/09 18:07 a 08/09 07:16	3.2	mala
de 08/09 07:16 a 08/09 09:25	-47.2	buena

Cuadro 6.5.: Mediciones de sublimación en el glaciar y su validez.

Los valores de sublimación pudieron ser correctamente medidos solamente en las mañanas a causa de las frecuentes caídas de nieve que ocurrieron durante las tardes en los días que se realizaron las mediciones, lo que limita la cantidad de datos. Se nota que los flujos pueden ser muy grandes ($-171 W.m^{-2}$), lo que impide tomar como hipótesis que los flujos turbulentos sean despreciables. Se lo suponía por los valores muy altos de velocidad del viento. Además, se pudo ver que la sublimación ocurre a los fines de la noche (a las 6 h de la madrugada) y en las primeras 3 o 4 horas después de la puesta del sol, ya que el viento se calma con frecuencia durante el día.

Sin embargo, se calcularon las alturas de rugosidad con los valores de sublimación que fueron, medidos, pero por razón de la distorsión en los datos de temperatura seca y húmeda a los 30 cm de altura, las comparaciones con los datos de la estación Campbell no pudieron ser explotados: las alturas de rugosidad tuvieron valores muy débiles del orden de décimas o milésimas de milímetro, lo

que es incoherente con la rugosidad real que se encontró en el glaciar durante las mediciones de campo.

Ahora que la estación Campbell funciona correctamente hará falta urgentemente relacionar los flujos turbulentos con los valores medidos por la estación Campbell, cuando los flujos mayores ocurran, es decir con la presencia de los vientos fuertes entre julio y septiembre.

c) Contexto climático - Influencia de los eventos El Niño sobre la meteorología de la región del Antizana

Al mirar la variabilidad de la fusión del glaciar 15α del Antizana, se pone en evidencia que existen grandes cambios en las situaciones meteorológicas del glaciar.

Para esta parte, se buscaron los patrones de precipitación y de temperatura en la región del Antizana como introducción para el entendimiento de las variaciones. Se estudiaron los regímenes de precipitación y de temperatura en las estaciones de Cotopaxi-Minitrack (00° 37' 41" S; 78° 34' 19" O; con 34 años de mediciones) y de la MICA (00° 38' 13" S; 78° 08' 41" O; con 15 años de mediciones).

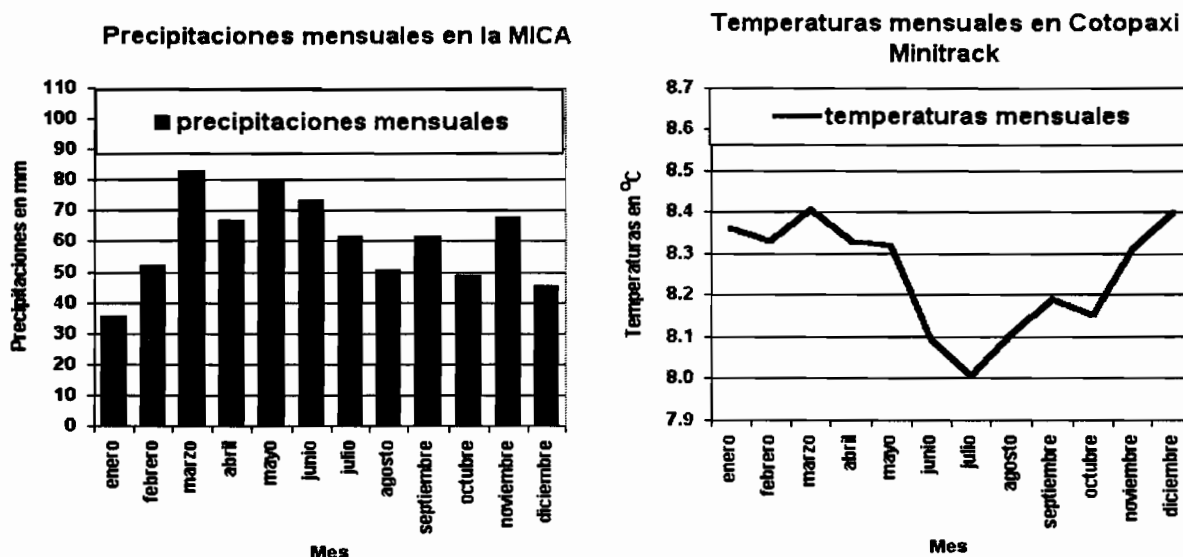


Gráfico 6.26.: Precipitaciones mensuales en la MICA – Temperaturas mensuales en Cotopaxi-Minitrack.

Si se gráficán los datos (cf. gráfico 6.26.), aparece una gran estabilidad mensual de las temperaturas y de las precipitaciones a lo largo del año. Se puede ver que la diferencia de temperatura entre el mes más frío y el más caliente representa 0,4°C y que las precipitaciones no conocen meses de superávit (máximo = 80mm) tampoco de déficit grande (mínimo = 35 mm).

Los estudios anteriormente realizados sobre la influencia de los eventos ENSO en el Ecuador (Rossel, 1997), han mostrado una influencia débil de El Niño en la sierra, particularmente en los fondos de los valles. Así, se investigó las diferencias que aparecen según el tipo de evento ENSO. La clasificación de los eventos según su intensidad que se utilizan aquí se concentran en la región del Océano Pacífico tropical. Un procedimiento objetivo para clasificar la intensidad puede ser observado en Wolter y Timlin (1993). A cada trimestre se atribuye un tipo de evento y su fuerza (Niño fuerte, Niño débil, neutro, Niña débil, Niña fuerte (cf. anexo)). Se consideraron como evento de tipo El Niño, por ejemplo, los trimestres de tipo Niño débil y fuerte, sin tomar en cuenta su fuerza. Como consecuencia, los promedios mensuales para El Niño toman solamente en cuenta los valores escogidos anteriormente que fueron caracterizados como de tipo El Niño.

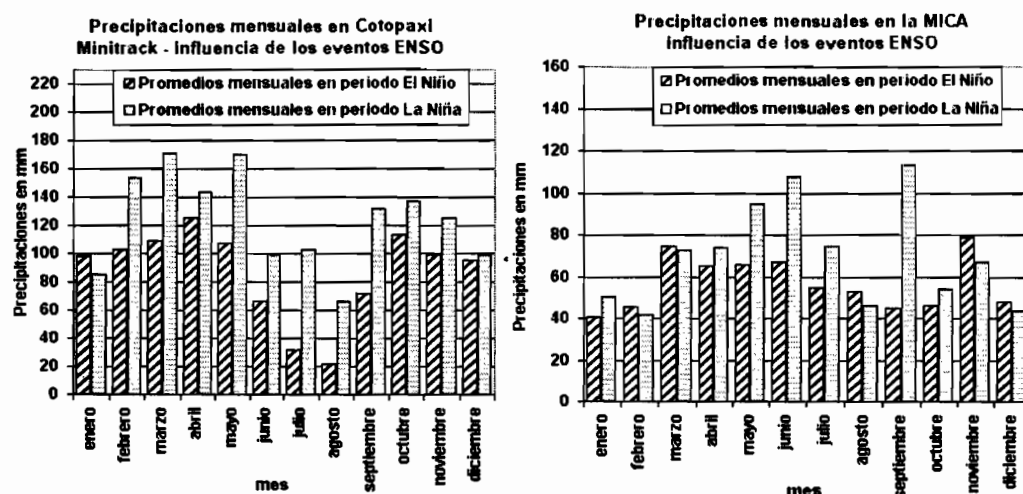
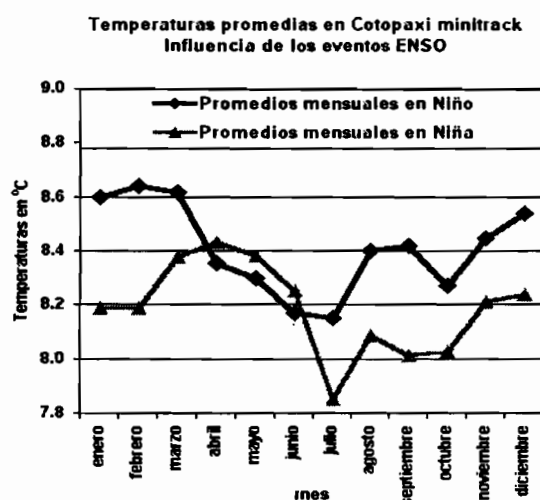


Gráfico 6.27.: Influencia de los eventos ENSO sobre las precipitaciones en Cotopaxi-Minitrack y la MICA.

En los alrededores del Antizana parece que los eventos La Niña se caracterizan por un aumento notable en las precipitaciones (gráfico 6.27.) y una disminución sensible en las temperaturas (gráfico 6.28.)

Las precipitaciones tienen un aumento más importante entre mayo y septiembre. Para las temperaturas, el aumento aparece a lo largo del año con una pequeña disminución entre abril y junio.



Diferencia máxima entre los promedios mensuales a lo largo del año	0.4
Diferencia mensual máxima entre los promedios de los eventos de tipo El Niño y La Niña	0.5

0,5°C corresponden aproximadamente a 100 metros de desnivel

Gráfico 6.28.: Influencia de los eventos ENSO sobre las temperaturas en Cotopaxi-Minitrack.

Se nota que los eventos de tipo El Niño ocasionan un aumento significativo en las temperaturas (0,5°C), un valor parecido a la diferencia que existe entre el mes más caliente y el más frío del año (0,4°C). Este recalentamiento de la atmósfera se encuentra en todos los Andes

d) Primeras relaciones entre micro-meteorología y fusión - importancia de la altura de la línea de nevé en la espacialización del balance radiativo

A través de los valores de ablación que fueron medidos desde 1994, se observa una gran variabilidad en las láminas de agua que se derritieron en el transcurso de los años.

El objetivo final de los estudios del balance energético del glaciar sería de poder recalculer estas láminas a partir del balance medido en la estación de micrometeorología. Para llegar a esta meta, hace falta la elaboración de un modelo de fusión del hielo/nieve con base energética.

Este objetivo constituye una de las primeras etapas de este trabajo de investigación. Aquí, se compara a lo largo del tiempo y de manera sencilla la fusión del glaciar calculada a partir de los balances energéticos con la ablación medida con las balizas.

Nuestro interés se centró primeramente en el análisis de los datos de energía para los dos períodos bien documentados.

La primera temporada se extiende del 01/01/1998 al 05/06/1998, período durante el cual la estación meteorológica se encontraba a la altura de 5100 m.s.n.m..

La segunda temporada empieza el 4 de septiembre 1998, cuando la estación fue desplazada más abajo en el glaciar, a una altura de 4900 m.s.n.m.. Esta se acaba el 14 de abril 1999 cuando la estación Campbell tuvo problemas mayores.

La particularidad de estas dos épocas se encuentra en la gran diferencia que se produjo en la fusión del glaciar. Además, se nota que la primera fue marcada por un evento de tipo El Niño, la otra por un evento de tipo La Niña.

Nuestra preocupación fue entender las razones de tales diferencias y buscar las relaciones que existen con las situaciones meteorológicas particulares en las que ocurrieron.

Al observar el cuadro 6.6. se nota que los balances energéticos de los dos períodos fueron idénticos con un valor de radiación neta de 49 W.m^{-2} . La única diferencia interesante aparece en la altitud de la isoterma 0°C de los dos períodos. La altitud de la isoterma 0°C se calculó a partir del valor de temperatura seca de arriba (180cm de altura), tomando en cuenta un gradiente de temperatura con la altura de: $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

Promedios de los variables del balance energético para las temporadas de mediciones						
	Rg	A	Rneta	Ratm	Rr	Isotérmico 0°C
Primera temporada	193	0.70	49	301	136	5230 m
segunda temporada	178	0.69	49	304	123	4860 m

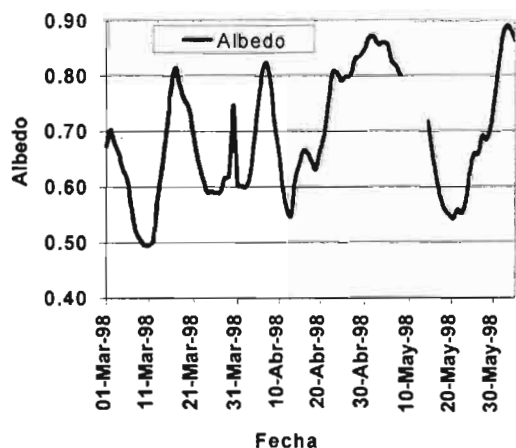
Ratm y Rr están calculados con las formulas siguientes $Rr = A \cdot Rg$ y $Ratm = Rnet - R_{\text{suelo}} - (1 - A) Rg$

Cuadro 6.6.: Promedios de los variables del balance energético para las dos temporadas de mediciones.

Si se analizan los datos del albedo para los dos períodos, aparece que el albedo en la estación meteorológica pasa de valores propios del albedo de nieve fresca a valores característicos del albedo para el hielo (gráfico 6.29.). Además, se notó en el campo que para los dos períodos, la línea de nieve (o línea de división de las superficies cubiertas y descubiertas por la nieve) estuvo a la altura de la estación Campbell (5100 m.s.n.m. de altura para el primer período, 4900 m.s.n.m. para el segundo). Así, la diferencia principal entre los dos períodos corresponde al tamaño de las superficies descubiertas por la nieve.

La temperatura parece ser la causa mayor de este cambio. En efecto, las precipitaciones de la región del Antizana ocurren con fuerza y frecuencia a lo largo del año. La altura de la isoterma tiene así mucho que ver con el límite bajo de las caídas de nieve. Se notó durante las salidas de campo del primer período que, precipitaciones lluviosas se produjeron con frecuencia más arriba de la estación Campbell ($>5100 \text{ m.s.n.m.}$). Además, para el segundo período, precipitaciones lluviosas jamás ocurrieron arriba de los 4800 m.s.n.m.

Promedios móviles (sobre 5 días)
Albedo a 5100 m durante el primer ciclo



Promedios móviles (sobre 5 días)
Albedo a 4900 m durante el segundo ciclo

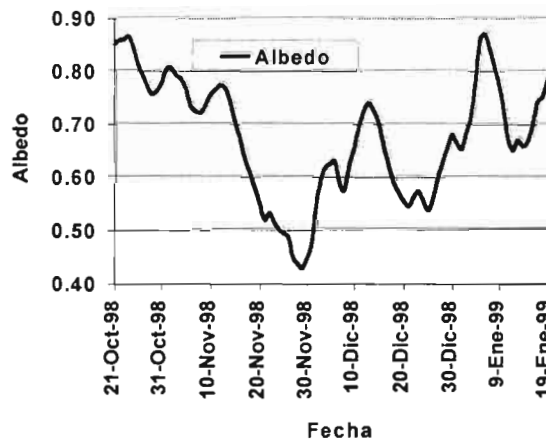


Gráfico 6.29.: Promedios móviles sobre (5 días) del albedo para los dos ciclos de mediciones.

La consecuencia del cambio de altura de la línea de nevé es fundamental en la explicación de la fusión. En efecto, la ubicación de la línea de nevé en el glaciar determina el tamaño de las superficies descubiertas por la nieve, es decir con albedo bajo. Así, la energía captada por las mismas superficies cambia bastante entre las dos situaciones.

Para continuar, se trató de confirmar este elemento por cálculos sobre la fusión a partir de los valores de energía medidos por la estación. Se buscó primeramente el nivel altimétrico de la línea de nevé y se determinó un albedo típico de la nieve ($A_{\text{nieve}} = 0,85$) y del hielo ($A_{\text{hielo}} = 0,5$).

Este límite fue determinado con ayuda de las mediciones de espesor de nieve realizadas en el glaciar por sondeos durante las campañas mensuales de balance en la zona de ablación. El límite fue considerado en el nivel donde las medidas mostraron la presencia de nieve.

Así, se calcularon las superficies cubiertas y descubiertas por la nieve.

El cálculo de la energía total requiere después un método de extrapolación de los datos de energía al nivel del glaciar. Se debe mencionar la siguiente hipótesis: la radiación global (R_g), la radiación atmosférica (R_{atm}), y la radiación del suelo (R_{suelo}) son constantes sobre toda la superficie de la zona de ablación.

Si se considera que las variables medidas en la estación están anotadas con el superíndice s, por ejemplo R_{net}^s , y que las de la zona cubierta por la nieve poseen el superíndice n, por ejemplo R_{net}^n . Entonces, la extrapolación de los valores medidos en la estación meteorológica para la zona cubierta por la nieve se puede escribir con la relación siguiente :

$$R_{\text{neta}}^n = R_{\text{neta}}^s + (A^s - A^n) * R_g \quad (6.8.)$$

La misma relación existe en la zona de hielo vivo, en donde se debe cambiar las n por un h que significa hielo.

Así, se calcularon los valores de fusión que corresponde a la zona de ablación, los cuales fueron comparados con la ablación calculada a partir de los valores de balance glaciológico en la zona de ablación. En el cuadro 6.7. se muestran los resultados obtenidos.

Comparaciones entre las láminas de escorrentía calculadas a partir de los balance energético y a partir de la lectura de las balizas					total
	1 ^{er} trimestre	2 ^{do} trimestre	3 ^{er} trimestre	4 ^{to} trimestre	año
Lámina de agua de fusión calculada a partir del balance energético (en m)	2.05	2.05	0.65	0.65	5.41
Balance promedio en la zona de ablación (medición de las balizas) (en m)	1.73	1.56	0.36	0.46	4.12
Fusión calculada a partir de las balizas (ablación en m)	1.97	1.98	0.60	0.71	5.26

Cuadro 6.7.: Comparaciones entre las láminas de escorrentía calculadas a partir del balance energético y a partir de la lectura de las balizas de ablación.

Al mirar la buena correspondencia de los valores obtenidos, se puede pensar, en un primer acercamiento, que la altura de nieve, es una variable muy importante que controla fuertemente el balance energético sobre el glaciar. Este acercamiento sencillo ya nos permite reencontrar con buena precisión los valores de lámina de agua que realmente se fugaron del glaciar.

El interés de los eventos El Niño en este problema aparece a través del aumento sensible de las temperaturas a 500 hPa (datos de reanálisis NCEP/CPC), y de la pequeña disminución de las precipitaciones, los cuales son el origen de una elevación de la ubicación de la línea de nevé en el glaciar. Estas influencias son las primeras razones del fuerte derretimiento que ocurrió durante el último evento fuerte de El Niño. Otro factor que da origen a una fusión grande, es la humedad relativa, que interviene sobre los valores de sublimación. Este punto todavía no pudo ser estudiado.

e) Relación entre el balance radiativo y el caudal de la estación limnigráfica para intervalos de tiempo más cortos (4 días)

El objetivo final de las mediciones del balance energético como se puede suponer es la investigación a nivel micro-meteorológico de los factores que entran en la explicación de la fusión. La meta final sería la de encontrar un modelo que permita calcular, a partir de las mediciones de la estación meteorológica, las láminas de escorrentía del río con una buena precisión. Las relaciones encontradas anteriormente son la base para este modelo. Así, se investiga en este párrafo la posibilidad de aplicar estas relaciones para un intervalo de tiempo más corto (4 días). Esta etapa parece indispensable para verificar la exactitud de los parámetros: si estos tienen valores alejados de la realidad, el paso a intervalos de tiempo más cortos debe diverger para dar correlaciones pequeñas.

El período de estudio se lo ubica del 24/9/1999 hasta el 5/1/2000.

Primeramente se calcularon las láminas de escurrimiento aportadas por la fusión.

A partir de observaciones en el campo que se realizaron cada 30 días con las medidas del balance, se determinó las superficies descubiertas por la nieve para cada mes (15 días antes y 15 días después del día de la medición del balance).

El cálculo para la extrapolación de la energía medida en la estación a las superficies cubiertas y descubiertas por la nieve es aquí un poco diferente del anterior. En efecto, las caídas de nieve pueden cubrir el glaciar durante algunos días sin que estos eventos puedan estar considerados en la determinación de las superficies del fin de mes. Así, para los valores de albedo mayores que 0.7, se consideró que toda la superficie del glaciar está cubierta por nieve con un valor de albedo igual al valor medido en la estación meteorológica. Caso contrario, el albedo de la parte con nieve se queda fijo con el valor de 0,7 y el valor del albedo de la parte de hielo vale lo que fue medido por la estación.

La producción de caudal por las precipitaciones se calcula de la siguiente manera:

- toda el agua de una precipitación se escurre durante el mismo día,
- el coeficiente de escorrentía para las precipitaciones menores que 5 mm es del 10%, y para las precipitaciones mayores que 5 mm el coeficiente de escorrentía es del 20%,
- la precipitación que se toma en cuenta es la del pluviógrafo instalado en la estación limnigráfica Antizana,
- no se toma en cuenta la precipitación en el glaciar, se considera que cae en forma de nieve y que su fusión utiliza una parte de la energía que llega al glaciar. Así, cuando se busca la producción de agua por las precipitaciones, solo se toma en cuenta el agua que cayó en el páramo.

Todos los otros parámetros son iguales a los que se tomaron en cuenta en los estudios anteriores (participación del glaciar 15β tiene un valor 0.8 veces el del glaciar 15α , la sublimación nula, no hay variación del stock en agua afuera del glaciar, los valores absurdos de radiaciones debidos a las caídas de nieve no fueron tomados en cuenta)

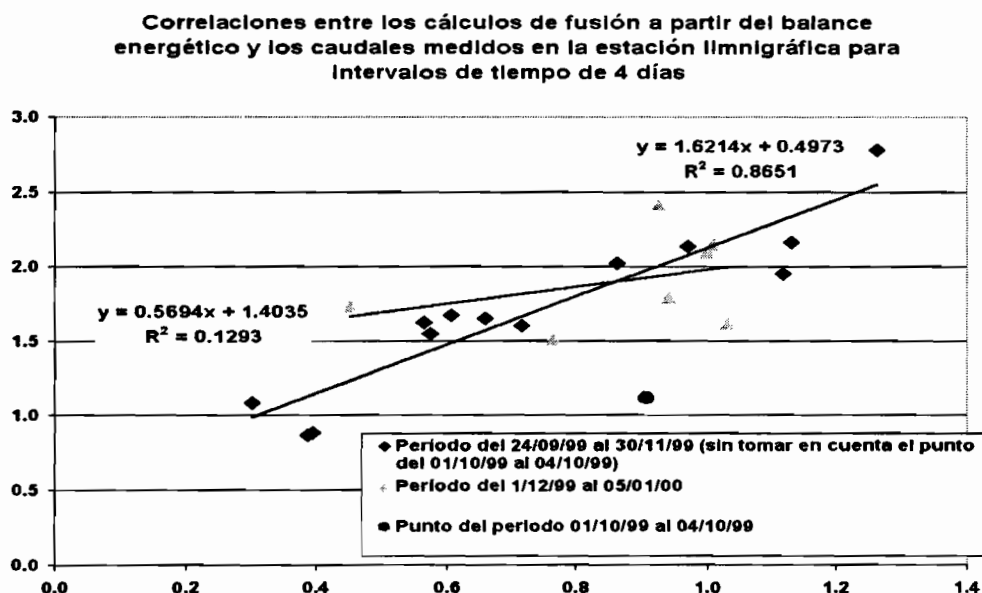


Gráfico 6.30.: Correlaciones entre cálculos de fusión a partir del balance energético y las láminas de agua medidas en la estación limnigráfica para intervalos de tiempo de 4 días.

En el gráfico 6.30. están dibujados los puntos que relacionan la lámina de agua escurrida en el río con la calculada a partir del balance energético para tres temporadas diferentes. Los cálculos se presentan en promedios para un intervalo de 4 días, porque para tiempos más cortos, la calidad de las relaciones baja sensiblemente. Para llegar a unas correlaciones correctas para intervalos más cortos, se debe conocer con más detalle la hidrología de cada sector de la cuenca y conocer los tiempos de respuesta de cada uno. Además, hace falta crear un modelo de fusión de nieve en el páramo: las precipitaciones fuertes se derriten en largo tiempo y se deben tomar como una fuente de agua "nival" que se comporta casi como el glaciar y no como una precipitación lluviosa.

Para el primer período que se extiende del 24/09/1999 al 30/11/1999 los datos se relacionan de buena manera (coeficiente de correlación $R^2 = 0.865$), lo que permite pensar que la relación estudiada es confiable. Además, se dibujó otros puntos que corresponden al período desde el 1/12/1999 al 5/1/2000. Para estos puntos, la unión no se encuentra tan óptima. Las razones pueden ser numerosas: altura de la línea de nevé mal determinada, problemas de caídas de nieve sobre los sensores, problema de curva de descarga de la estación que cambió por mala posición de la sonda de la estación limnigráfica, mala evaluación de un parámetro del modelo (influencia de la sublimación, participación del glaciar 15 β , infiltraciones en las morenas, cambio brusco de la hidrología de la cuenca), método de extrapolación que no toma en cuenta algunos factores primordiales en caso de precipitaciones frecuentes.

Sin embargo, al mirar el último punto dibujado, se entiende mejor que el problema que impide buenas correlaciones se debe a las caídas de nieve. En efecto, este punto corresponde al único período con lluvias fuertes de un período de tiempo caracterizado por un buen clima.

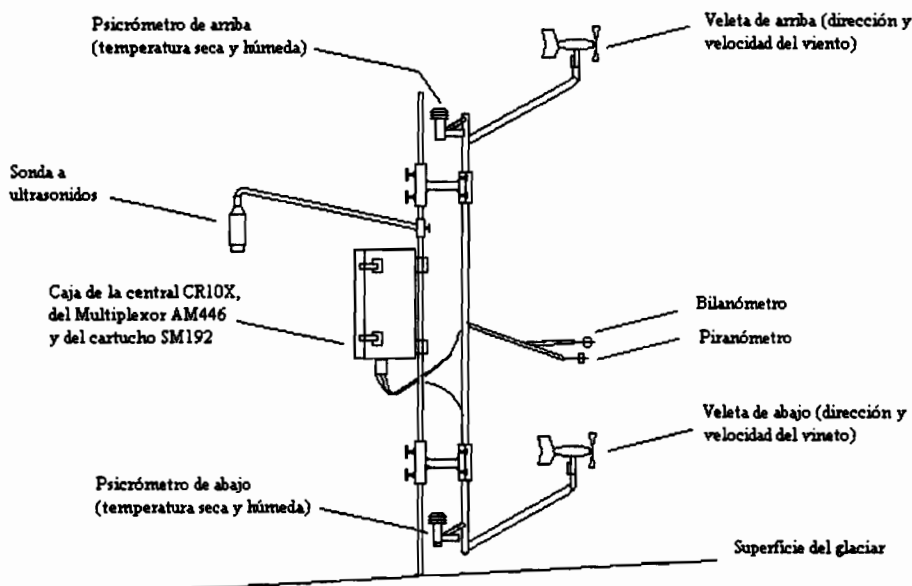
Como consecuencia, mejorar estos datos, y bajar el intervalo de tiempo necesitará la comprensión de los fenómenos hidrológicos instantáneos.

f) Objetivos futuros correspondientes a la estación

La estación Campbell fue cambiada de sitio el 15 de marzo 2000. Se aprovechó del evento para revisar el programa. Además, nuevas temperaturas de control fueron puestas en los psicrómetros (para la temperatura seca de arriba, de abajo y la temperatura húmeda de abajo).

La estación fue también mejorada en su estructura para que los sensores permanezcan con distancias fijas uno respecto al otro. Los globos de protección del bilanómetro fueron cambiados porque los viejos fueron estropeados.

Los primeros resultados de la estación nueva parecen buenos. Con esta configuración se espera una mejor continuidad en la toma de datos.

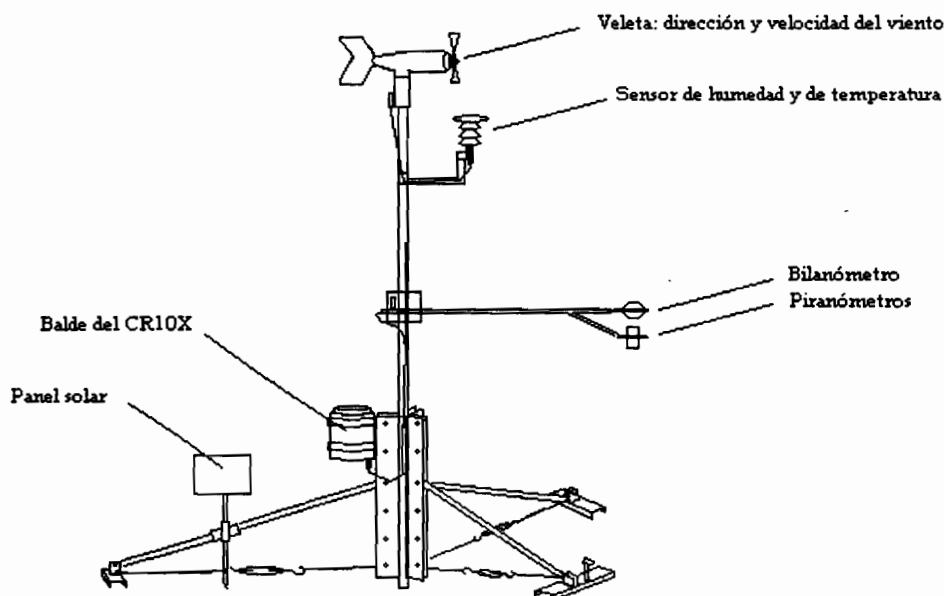


Esquema 6.1.: Plano de la nueva estación Campbell 4900 m.s.n.m.

6.3. La nueva estación SAMAE1

a) Plano de construcción y especificaciones

La SAMAE1 fue construida basándose sobre el ejemplo de la estación SAMA1 que ya existe en Bolivia. (Chazarin, comunicación personal). El primer objetivo de esta estación es el de poder ser cambiada fácilmente de sitio en el glaciar para investigar los problemas de espacialización de los datos. Así, la estación fue construida en aluminio para disminuir su peso. Además un sistema de trípode permite una buena estabilidad de la estación aunque ella no esté fija en el hielo. La varilla que soporta todos los sensores es movable para modificar las alturas de los sensores en casos de caídas de nieve. El panel solar está colocado sobre un piquete separado de los sensores para no distorsionar las mediciones. Este fue ubicado a una altura de más de 60 cm para impedir que la nieve lo recubra cuando las caídas de nieve sean fuertes.



Esquema 6.2.: Plano de la estación SAME1.

Los sensores colocados fueron escogidos para ser fácilmente comparables con la estación Campbell. Su configuración actual es la siguiente:

Variable medida	Tipo de sensor	Altura del aparato	Precisión de la medición
Temperatura del aire, °C	HMP45C-L5	160 cm	$\pm 0.3^{\circ}\text{C}^*$
Humedad relativa, %	HMP45C-L5	160 cm	$\pm 2\%$ ($0 < \text{RH} < 90\%$) $\pm 3\%$ ($90 < \text{RH} < 100\%$)**
Velocidad del viento, m.s^{-1}	Campbell 05103-Young	180 cm	1.5%
Dirección del viento, °	Campbell 05103-Young	180 cm	$\pm 3^{\circ}$
Radiación de ondas cortas, W.m^{-2} Onda incidente y reflejada	Campbell SP1100 ($0.35 < \lambda < 1.1 \mu\text{m}$)	100 cm	$\pm 3\%$
Radiación neta, W.m^{-2}	NR-LITE (marca Kipp&Zonen)	100 cm	$< 30 \text{ W.m}^{-2***}$

* Error a la temperatura de 0°C .

** precisión a los 20°C .

*** Error de orientación del sensor con la horizontal comprendida entre 0 a 60° con un $R_{\text{neto}} = 1000 \text{ W.m}^{-2}$.

b) Primeras mediciones, comparaciones con la estación Campbell 4950m

La estación SAMAE1 fue instalada el 17 de febrero 2000. Aún en curso de adaptación a las condiciones del glaciar. La estación pudo registrar los datos hasta el 2 de marzo. En esta fecha, cayó una gran capa de nieve, la cual tapó el panel solar e impidió la recarga de la batería. Actualmente, el panel esta fijado sobre un piquete que lo pone a una altura de 60 cm sobre la superficie del suelo y es vertical lo que impide la acumulación de nieve en su superficie. En Bolivia se notó que la radiación reflejada es tan fuerte que el voltaje del panel aun vertical es suficiente para recargar la batería

(Chazarin, comunicación personal). Este problema de batería es grave para la estación, ya que el módulo CR10, a la diferencia del CR10X, no guarda el programa en memoria cuando se corta la corriente eléctrica. Este problema de batería fue solucionado.

Además, se repararon las patas del trípode de la estación que fueron destruidas por la fuerza ejercida por el peso de la nieve. El problema del aluminio es su potencialidad a ser doblado, no se consideró que el movimiento de la capa superficial de nieve compacta pudiera ejercer una fuerza tan grande sobre la estructura.

c) Objetivo de espacialización

La ventaja de esta estación es la facilidad con la cual ella puede ser movida. Así, el primer objetivo de la SAMAE1 es la investigación de la espacialización de los datos de energía. Se buscará la variabilidad de los datos con la orientación, la altitud, el reflejo del suelo (si está cubierto de nieve o de hielo). Además, se colocará una red de albedómetros en la superficie del glaciar. Se notó la importancia de la altura de la línea de nevé en la extrapolación de la variable. La red nos permitirá conocer exactamente la ubicación de esta línea. Después, el estudio de la variabilidad del albedo en cada zona será más sencillo.

Para la espacialización de las temperaturas con la altura y la orientación de la pendiente, hace falta poner un psicrómetro ventilado para ver las correspondencias que se pueden hacer con el termómetro que está puesto en la SAMAE1, pero su adaptación todavía debe ser estudiada.

Referencias Bibliográficas

- Bontron G., Francou B., Ayabaca E., Cáceres B., Maisincho L., Chango R., de la Cruz A., Garzón, L. A., Neubert D., El glaciar 15 del Antizana – Mediciones glaciológicas, hidrométricas y topográficas (años 1997-1998), *Informe n° 2 IRD-INAMHI-EMAAP-Q*, 1999
- Brugman M. M., Scale dependent albedo variations and runoff from a glacierized alpine basin, *Snow Hydrology And Forests in High Alpine Areas (Proceeding of the Vienna Symposium, August 1991. Bergmann, Lang, Frey, Issler & Salm ed.) IAHX Publ. 205*, 61-71, 1991.
- Brustear W., *Evaporation into the atmosphere*, 299 p., D. Reidel, Norwell, Mass., 1982
- Chow V. T., Maidment D. R., Mays L. W., Hidrología aplicada: *McGraw-Hill Interamericana S.A., Santafé de Bogotá. Traducido de la primera edición en inglés de: Applied Hydrology*, 1988. McGraw-Hill, 1994.
- Duguay C.R., Radiation modelling in mountainous terrain Review and Status, *Mountain Research and Development*, 13 (4), 339-357, 1993.
- Kaser G., Hastenrath S., Ames A., Mass balance profiles on tropical glaciers: *Z.f. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 20 (82), 85-97, 1992.
- Kuhn M., Micro-meteorological conditions for snowmelt, *Journal of Glaciology* 33, 24-26, 1987.
- Lliboutry L., Multivariate statistical analysis of glacier annual balances. *Journal of glaciology*, 13 (69), 371-392, 1974.
- Male D.H. & Granger R.J., Snow surface energy exchange, *Water Resources Research*, 17(3), 609-627, 1981.
- Monin A.S. & Obukhov A. M., Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere, *Tr. Geofiz. Instit. Akad. Nauk. S.S.S.R.*, 24(151), 164-187, 1954.
- Morris E.M., Turbulent transfer over snow and ice, *J. Hydrology*, 105, 205-223, 1989.
- Oelermans J. & Fortuin N. C., Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming, *Science*, 258, 115-117, 1992.
- Paterson W.S.B., *The Physics of glacier*, 3rd ed., 477 p., Pergamon, Tarrytown, N. Y., 1994.
- Perrin de Brichambaud Ch., *Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels*. Gauthiers-Villars, Paris, 1963.
- Prandtl L., *Guide à travers la mécanique des fluides*, Dunod, 448 p., 1952.
- Rossel F., Influencia de El Niño sobre los regímenes del Ecuador, *Tomo II. Informe Inseq IRD-Inamhi n° 18*, Quito, 1997.
- Sémiond H., Francou B., Ayabaca E., de la Cruz A., Chango R., El glaciar 15 del Antizana (Ecuador): investigaciones glaciológicas 1994-1997. *Informe ORSTOM-IFEA-EMAAP-Q-INAMHI*, Quito, 1998.

Wagnon P., Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical – Application à la relation glacier – climat, These de doctorat de l'université Joseph Fourier Grenoble I, 1999.

Wagnon P., Ribstein P., Francou B., Pouyaud B., annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, *J. Geophysical Research*, 104(D4), 3907-3923, 1999

Wagnon P., Ribstein P., Kaser G., Berton P., 1999 b : Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian Glacier, *Global Planetary. Change*, 22, 49-58 .

Wagnon P., Ribstein P., Schuler T., Francou B., Flow separation on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, *Hydrol. Processes*, 12, 1911-1926, 1998.

Wolter K. & Timlin M.S., Monitoring ENSO in COADS with seasonally adjusted principal component index. *Proc. Of the 17th Climate diagnostics workshop*, Norman, OK, NOAA/N MC/CAC, NSSL, Oklahoma, 1993.