Institut de Recherche pour le Développement

GREAT-ICE

Glaciers et Ressources en Eau des Andes Tropicales
Indicateurs Climatiques et Environnementaux

GLACIOCLIM

Observatoire de Recherche pour l'Environnement

MÉTODOS DE OBSERVACIÓN DE GLACIARES EN LOS ANDES TROPICALES

Mediciones de terreno y procesamiento de datos

Versión-1: 2004

BERNARD FRANCOU & BERNARD POUYAUD

con las colaboraciones de

RODOLPHE BUCHER, BOLIVAR CACERES, JEAN-PHILIPPE CHAZARIN, PIERRE CHEVALLIER, YANN L'HOTE, ABRAHAM MACHACA, LUIS MAISINCHO, JAVIER MENDOZA, JAIR RAMIREZ, ALVARO SORUCO, JEAN-DENIS TAUPIN & PATRICK WAGNON

IRD - IHH - INAMHI - INRENA - SENAMHI - EMAAP-Q - INGEOMINAS - LGGE

SUMARIO

Preámbulo 4
1. Balance de masa: definiciones y marco teórico 6
1.1. Balance neto específico 6
1.2. Método de estimación del balance 7
1.3. Gradiente vertical del balance, ELA y AAR 9
1.4. Dinámica del glaciar, velocidad y oscilaciones del frente 11
1.5. Criterios para un monitoreo de glaciar a largo plazo 12
2. Medición de la acumulación 16
2.1. Generalidades 16
2.2. Estratigrafía : ¿Cómo identificar la capa basal? 16
2.3. Excavación de pozos (pits) 23
2.4. Excavaciones con perforadores manuales 28
2.5. Sondeos con la sonda a nieve 33
2.6. Nivología: forma de cristales, textura, capas de hielo, penitentes 34
2.7. Espacialización de la acumulación 37
2.8. Crítica de los resultados 39
2.9. Utilizar los isótopos ambientales para evaluar la acumulación de nieve anual 40
3. Medición de la ablación 45
3.1. Generalidades 45
3.2. Instalación de balizas 45
3.3. Precauciones para medir la emergencia 48
3.4. Calcular el balance anual en la zona de ablación 53
3.5. Observaciones mensuales en la zona de ablación 55
3.6. Graficando los pasos sucesivos 59
4. Balance neto específico 63
4.1. Generalidades 63
4.2. Calculo del balance neto específico 63
4.3. Balance en función de la altura 65
4.4. ELA (Equilibrium Line Altitude) 66
4.5. AAR (Accumulation Area Ratio) 68
4.6. Mapa de isolíneas de balance. 70
4.7. Validez del balance de masa y detección de fuentes de error 71
4.8. Referencias de los capítulos 1-2-3-4 74
5. Geometría del glaciar 75
5.1. Generalidades 75
5.2. Fotografías oblicuas captadas desde el suelo 75
5.3. Topografía clásica con un teodolito y un distanciómetro 77
5.4. Uso del (D)GPS para la topografía 88
5.5. Mapeo por restitución aerofotogramétrica 103
5.6. Determinación del espesor de hielo con un radar a penetración de suelo 108
5.7. Referencias del capítulo 119
6. El Balance Hidrológico 121
6.1. La cuenca vertiente 121
6.2. Medida de las precipitaciones (adaptado de Musy et al., 2001) 125
6.3. Medida de los caudales (adaptado de Musy et al., 2001) 135
6.4. Estimación de la evaporación (tomado en parte de Musy, 2001) 174
6.5. Caudales escurridos, caudales específicos, láminas escurridas y coeficiente de escurrimiento. 175

6.6. Comparando Balance Hidrológico y Balance Glaciológico 180
6.7. Referencias bibliográficas del capítulo 183
7. Meteorología 185
7.1. Los pluviómetros totalizadores tipo “tanque-2000” 186
7.2. Los sensores HOBO : instalación y gestión 189
7.3. Estaciones completas ubicadas al lado del glaciar: dos ejemplos tipos 196
7.4. Micro-meteorología y balance de energía en la superficie del glaciar 211
7.5. Extracción de datos meteorológicos reanalizados de internet 217
7.6. Referencias del capítulo 225
8. Gestión y formatos de difusión de los datos 227
8.1. Algunas reglas básicas 227
8.2. ¿Cómo archivar los datos corrientes? 228
8.3. Difusión de los datos: algunas reglas que respetar 229
8.4. El Informe anual 230
8.5. Formato de la información para el WGMS 231
8.6. Sitios internet actualizados 236
9. Referencias 237
9.1. Referencias generales 237
9.2. Informes anuales sobre los glaciares (1992-2003) 239
10. Autores de las rúbricas del presente documento y agradecimientos 242

Preámbulo

Después de equipar los primeros glaciares en Bolivia en 1991, luego en Ecuador en 1994, y de apoyar la decisión del INRENA de reactivar un programa de observación de glaciares en el Perú a partir del año 2000, el IRD y sus organismos asociados en los tres países andinos han logrado un resultado importante: disponer de una red de glaciares permanentemente monitoreados entre la parte externa (16°S) y la parte interna (Ecuador) del Trópico. En efecto, gracias al programa GreatIce, la comunidad científica internacional dispone actualmente de una masa de informaciones permanentes sobre la evolución de unos 10 glaciares instrumentados y seguidos a escala mensual y anual. Desde el comienzo, quisimos abarcar varios tipos de glaciares de diferente tamaño, geometría y exposición, a fin de disponer una base de datos lo más representativa posible para analizar la respuesta de la cryosfera andina al cambio climático. La buena accesibilidad de los glaciares, la presencia de aplicaciones económicas en el campo de los recursos hidricos y de los riesgos naturales, y la elección de contrapartes interesadas por varios aspectos del programa, han sido la mejor garantía de la permanencia de esta red de observación durante el primer decenio.

Sin embargo, una red de observación del medio ambiente cumple plenamente con sus objetivos cuando los datos obtenidos, además de ser ininterrumpidos sobre un largo periodo de tiempo, son de alta calidad y ofrecen las mejores posibilidades de interpretación en término de variabilidad climática e hidrológica. Para responder a este criterio, varios glaciares fueron equipados, no solamente para ofrecer un balance de masa anual, sino también para estimar independientemente el balance hidrológico. En algunos casos, un equipo meteorológico completo fue instalado sobre el glaciar o en sus margenes inmediatos a fin de analizar los procesos físicos de la ablación en la superficie y, en consecuencia, de poder relacionar el balance de masa con las variables más significativas del clima a escala local.

Después de más de 10 años de almacenamiento de datos, de análisis y de comunicación de los principales resultados en revistas o seminarios internacionales, nos ha parecido útil de reunir en una síntesis la mayor parte de las herramientas metodológicas que han servido de base para la recopilacion de esta información. ¿Por qué?

En primer lugar, la dispersión del programa en diversas áreas geográficas puede provocar un alto riesgo de que se desarollen localmente modos operatorios específicos, lo que podría conducir a discrepancias importantes entre varios sitios, perjudicando la posibilidad de correlacionar los resultados entre varios glaciares de la red regional. En segundo lugar, la memoria de los procedimientos, a veces muy complejos, se perpetúa más fácilmente mediante un informe escrito, sobretodo cuando los responsables de programa cambian. En tercer lugar, la técnica puede evolucionar (por ejemplo los métodos topográficos han sido revolucionados por las posibilidades ofrecidas por el GPS en modo diferencial) y es conveniente elegir rápidamente los mejores modos operatorios para luego generalizarlos a todos los glaciares cuando se presenta tal oportunidad.

Adicionalmente, consideramos que un "corpus" de métodos sera útil para los "recién llegados" (estudiantes, nuevos colegas...) que van a encontrar en este "manual" un material de consulta permanente. Este trabajo podrá también facilitar la introducción de nuevos campos científicos (glaciología, hidrología de glaciares, método topográficos adaptados a glaciares), en las universidades andinas. A la diferencia de los tradicionales compendios o tratados científicos (siempre de enfonque muy teórico) quisimos presentar con este manual una información básicamente metodológica y práctica.

En efecto, este trabajo, además de ser didáctico, pretende ser práctico y por dicha razon elude los aspectos teóricos que se encontrarán facilmente en los libros generales, algunos siendo mencionados en la bibliografía final. Al mismo tiempo, lo hemos adaptado particularmente al ambiente de la cryósfera tropical y todos los ejemplos elegidos se basan sobre los glaciares observados de nuestra red andina.

Esta recopilación trata de elegir lo mejor de las experiencia adquirida durante estos últimos años y ella se mantendra constantemente abierta a todo tipo de mejoramiento ulterior. En efecto, gracias a la ingeniosidad de los investigadores y al perfeccionamiento de los equipos, es inevitable que aparezcan evoluciones en los métodos utilizados.

Se presenta entonces más adelante una primera versión de esta obra, la cual es destinada a enriquecerse durante el transcurso de los próximos años generando asi versiones actualizadas. Hemos elegido una difusión esencialmente electrónica (CD y WEB) para facilitar este tarea.

Finalmente, agradecemos a los numerosos co-autores que nos han ayudado en esta recopilación. Sus nombres aparecen en la última parte de esta obra, donde se indica a su vez, los capítulos en los cuales ellos han contribuido.

Bernard Francou y Bernard Pouyaud,
UR Great Ice, DME, IRD
Junio del 2004

Citación:
Francou, B., Pouyaud B. and 12 others, 2004. Métodos de observación de glaciares en los Andes tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos. Versión 1, *Great Ice, IRD, France: 238pp. (on CD).*

©IRD
prohibida su reproducción completa o parcial sin permiso de los autores

1. Balance de masa: definiciones y marco teórico

El enfoque de los estudios glaciológicos practicados actualmente en los Andes centrales por el IRD y sus contrapartes considera el glaciar como un objeto hidrológico cuya masa cambia a corto plazo en función de las características del clima. Luego, los análisis se han concentrado en los siguientes aspectos fundamentales:

- El *balance de masa* (*bilan de masse, mass balance*), que representa el equivalente agua de lo que gana y de lo que pierde un glaciar en un tiempo determinado, obtenido a partir de mediciones repetidas, ya sea de manera directa (balance glaciológico) u indirecta (balance hidrológico).

- Los *cambios de longitud, de superficie y de volumen* ocurridos en el pasado, a escala de tiempo del orden del decenio al siglo: estas evoluciones traducen la respuesta del glaciar a los cambios de masa acumulados. Para medir dichos cambios, se utilizan métodos geodésicos de terreno, análisis de fotografías aéreas y de imagenes satelitales, reconstrucciones en base a análisis geomorfológicos o de investigaciones históricas.

- La *sensibilidad del glaciar al clima*, que consiste en identificar funciones relacionadas a la evolución del glaciar y a la evolución del clima. Estas funciones se basan en el estudio directo de los procesos físicos activos en la superficie del glaciar a partir de un balance energético. Tambien ellas pueden ser buscadas a través de relaciones estadísticas significativas entre los valores del balance de masa y las variables del clima medidas en estaciones meteorológicas cercanas al glaciar o producidas por los modelos de circulación general (ejemplo los reanálisis NCEP-NCAR).

1.1. Balance neto específico

Un glaciar es una masa de hielo que se alimenta de agua sólida (nieve, granizo, escarcha), que trasforma esta agua sólida en hielo y la restituye en forma de vapor (evaporación/sublimación) o en forma líquida (agua escurrida por el torrente emisario). Dicha ganancia y pérdida de masa se analizan como un balance (*bilan, budget*).

El balance de masa *b* corresponde al resultado de la suma de la acumulación y de la ablación. Es el cambio de masa, representado por un volumen equivalente de agua, ocurrido durante un tiempo definido, determinado normalmente, por la duración del año hidrológico. El balance de masa se expresa generalmente en milímetros o metros de equivalente agua (en *ingl*és, se nota: *mm w.e.* y por año *mm w.e.* y^{-1})

La ecuación básica del balance en un punto del glaciar entre dos periodos de medición *db/dt* se escribe basicamente de la siguiente manera (Lliboutry, 1964; Paterson, 1994; Dyurgerov, 2002):

$$db/dt = \rho dh/dt + \int d\rho/dt \, dz \qquad (1.1)$$

donde ρ es la densidad del hielo de espesor h, que varia según el tiempo t. El primer término de la ecuación representa el cambio de la masa de hielo (con densidad constante) durante un periodo de tiempo. El segundo término es el cambio de densidad de la columna de espesor z sobre el periodo de tiempo t.

Simplificando la ecuación, se obtiene:

$$b_i = \rho_0 \Delta h + (\rho_2 h_2 - \rho_1 h_1) \qquad (1.2)$$

donde b_i corresponde al balance de masa en el sitio $_i$, ρ_0 a la densidad del hielo (generalmente entre 0.82 a 0.92 g cm^{-3}) y Δh a su cambio de espesor. El primer término de la ecuación representa el balance del hielo, mientras que el segundo representa el balance del material poroso (nieve, neviza) que cambia en función del tiempo (ie entre dos mediciones sucesivas).

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

$$B_n = (1/S)\ [\Sigma(b_{n1}S_1 + b_{n2}S_2 + \ldots + b_{nj}S_j)] \qquad (1.3)$$

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

1.2. Método de estimación del balance

1.2.1. Método directo de terreno ("direct glaciological method"):

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

El procesamiento de datos se lleva cabo a través de tres etapas. La primera corresponde a la divison del glaciar en rangos altitudinales que fluctuan, generalmente, entre 50 y 100 m, no obstante, cuando se trata de glaciares pequeños (como el glaciar Chacaltaya) ellos pueden disminuir a 25 m aproximadamente. En la segunda etapa, cada rango del glaciar es afectado por el valor medido con la baliza (o del pozo) localizada en el rango en cuestion. En el caso de que ninguna baliza haya sido instalada en la localizacion del rango, los valores del balance son obtenidos por interpolacion (generalmente lineal). Finalmente, el balance es ponderado por su superficie relativa utilizando la siguiente ecuacion:

$$Bn = \Sigma B_i\ (s_i/S) \qquad (1.4)$$

donde: B_i corresponde al balance de un rango altitudinal i, s_i a la superficie del rango altitudinal y S a la superficie total del glaciar.

1.2.2. Métodos topográficos ("geodetic methods"):

- ***Métodos topográficos de terreno:***

En primer lugar, se debe realizar anualmente un levantamiento topografico detallado del glaciar, con el objetivo de medir su superficie y contorno . Posteriormente, un Modelo Digital de Terreno (MDT) permitirá comparar la topografia medida con aquella de los años anteriores, asi como de calcular la perdida de area y de volumen. Luego, dichas pérdidas repartidas sobre todo el glaciar y convertidas en equivalente agua proporcionan el balance de masa por rango altitudinal. Finalmente, se confecciona un mapa calculando las lineas de igual balance de masa.

Es importante destacar que el presente método se adapta mejor a glaciares de pequeños tamaños o a aquellos en los cuales se efectuan medidas a una periodicidad plurianual.

- ***Método por restitución aerofotogramétrica:***

La *restitución aerofotogramétrica* permite estimar los cambios de superficie y de volumen de hielo a través del analisis de pares estereoscopicos compuestos por fotografias aereas de fechas diferentes, generalmente separadas por varios años.

Algunas imágenes satelitales permiten llevar a cabo este tipo de análisis (ASTER y SPOT, por ejemplo), sin embargo, el estudio de los glaciares de montaña encontrados en los Andes centrales queda limitado por la resolución espacial presentada por dichos datos espaciales.

1.2.3. Método indirecto del balance hidrológico:

Este método establece una comparacion, a escala de tiempo anual, entre la cantidad de hielo acumulado por las precipitaciones sólidas medidas/estimadas (P) y la ablación medida/estimada (evaporación y sublimación) (E). En él se considera tambien la fusión R, medida directamente a través de una estación limnigráfica ubicada sobre el emisario a poca distancia del glaciar. Luego, una primera aproximación del balance hidrológico (B_h) se obtiene aplicando la siguiente ecuación (Paterson, 1994):

$$B_h = P - R - E \qquad (1.5)$$

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

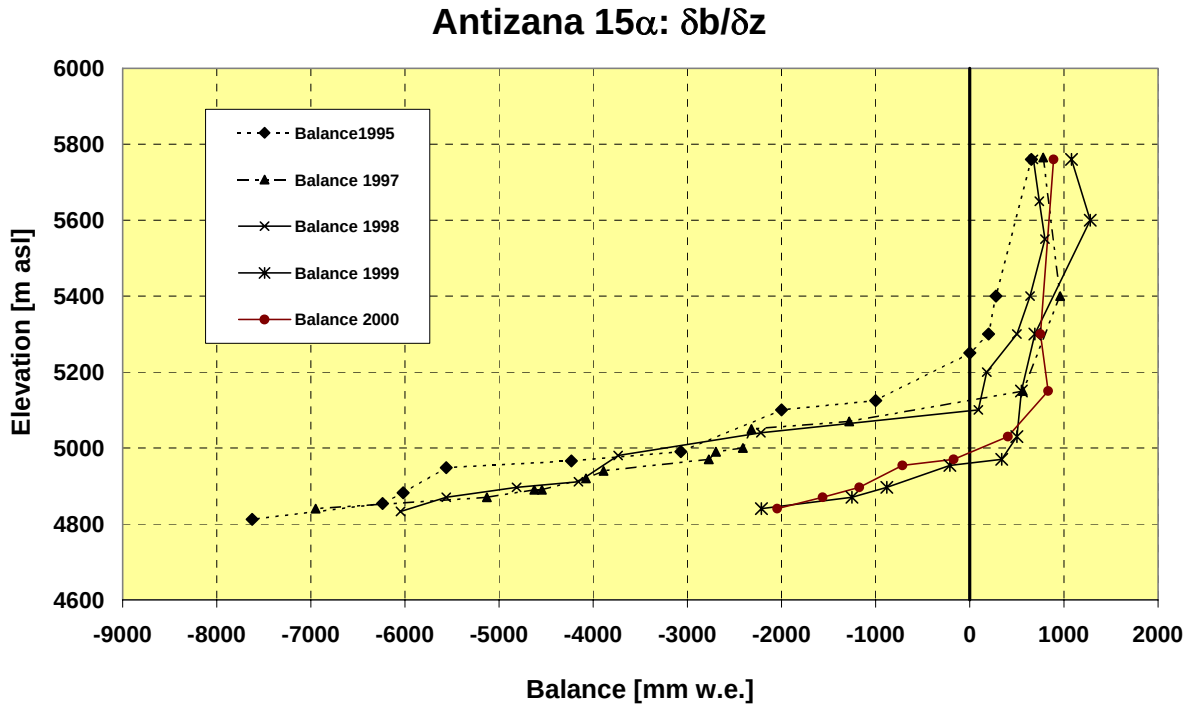
$$b_h = P - 1/S_G\,[D - (S-S_G)\,c_e\,P] \qquad (1.6)$$

1.3. Gradiente vertical del balance, ELA y AAR

1.3.1. Gradiente Vertical del Balance:

La evolución del balance en función de la altitud sobre el glaciar corresponde al *Gradiente Vertical del Balance* (GVB = *db/dz* [mm eq. agua m^{-1}]). Este gradiente, llamado también *coeficiente de actividad* del glaciar (*coefficient d'activité*: Lliboutry, 1964) es de valor elevado en la zona baja de los glaciares tropicales, donde depende de los procesos de ablación: sobrepasa generalmente los 10 mm m^{-1} y se ubica muchas veces cerca de los 20 mm m^{-1} (figura 1.1). Sin embargo, él presenta una disminución en la zona alta del glaciar, ya que alli depende sobretodo del régimen de acumulación, que varía con la altura y la topografia (orientación a los flujos humedos, a los vientos dominantes, influencia de las avalanchas, etc…).

La experiencia de la medición del balance con el método de balizas en los glaciares de montaña del mundo, demuestra que la curva *db/dz*, particularmente en la parte baja del glaciar, tiene cada año una forma bastante parecida. Solo el eje de la curva se desplaza hacia los valores positivos (en caso de balance positivo) o los valores negativos (en caso de balance negativo). Esta observación no es sistemática sobre todos los glaciaires, pero cuando existe sobre un glaciar un modelo de dicha curva bien definido, se puede reconstruir aproximativamente el balance de un glaciar con un número muy limitado de balizas. Se ha utilizado este método en Chacaltaya para el ciclo 1992-93 cuando se perdieron 4 balizas sobre un total de 6.



- Figura 1.1. Balance en función de la altura en el Glaciar 15α del Antizana durante los años extremos de medición: 1995, 1997-98 (El Niño) y 1999-00 (La Niña).

Este comportamiento lineal de *db/dz* manifestado durante años sucesivos ha servido, sobretodo, para elaborar un modelo de estimación del balance, llamado « modelo lineal

del balance ». Este modelo, en su versión simplicada y empleando pocas balizas instaladas sobre el glaciar, puede describir la variabilidad del balance en función del tiempo de una manera razonablemente aproximada (Lliboutry, 1974). El valor del balance b_{jt} del año t y al lugar j, puede ser disociado entre tres términos que se suman según:

$$b_{jt} = \alpha_j + \beta_t + \varepsilon_{jt} \qquad (1.7)$$

α_j representa un parámetro independiente del año en el cual intervienen la altura y la topografía del lugar j, β_t es la variación del balance durante el tiempo centrado sobre el periodo de medición t y independiente de sitio j, y ε_{jt} se define como un "residuo aleatorio", es a decir la margen de error del modelo.

1.3.2. Altitud de la línea de equilibrio (Equilibrium Line Altitude, ELA):

La relación del balance de masa con la altura se acerca muchas veces en la zona de ablación a una recta. Pero forma a veces más bién una curva irregular. Dicha curva muestra una inflexión marcada cuando el balance se acerca al valor 0. El nivel altimétrico donde el balance alcanza el valor de *0 mm de eq. agua* corresponde a *la línea de equilibrio del glaciar,* que separa la zona de acumulación (donde Acumulación>Ablación) de la zona de ablación (donde Acumulación<Ablación). La altura de la linea de equilibrio del glaciar , (en metros s.n.m.) varía anualmente segun el balance de masa, parametro con el cual posee una relación lineal (ver § 4.3.).

Al cabo de algunos años, cuando dicha relación lineal se encuentra bien establecida es posible identificar el valor de la ELA (llamada entonces ELA_0) para obtener un balance equilibrado (Bn = 0). Por ejemplo, en el caso del Glaciar de Zongo, la ELA_0 para el periodo 1991-2002 es de ~5240 m a.s.l. (cf. § 4.4.).

Teóricamente, el flujo de hielo máximo pasa por la ELA . No obstante, no es siempre el caso, ya que muchos glaciares no estan en equilibrio con el clima a la escala del decenio, luego ELA >ELA_0.

Generalmente se observa que la región donde permanece la ELA corresponde a la zona donde comienzan a formarse las morrenas laterales. Más abajo de este límite, el glaciar no se conecta todavia con las paredes con un talud de nieve, pero empieza a depositar hacia los lados la carga sedimentaria que transporta.

1.3.3. ELA y línea de neviza (limite du névé, firn line):

Teoricamente, la ELA y la línea de neviza deberían coincidir al final del año hidrológico, sin embargo, en la realidad existe una diferencia de altura relativamente importante entre ambos límites. Dicha diferencia se origina a causa de la formación superficial de un *hielo de recongelamiento* formado con las aguas de fusión de la neviza. Ademas en los Andes, la línea de neviza se encuentra muchas veces cubierta por una nieve caida durante la temporada seca. Ambos procesos pueden dificultar la identificación de la ELA a partir de la línea de neviza, particularmente sobre fotos aéreas e imagenes satelitales.

1.3.4. Accumulation Area Ratio (AAR):

Una vez identificada la ELA, es posible calcular la proporcion entre la superficie de la zona de acumulación y la superficie total del glaciar (en porcentaje), valor que se conoce como *Accumulation Area Ratio* [*AAR*]. Dicho valor, presenta tal como la ELA, un comportamiento lineal respecto al valor del balance de masa. Lo que permite después de varios años de medición del balance obtener los valores del AAR en caso de balance equilibrado ($B_n = 0$), denotándolo como ELA_0. Por ejemplo, en el caso del Glaciar de Zongo, el AAR_0 por el periodo 1991-2001 cubre 67% del glaciar (ver § 4.5.).

1.4. Dinámica del glaciar, velocidad y oscilaciones del frente

Debido al hecho de que el hielo tiene un cierto grado de plasticidad y se deforma bajo el efecto de su proprio peso, un glaciar es un flujo de hielo, cuya dinámica consiste en transferir el exceso de masa generado en la parte superior del glaciar (*zona de acumulación*) hacia la parte inferior donde la ablación es mayor (*zona de ablación*). Hemos visto antes que, a excepción de glaciares fuera del equilibrio, el flujo de hielo es máximo en las cercanias de la ELA.

El flujo de hielo es variable, dependiendo del *balance neto*. En caso de *balance positivo*, el exceso de masa que resulta se evacúa gracias a un aumento del espesor y a un aumento de la velocidad del glaciar para, finalmente, repercutir en un avance del *frente* (*término, front, terminus, snout*). En el caso contrario (balance negativo), disminuyen tanto el espesor como la velocitad, y en consecuencia el frente retrocede. El espesor de un glaciar en un punto cambia por el efecto del balance neto existente en dicho punto, pero también por el efecto de la masa de hielo que viene desde arriba y que depende del balance en la parte superior del glaciar.

La dinámica del glaciar puede ser aproximada estudiando el desplazamiento de balizas de balance y su cambio de altura a partir de un punto fijo (cambio de altura = emergencia de la baliza + el desplazamiento vertical de la misma). Luego, un balance neto *positivo* se refleja en un aumento de la velocidad y del espesor del glaciar. Una disminución de estos dos parámetros se presenta en el caso inverso. Dicho fenómeno se observa con mayor claridad a traves del *método de los perfiles* que consite en un control topográfico de la lengua que se efectúa una vez al año, a partir de perfiles transversales ubicados a diferentes niveles de la zona de ablación (ver §5.3.2.).

La respuesta a un cambio de balance de un glaciar es variable, dependiendo principalmente de su tamaño, de su espesor, de la geometría del lecho rocoso y particularmente de su pendiente promedio, de la cantidad de agua que se puede concentrar entre el hielo y el lecho, y de la temperatura del hielo a nivel de lecho rocoso (glaciares templados/glaciares fríos). Los glaciares que presentan una fuerte pendiente, amplias zonas de acumulación, un hielo a temperatura de fusión y una geometría del lecho rocoso regular (cercana de la forma de un cilindro perfecto) son considerados como los que poseen el tiempo de respuesta más corto posterior a la ocurrencia de una serie de balances positivos sucesivos.

El movimiento del *frente del glaciar* (avance/retroceso/estabilidad) en un año determinado es el resultado del doble efecto de la ablación que se ha producido el mismo año a nivel del frente (b_t) y de la dinámica del glaciar. Esta última depende a su vez, del efecto acumulado de

los balances de los años precedentes y del espesor máximo del glaciar (h_{max}). Así, el tiempo de respuesta t_{resp} del frente del glaciar sigue aproximadamente la siguiente relación:

$$t_{resp} = h_{max}/b_t \qquad (1.8)$$

En el caso de Chacaltaya y de los pequeños glaciares inferiores a 1 km^2, las zonas de acumulación y de ablación poseen una extensión muy variable cada año, y es muy posible que, ciertos años, la superficie entera del glaciar sea una zona de ablación o una zona de acumulación. Dichos glaciares, llamados « glaciares reservorios » (*glaciers réservoirs*: Lliboutry, 1964), tienen una dinámica poca activa con una velocidad muy reducida.

1.5. Criterios para un monitoreo de glaciar a largo plazo

1.5.1. Representatividad del glaciar a escala regional:

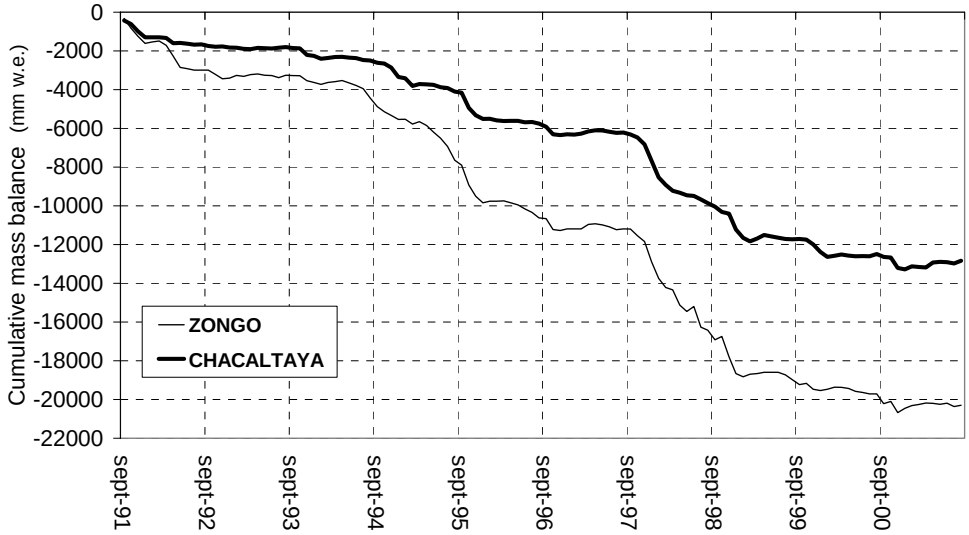
Un glaciar monitoreado debe ser representativo a escala regional. Pero cómo saberlo *a priori* ? La pregunta es delicada, y solo se pueden enumerar las condiciones que hacen que ciertos glaciares tienen que ser descartados, porque son sospechosos de obedecer a criterios muy locales. Son los glaciares fuertemente alimentados por avalanchas desde paredes muy empinadas o "seracs" colgantes, los glaciares que terminan en lagunas muy grandes y que, por consecuencia, tiene una parte permanentemente contactada con el agua. Hay que evitar también glaciares obviamente influenciados por la exposición (efecto de protección excepcional a la radiación directa en toda estación, sitios de sotavento o de barlovento evidentes). En fin, evitar los glaciares cubiertos de escombros (« glacaires negros »), que tienen un régimen muy especial de intercambio de energía entre la superficie y la atmósfera.

En los casos de Chacaltaya y del Zongo, glaciares separados por unos 20 km de distancia, vale precisar que, a pesar de un tamaño muy diferente (relación de 1 a 48 en 2002 en cuanto sus superficies), de un AAR (promedio 1991-2002) muy distincto (61% para el Zongo, 8% para Chacaltaya) y de una relación probable de 1 a 2 en cuanto a la cantidad de precipitaciones sólidas recibidas, éstos glaciares tienen una variabilidad a nivel pluri-anual que sigue la misma tendencia. Sin embargo, Chacaltaya resultó mucho más deficitario (más de 5 veces más en término de balance acumulado) que el primero sobre el decenio (ver § 4.2.). A nivel mensual, si solo se consideran los rangos altitudinales del Zongo (5170-5030 m) y todo el glaciar de Chacaltaya, de rango altitudinal 5360-5140 m, se observa una variabilidad perfectamente sincrónica (figura 1.2). Se deduce por esta similitud de comportamiento que los glaciares responden a los mismos criterios de variabilidad climática a gran escala y que el "ruido" existente es local y proviene de su diferencia de tamaño.

1.5.2. Tamaño del glaciar:

A partir del ejemplo precedente, se deduce que el tamaño del glaciar no modifica su respuesta ante el clima regional : la zona de ablación registra la misma variabilidad, solo cambia la cantidad de masa ganada o perdida a nivel del glaciar, cantidad que depende de la extensión relativa de la zona de acumulación. De este modo, es interesante, con el

fin de obtener un muestreo representativo de los glaciares, observar simultaneamente un glaciar extenso (con un promedio de AAR de 60% aproximadamente) **y** un glaciar pequeño (con un AAR de menos 20%). Además, se ha notado que los glaciares de tamaño pequeño son los que responden más fuertemente a los cambios que ocurren actualmente en la atmósfera andina (Ramirez et al., 2001). Esta es la estrategía que ha prevalecido en la organización de la red andina . No obstante, la opción de escoger glaciares pequeños representa un riesgo: que el glaciar desaparezca en los próximos años! Es lo que ocurre con Chacaltaya, lo que ha necesitado equipar en el 2002 un nuevo glaciar más extenso como el Glaciar Sur del Charquini.



- Figura 1.2. Evolución del balance neto específico de Zongo y Chacaltaya para rangos altitudinales donde la ablación ha sido predominante (Fuente : Francou et al., 2003).

1.5.3. Morfología de la cuenca:

La medición del balance glaciológico y del balance hidrológico supone la existencia de una cuenca con límites muy claros. Los mejores son los casos donde el glaciar se ubica en una sola cuenca (Chacaltaya, Charquini Sur, Yanamarey). El problema de los límites es muy delicado sobre los volcanes de forma cónica del Ecuador, como es el caso del Antizana donde el trazado de la cuenca se hizo de una manera aproximada por fotogrametría. A veces surgen problemas de límites solo en una parte del glaciar, como en el Zongo donde existe una difluencia del flujo de hielo a nivel del "Campamento Argentino», pero en este caso los errores posibles debidos a esta incertidumbre son insignificantes respecto al tamaño total del glaciar. Por supuesto, pueden existir varios glaciares en una sola cuenca (como ocurre en el Zongo y en el Antizana 15), lo que complica la estimación del balance hidrológico, pero se pudo en todo caso tomar en cuenta este hecho en base a hipótesis realistas. Podriamos decir que lo ideal sería UN glaciar ocupando toda la superficie de una cuenca bien delimitada, con UN solo río saliendo del frente del dicho glaciar.

1.5.4. Estado del frente e hidrología:

Siempre será ventajoso estudiar glaciares con un frente « limpio », sin hielo muerto cubierto de escombros pegados al glaciar, y del cual sale « un lindo río », es decir un torrente emisario con un flujo concentrato en un lecho bien definido, y que no se pierde rápidamente en escombros y hielo muerto (caso frecuente en Ecuador). Estas características son importantes para controlar los movimientos del frente y determinantes para el monitoreo hidrológico del glaciar.

1.5.5. Viabilidad, accesibilidad y seguridad:

¡Sin buena accesibilidad, no hay monitoreo a largo plazo! En efecto, la mayor parte del glaciar debe ser fácilmente accesible y ademas este ultimo debe estar seguido con balizas asi como con pozos excavados. Los glaciares con varias zonas peligrosas (riesgos de avalanchas, seracs, pendientes muy fuertes) deben ser descartados. En relación al tiempo necesario para alcanzar el frente a pie se estima que una hora o menos es lo óptimo y que tres horas es el máximo. Un glaciar demasiado visitado por turistas y montañistas es una limitación para la seguridad tanto del equipo, como de las balizas de balance y los instrumentos meteorológicos/hidrológicos.

1.5.6. Aplicaciones económicas:

La busqueda de una buena aplicación económica es una condición para encontrar contrapartes durables y recursos adicionales en los sectores públicos o privados, sobretodo en el campo hidrológico (agua potable, generación hidro-eléctrica) y también en el campo de los riegos naturales (glacio-volcanismo, seguridad de las lagunas glaciares). Los ejemplos de colaboración con la COBEE en Bolivia o con la EMAAP-Q en Ecuador son muy demostrativos.

- Foto 1.1. Glaciar de Zongo, vista aérea del año 2000. Glaciar que concentra la atención por su interés para la generación hidro-eléctrica. El fue (junto con Chacaltaya) el primero de la red andina en ser equipado para la medición de balance de masa en julio del 1991. (B.Pouyaud).

2. Medición de la acumulación

2.1. Generalidades

Se trata más bien de *acumulación neta,* ya que representa el balance entre la cantidad de agua sólida precipitada (nieve, escarcha) y su ablación por erosión mecánica (efecto del viento), sublimación y fusión (resultados del balance energético). Representando un mínimo de 60% del área total del glaciar en equilibrio, la zona de acumulación participa mucho en el cálculo del balance de masa y requiere, en consecuencia, un cuidado particular para su monitoreo.

La acumulación neta en un punto se mide directamente mediante un pozo excavado o una perforación. La conversión del material nieve/neviza/hielo al equivalente agua se calcula midiendo la densidad del mismo.

Se realizará este tipo de medición obligatoriamente al final del año hidrológico, es a decir, en Bolivia y en Perú en Agosto, y en la Cordillera Oriental de Ecuador en Diciembre. En Bolivia, se hace una medición intermediaria al final de la temporada de lluvia (mayo o junio). Precisamos que no hay que esperar más de 2 a 3 semanas antes o después de la fecha de inicio del año hidrológico para efectuar esta medición, ya que es necesario mantener un plazo máximo de una semana antes o después de esta fecha para obtener la mejor estimación de la acumulación del año. La periodicidad real de las mediciones será discutida más adelante, debido a que el verdarero ciclo de acumulación esta relativamente desconectado del año hidrológico que se elige.

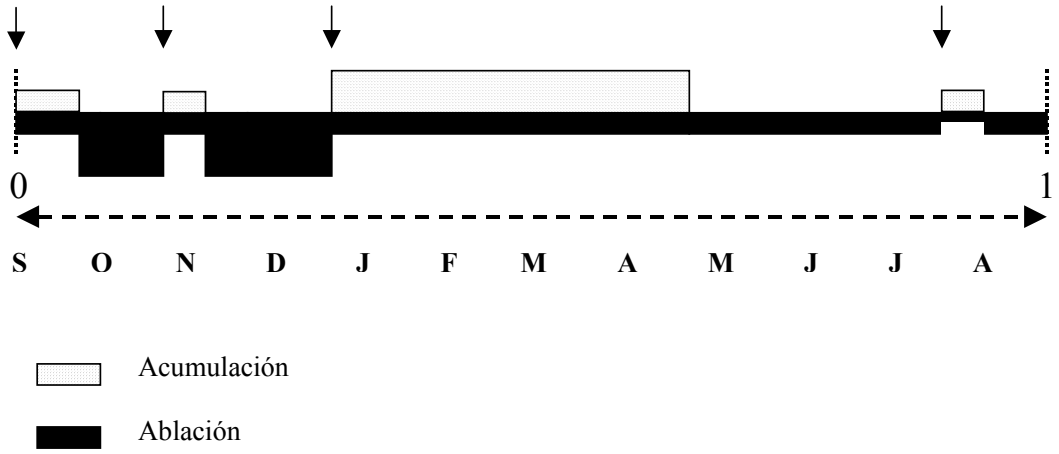
El número de puntos de medición en la zona de acumulación es un delicado compromiso entre la variabilidad de la acumulación observada en el espacio vertical/horizontal y la accesibilidad de la zona de acumulación. En el Glaciar de Zongo, se ha determinado que 3 puntos eran suficientes, ya que los vientos (factor importante de la variación espacial de la acumulación) son débiles e identificables solamente durante la temporada sin precipitación. No obstante, si la capa dura es bien identificable, será importante llevar a cabo mediciones adicionales en varios otros sitios (los mismos cada año, ubicados por GPS) utilizando la sonda a nieve y el promedio de densidad medido en los pozos cercanos para calcular el equivalente agua. El principal problema de esta medición se observa en la determinación de la capa basal.

2.2. Estratigrafía : ¿Cómo identificar la capa basal?

La capa basal corresponde al nivel sobre el cual va a acumularse la nieve a partir del inicio del ciclo hidrológico. Se llama también *superficie de ablación* (*surface d'ablation*), ya que resulta de una lenta transformación de la nieve durante la temporada seca. Se presenta muchas veces como un nivel duro, de alta densidad (ρ>0.6) y relativamente sucio (presencia de macropárticulas, algas, etc…). Se supone que esta capa basal es el producto de un largo periodo de exposición de la superficie a la atmósfera, sin precipitaciones notables . Se supone también que la capa data del fin del ciclo precedente y que todo lo que se acumula encima pertenece al ciclo hidrológico siguiente.

Todo lo anterior es aproximativo, ya que por una parte, puede suceder que precipitaciones sólidas importantes se produzcan en la temporada seca, con la consecuencia que la capa no pueda ser identificada claramente. Por otra parte, el periodo de mayor ablación en la parte alta del glaciar coincide generalmente, en Bolivia como en Perú, con el periodo de inicio de acumulación, por ejemplo octubre-diciembre. Si las precipitaciones son deficitarias durante los primeros meses del ciclo hidrológico (septiembre-noviembre), la capa basal datará de esos meses, lo que no permitirá tomar en consideración las primeras precipitaciones de dicho ciclo que serán entonces integradas por fusión y recongelamiento a la capa basal (que se considera, sin embargo, como pertenecientes a la temporada seca del ciclo precedente).

La figura 2.1 presenta un ejemplo de ciclo hidrológico posible en Bolivia. Se observa que la capa basal puede datar de varios periodos, que van de fin de julio al fin de diciembre (flechas).



- Figura 2.1. Ejemplo de ciclo de acumulación y ablación típico a los 5500 m metros en Bolivia. Las flechas indican las posibles fechas para la capa basal. Las bandas que indican la acumulación y la ablación son proporcionales a la intensidad de las mismas.

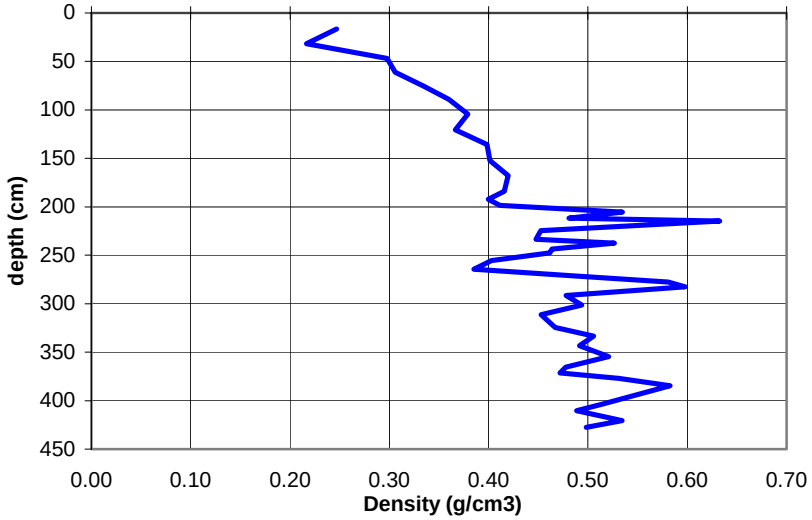
En todo esto existen fuentes de error o de imprecisión. Ellas son son particularmente problemáticas en Ecuador, donde no hay realmente un periodo seco fijo durante el cual pueda aparecer en la altura una capa basal con material de alta densidad. Luego, en otros capitulos sucesivos se presentaran algunas técnicas que intentan perfeccionar la determinación del « nivel 0 » del año hidrológico.

Suponiendo que la capa basal corresponde a la superficie de ablación del año anterior, se darán primero algunas precisiones referentes a la identificación de la misma.

2.2.1. Identificación por el "log" de densidad:

El caso simple es aquel donde se encuentra un solo pico de fuerte densidad que puede ser identificado como la superficie de ablación, lamentablemente no es el caso más frecuente. El caso más común presenta varios picos de alta densidad en el manto nival y solo la experiencia va a permitir seleccionar el adecuado (figura 2.2). En el caso presentado más adelante del Glaciar de Zongo, la capa de ablación corresponde al primer pico de densidad (el más ancho) ubicado a los ~270 cm de la superficie y se considera que la acumulación del año hidrológico va de 260 cm a la superfice. La cantidad de agua acumulada calculada es de 1100 mm para este ciclo.

En consecuencia, el pico de densidadmáxima con $\rho>0.6$ se ha formado posteriormente al principio del ciclo y tiene que ser tomado en cuenta en la estimación de la acumulación.



- Figura 2.2. « Log » de densidad elaborado a partir de un pozo excavado en agosto del 2000 a 5700 m en la parte alta del Glaciar de Zongo.

2.2.2. Identificación por estratigrafía de la nieve/neviza:

El *espesor de la capa dura*, su *color* y la *aparencia de los cristales* (tamaño, morfología) son buenos criterios para identificar la capa basal. La presencia de cristales grandes (diámetro > 2 mm) con bordes redondos, de partículas oscuras, son generalmente buenos indicadores. En el ejemplo de la figura precedente, observamos la siguiente estratigrafía sucinta :

1) -260 → -250 cm : nieve con cristales de 1 mm de diámetro máximo ;
2) -250 → -200 cm : nevisca con cristales grandes y redondeados de 2-3 mm de diámetro y varias capas de hielo de menos de 10 mm presentes ;
3) -200 → -50 cm : nieve homogénea, con pequeños cristales irregulares de menos de 1 mm de diámetro ;
4) -50 → superficie : nieve fresca, un poco compactada por el viento encima.

Del punto de vista cronológico, se analiza esta estratigrafía de la manera siguiente :

1) 1) y 2) representan precipitaciones de breve duración, alternando con periodos de fusión superficial produciendo capas de hielo delgadas: es la « morfología » típica de principio de temporada de lluvia, de septiembre a diciembre en años normales, cuando la cantidad de energía que llega al suelo es máxima y la irregularidad de las precipitaciones puede provocar un cierto deterioro del albedo, lo cual acentúa la fusión superficial de la nieve y su metamórfosis hacia formas de neviza de mayor densidad ($\rho > 0.5$), con formación de pequeñas capas delgadas de hielo;

2) 3) y 4) son productos de las precipitaciones intensivas y regulares del máximo de la temporada de lluvia enero-abril ; hay muy poco episodios de fusión y, en consecuencia, el aumento regular de la densidad proviene de la compactación mecánica de la nieve *in situ*; los cristales son pequeños, irregulares y poco evolucionados, lo que demuestra que han sido poco transformados por los ciclos hielo/deshielo en la superficie; el aumento de la densidad en la superficie (30 primeros centímetros) ha sido provocado por los episodios ventosos típicos del mes de agosto.

2.2.3. Métodos directos para determinar la capa basal:

- *Balizas de acumulación* han sido utilizadas particularmente en Ecuador con el objeto de estimar la capa anual de acumulación. Son tubos de metal rígidos de 3 metros fijados por simple presión en la nieve a 1 metro de profundidad (foto 1.2).

El modo operatorio es simple :

- identificar la baliza con un número pintado (A1, A2, etc…),
- introducirla a ~ 1metro en la nieve y medir la emergencia,
- aplicar sobre la base de la baliza con un spray de pintura oscura (o polvo de carbón), haciendo un círculo de un metro de diámetro,
- al año siguiente, si la baliza no es visible, se debe encontrar el sitio con el GPS (incómodo, ya que la baliza se ha desplazado),
- excavar con una perforadora hasta encontrar la capa sucia y practicar los análisis normales ;

Nota : a esta altitud (> 5500 m), no hay suficiente energía para que la capa sucia funda significativamente, por el deterio del albedo que provoca.

En realidad, el método de la balizas de acumulación es muy aleatorio, porque las balizas se tuercen y se rompen con el peso de la escarcha y de la nieve, o son perturbadas por las avalanchas y generalmente se pierden. Además, su desplazamiento en un año es desconocido. Por todas estas

razones, este método puede ser utilizado solo el lugares poco accidentados y con tubos suficientemente resistentes.

- Foto 2.1. Baliza de acumulación en el Antizana a 5550 m con la superficie ensuciada. La baliza se encuentra perpendicular al plano formado por la capa de nieve (B.Francou)

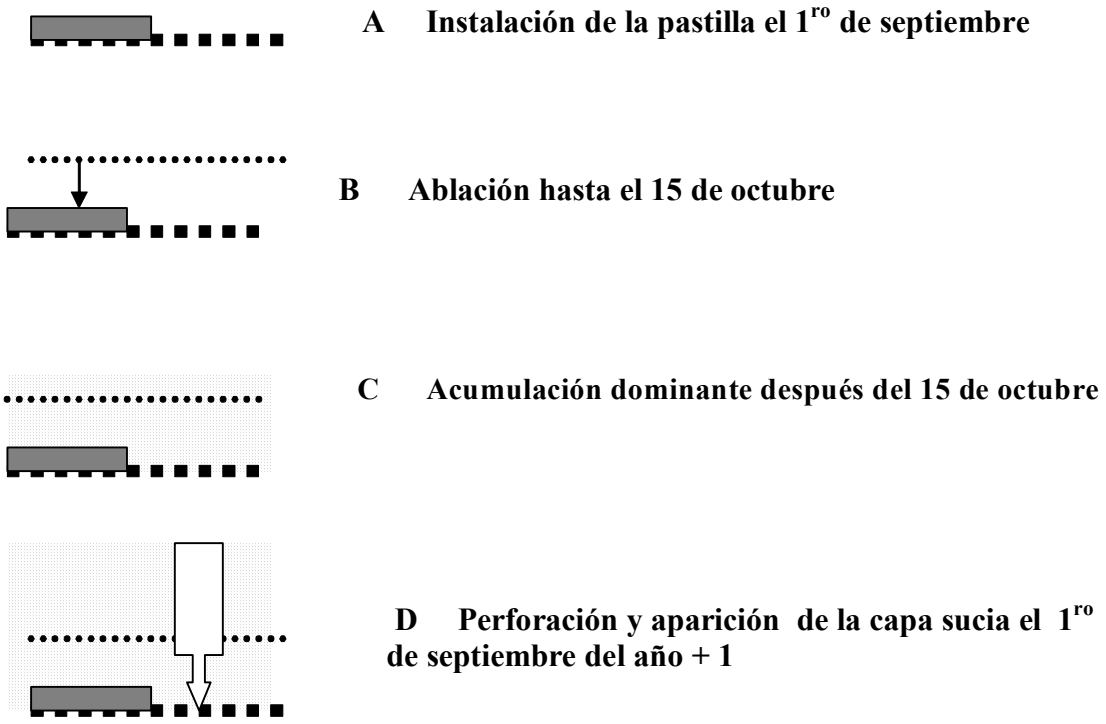
- *Detección de pastillas electromagnéticas de tipo RECCO : este método, por su comodidad, se va generalizando poco a poco (RECCO: ver 2.24).*

El modo operatorio es el siguiente:

- Ubicar con el GPS un sitio favorable a una medición de acumulación, siempre el mismo de un año al otro;
- Ensuciar el sitio con un spray o un polvo obscuro de pintura o de carbón (círculo de un metro de diámetro) ;
- Colocar una pastilla RECCO al centro, apenas enterrada : *¡Ojo!: respetar el buen sentido, con las letras RECCO en la parte superior;*
- El año siguiente, utilizar primero el GPS, luego el detector RECCO para ubicar la pastilla;
- Escavar un pozo o utilizar un perforador PICO;
- Cuando se corta la capa artificialmente ensuciada, se obtiene con precisión la capa basal del año buscado;
- En el mejor de los casos, se recupera la pastilla y se la re-implanta al lado del pozo/hueco, re-haciendo el procedimiento desde 1).

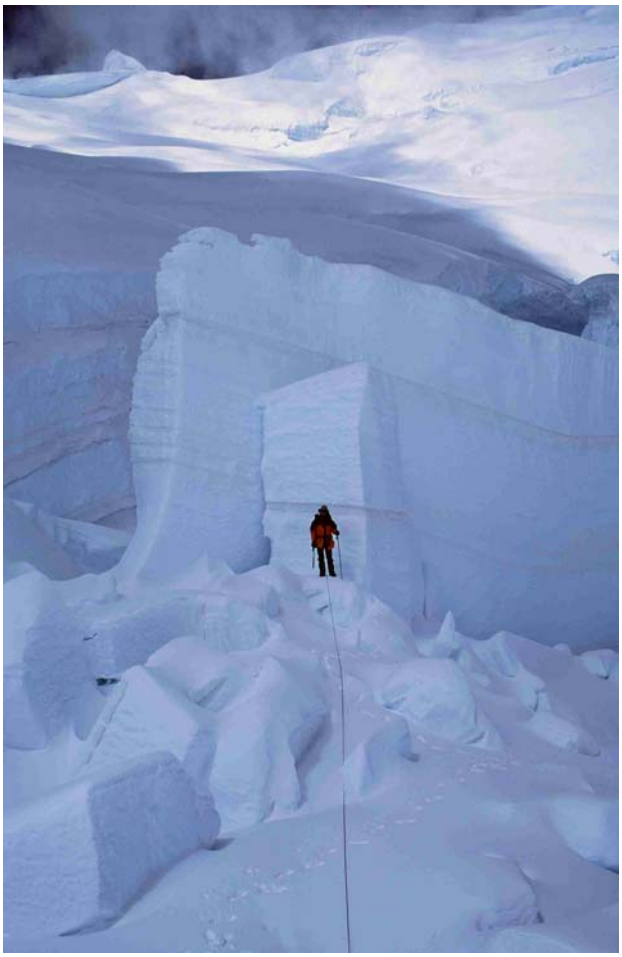
NOTA: Se tiene que llevar: 1) el detector RECCO; 2) algunas pastillas RECCO; 3) un GPS, si es posible con su antena; 4) un spray de color o mejor una bolsa de polvo de color; 5) el equipo completo para excavar o perforar y para hacer las mediciones de densidad (tubo, balanza, flexómetro, sonda a nieve, cuaderno, lápiz...).

La figura 2.3. más adelante, indica como trabaja el sistema RECCO. Se ve que la capa donde se ubica la pastilla representa la superficie de ablación justo antes de que empiece la fase de acumulación del año. Lo que quiere decir que cuando se mide en Bolivia la acumulación neta el 1ro de septiembre de un año *a*, lo que se mide en realidad es la acumulación neta entre esta fecha y el principio del periodo de acumulación del año precedente, lo cual corresponde al fin del periodo de ablación.



- Figura 2.4. Ejemplo de lo que ocurre cuando se instala la pastilla (gris obscuro) sobre una superficie coloreada (línea punteada gruesa) (A). El sistema se desplaza por abajo cuando prevalece la ablación (flecha, B) y marca la fase extrema de ablación antes de que se acumule la capa nival de temporada húmeda (gris, C). El perforador encuentra el nivel sucio donde está la pastilla, que data del 15 de octubre en el ejemplo presentado (D). Se nota entonces en este caso, que cuando se mide la acumulación al 1 de septiembre, existe una tendencia a *sobrestimar* la acumulación de una cantidad igual a la ablación ocurrida entre el 1 de septiembre y el 15 de octubre del año precedente, ya que el agua de fusión migra hacia las capas de los ciclos anteriores. Hay en este discrepancia una fuente de error casi permanente para el cálculo del balance de masa anual, ya que el periodo octubre-noviembre (incluyendo a veces diciembre) representa el pico de ablación sobre los glaciares de Bolivia, mismo a gran altitud.

Muchas veces en el Zongo a más de 5500 m, se ha observado el proceso de acumulación en octubre, noviembre e incluso en diciembre, y menos frecuentemente en agosto. Lo que quiere decir que hay casi siempre una discrepancia entre la fecha de medición (1 de septiembre) y la fecha del nivel que se mide como siendo la superficie de ablación del año precedente (que tiene poca probabilidad de datar del 1ro de septiembre). Así, una pastilla RECCO instalada el 1ro de septiembre no marca la altura de la superficie del glaciar a esta fecha, pero una superficie sobre la cual empieza el proceso de acumulación después de esta fecha.

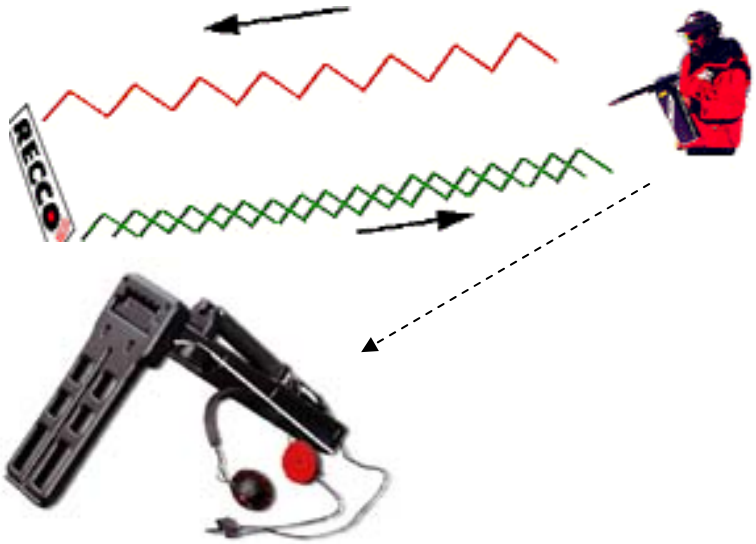


- Foto 2.2. En la zona de acumulación del Glaciar del Artezonraju. Los estratos anuales aparecen limitados por niveles de hielo sucio. Dentro de los estratos anuales, se observan muchas capas limitadas por pequeños niveles de hielo: estos son episodios de fusión intercalados dentro de las nevadas (B.Francou).

2.2.4. El "Recco Rescue System®":

El sistema RECCO® es un sistema que emite y recibe una señal electromagnética en una sola frecuencia. Su concepción obedece a la necesidad de localizar personas sepultadas en avalanchas de nieve en un mínimo de tiempo. Este sistema consiste en dos partes: el DETECTOR y el REFLECTOR. El sitio *web* http://www.recco.com/ de la empresa presenta el equipo de la manera siguiente (cuadro y figura 2.5):

The RECCO® system works on the frequency doubling principle. Via the hand-held scanning antenna a directional signal is sent out from the transmitter and reflected by the RECCO® reflector. When the signal strikes the RECCO® reflector, the frequency of the incoming signal is doubled and sent back to the scanning antenna and receiver of the detector. The signal is detected by the receiver and the operator hears it as a tone in the head phones. The RECCO® reflector is a thin printed circuit card, covered by plastic. It does not require batteries. It does not have to be turned on/off. It has an unlimited life. (provided it is not heavily damaged). It weighs a few grams.



- Figura 2.5. Receptor del sistema RECCO®. Peso: 1.6 kg. Los reflectores son pastillas de 5 cm x 2 cm x 0.7 cm que pesan algunos gramos (Fuente: sitio web de RECCO®).

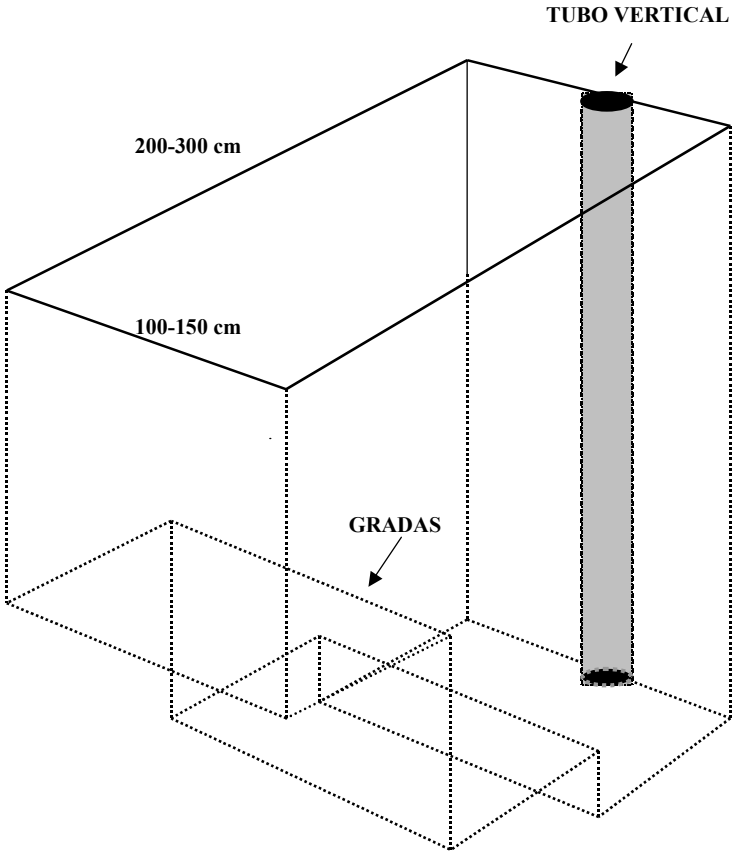
2.3. Excavación de pozos (pits)

Es el método más preciso para estimar la acumulación. Al mismo tiempo es el que requiere más esfuerzos, ya que 3 o 4 metros son a veces necesarios para encontrar la capa basal.

2.3.1. Recomendaciones para las excavaciones:

1) Escoger sobre una plataforma regular y seleccionar un rectangulo de 3 m x 1 m, paralelo al eje de la pendiente general;
2) Excavar de tal manera que la pared donde se hará el muestreo sea ubicada rio arriba; evacuar la nieve solo rio abajo;
3) Hacer peldaños por el pequeño lado rio abajo a medida que la excavación progresa (cada ~50 cm) (figura 2.6);
4) Regularizar la pared del muestreo con la pala de manera que sea lisa y vertical.

- Foto 2.3. Excavando un pozo en la cumbre Veintimilla (6220 m) del Chimborazo (B.Francou).



- Figura 2.6. Ejemplo de pozo, con la gradas y la pared donde se realizará el muestreo. Los costados grandes del rectángulo serán paralelos a la pendiente, con las gradas rio abajo para poder evacuar la nieve más facilmente. La longitud del pozo es función de su profundidad. La pared del muestreo debe ser recta, lisa y estar limpia.

2.3.2. Recomendaciones para el muestreo:

Una vez encontrada la capa basal :

1) Colocar un flexómetro (o mejor aun la sonda a nieve) contra la pared donde se hace el muestreo con el fin de medir permanentemente la altura (la marca « 0 » arriba, para más comodidad);
2) Tomar la muestra haciendo penetrar el tubo-probeta verticalmente: para eso, dar golpecitos con un mazo de goma, sin compactar la nieve para no hacer subir artificialmente la densidad de la misma;
3) Una vez el tubo lleno, cortar la base de la nieve con una lámina de aluminio de 15 cm x 15 cm x 0.2 cm, que sirve en seguida para tapar el tubo hasta la balanza, y dejar una marca al nivel alcanzado por la parte inferior del tubo para el paso siguiente (por ejemplo un cuchillo plantado);
4) Cuando se encuentra una capa dura (neviza densa o hielo), no llenar todo el tubo : tomar una muestra de dicha capa para tener su densidad propia;
5) Limpiar la parte externa del tubo, así como la superficie de la balanza, con la mano antes de pesar para obtener un peso preciso;
6) La balanza tiene que ser ubicada en posicion horizontal sobre una superficie dura (una tabla de unos 20 cm x 20 cm) y el tubo ubicado vertical, para no perder la nieve;
7) Hacer una medición directa del espesor total de la acumulación con la sonda a nieve o el flexómetro, que podrá ser comparada con el espesor acumulado medido por el tubo.

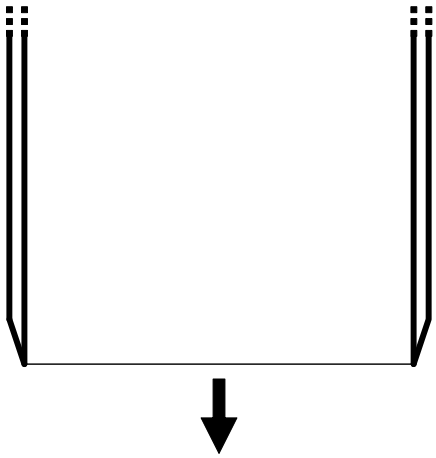
¡OJO! La balanza electrónica debe ser guardada en un lugar seco (bolsa de plástico hermética), con baterias en un lugar caliente; no olvidar de traer baterias de repuesto.

2.3.3. El tubo-probeta y la manera de utilizarlo:

El tubo-probeta se fabrica con una aleación de metal duro, tal como el duralumin, que no se dobla facilmente cuando entra en un cuerpo duro (hielo puro). Puede tener dimensiones variables, con una longitud no inferior a 20 cm, un diámetro de no menos de 5 cm y un espesor de metal de no menos de 0.1 cm. Debe ser un cilindro muy regular, con la extremidad que se introduce en la nieve cortada en bisel externo con el fin de que penetre la nieve sin compactarla (figura 2.7).

Existen dos métodos para utilizar el tubo: hacerlo entrar *verticalmente*, u *horizontalmente*. El *primero* tiene la ventaja de permitir un muestreo completo, ya que cada paso empieza donde termina el precedente. Se puede tomar en cuenta una capa de espesor determinada, para obtener un perfil de densidad preciso y detallado (capas de hielo). Sin embargo, evitar que la nieve caiga encima del tubo, cuando se golpea su parte superior, lo que cambiaría sensiblemente la densidad medida. Con el *segundo* método (tubo horizontal), puede resultar un muestreo discontinuo, salvo si se lo hace penetrar según una distancia vertical equivalente a su diámetro. El muestreo resulta más representativo de cada capa, ya que se mide un volumen de materia más importante. Sin embargo, el corte de la extremidad de la muestra puede resultar incómodo y constituir una fuente de imprecisión.

Se recomienda en todos los casos el primer método, que es más rápido y que ofrece una buena precisión si se descompone el muestreo según sus diferentes capas.



Penetración en la nieve

- Figura 2.7. Corte de un tubo-probeta para medir la densidad de la nieve/neviza/hielo poco denso, lado penetrando la nieve.

Los datos en el campo tienen que ser representados sobre la libreta de la siguiente manera (cuadro 2.1):

Número de muestra	Longitud (cm)	Peso total (g)	Tipo[1]
1	20	438	a-b-c-d-e-

[1] Tipo :

a) Nieve fresca, Neviza blanda/neviza dura, Hielo
b) Diámetro granos (mm) : pequeños : 1 y menos, grandes : 2-5, muy grandes : 6-10 mm
c) Capa de hielo (CH)
d) Material Seco o Mojado
e) Limpio o Sucio

→ *Luego, en el informe, precisar: peso del tubo vacío y precisión de la balanza*

- Cuadro 2.1. Recopilación de datos con la libreta de campo.

2.3.4. Procesamiento y presentación de los datos:

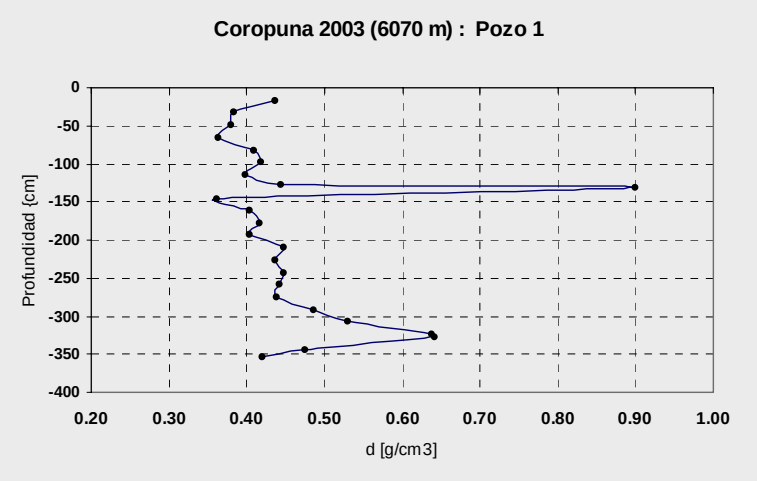
Procesar y presentar los datos según el formato EXCEL siguiente (cuadro 2.2):

N° muestra	Longitud (cm)	L. acumul. (cm)	Peso total (g)	Peso neto (g)	Vol. (cm^3)	D (g cm^{-3})	Agua (mm)	Ag. ac. (mm)
1	16.3	-16.3	780	250	574.39	**0.44**	71	**71**
2	16.3	-32.6	750	220	574.39	**0.38**	62	**133**
3	16.3	-48.9	748	218	574.39	**0.38**	62	**195**
4	16.3	-65.2	738	208	574.39	**0.36**	59	**254**
5	16.3	-81.5	765	235	574.39	**0.41**	67	**321**
6	16.3	-97.8	770	240	574.39	**0.42**	68	**389**
7	16.3	-114.1	758	228	574.39	**0.40**	65	**454**
8	13.9	-128	747	217	489.82	**0.44**	62	**515**
9	2	-130		hielo		**0.90**	18	**533**
10	16.3	-146.3	737	207	574.39	**0.36**	59	**592**
11	15.3	-161.6	747	217	539.15	**0.40**	62	**654**
12	15.8	-177.4	762	232	556.77	**0.42**	66	**719**
13	16	-193.4	757	227	563.82	**0.40**	64	**784**
14	16.3	-209.7	787	257	574.39	**0.45**	73	**857**
15	16.3	-226	780	250	574.39	**0.44**	71	**928**
16	16.3	-242.3	787	257	574.39	**0.45**	73	**1001**
17	15.8	-258.1	776	246	556.77	**0.44**	70	**1071**
18	16.3	-274.4	782	252	574.39	**0.44**	72	**1142**
19	16.3	-290.7	809	279	574.39	**0.49**	79	**1221**
20	16.3	-307	834	304	574.39	**0.53**	86	**1307**
21	16	-323	889	359	563.82	**0.64**	102	**1409**
22	5	-328	643	113	176.19	**0.64**	32	**1441**
23	15.3	-343.3	786	256	539.15	**0.47**	73	**1514**
24	10	-353.3	678	148	352.39	**0.42**	42	**1556**

*Volumen del tubo = 574.39 cm^3 ; Peso del tubo = 530 g; D = Peso neto/Volumen (en g.cm^{-3}); Equivalente agua en mm = D*L*10. Balanza SCALTEC con precisión a un gramo.*

- Cuadro 2.2. Pozo excavado en el cuello del Coropuna (6070 m) en junio del año 2003 por B. Francou y M. Montagnat.

El log de densidad tomará la forma indicada en la figura 2.8:

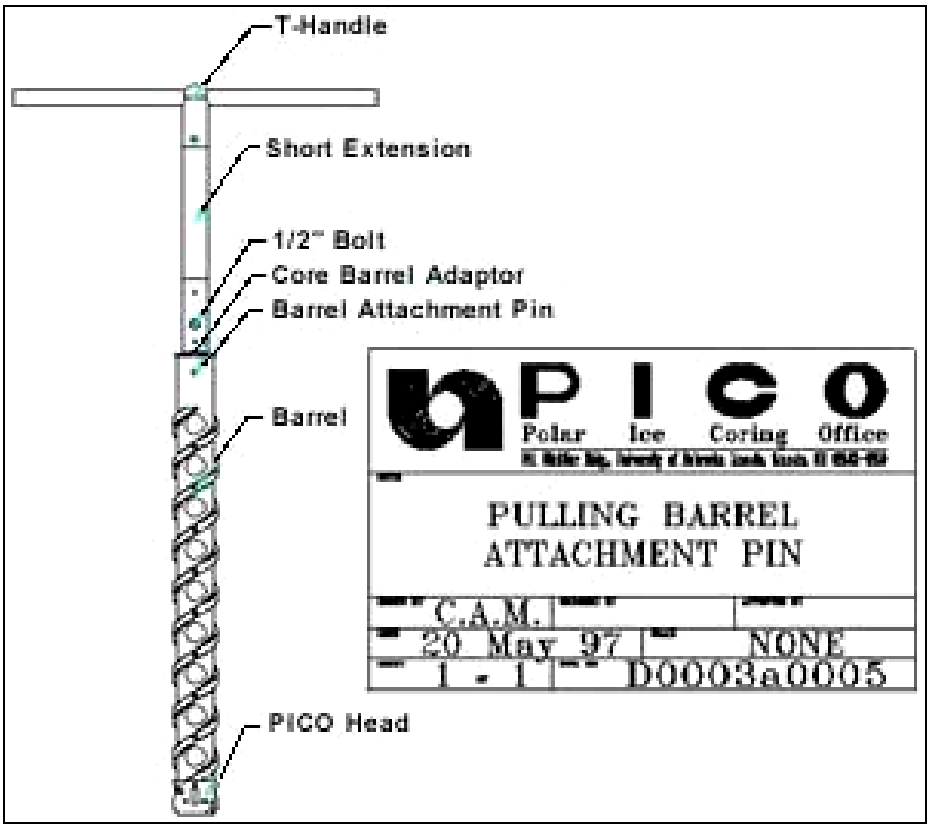


- Figura 2.8. « Log » de densidad obtenido en el cuello norte del Coropuna a partir de un pozo excavado en junio del 2003 a 6070 m. La primera capa basal está a 130 cm de profondidad (ciclo de acumulación neta de ~530 mm de agua), la segunda a 320 cm (ciclo de acumulación neta de ~870 mm de agua). B. Francou y M. Montagnat.

2.4. Excavaciones con perforadores manuales

2.4.1. El equipo PICO (Polar Ice Coring Office):

No detallamos aqui las diversas técnicas de perforación con perforadores manuales de tipo PICO (*Polar Ice Coring Office*®) que se podrán encontrar en el sitio web siguiente : hppt://www.engrshop.unl.edu/Projects (figuras 2.9a, 2.9b. y foto 2.4).



- Figura 2.9a. Estructura de un PICO con sólo una corta extensión. Fuentes : *Engineering & Science Research/support Facility, University of Nebraska*)

Nos limitamos aqui a copiar del sitio web mencionado más arriba el texto de presentación del equipo.

PICO Hand Coring Auger

General Description

The PICO Hand Coring Auger is made of lightweight materials for ease of transport and operation. The drill string consists of a core barrel, extensions, and a tee-handle which are all fabricated using two and three inch fiberglass reinforced epoxy water pipe. Shipping and carrying containers are nylon bags to keep the weight to a minimum.

This drill was developed for use in high-altitude and remote areas to allow coring to depths approaching fifty meters without launching a full scale drilling effort. As a result, the user must realize that the drill will come apart if more than 100 lb/ft of torque is applied while drilling or more than 200 lb. of tension is applied while attempting to lift the drill out of the hole.

Components

1. Core Barrel. Both 1- and 2- meter core barrels are included in the auger kit. Each has an OD of 4.5 inches and takes a core of 3 inches (7.6 cm). Other barrels can be made available to take 10 cm or 15 cm core. Near the surface in firn, a core barrel is capable of recovering core that is two-thirds the length of the core barrel per run. When deeper than five meters in firn or at the surface when in ice, a core barrel is capable of recovering core that is only half as long as the core barrel. The ice chips or cuttings take up space in the core barrel and will damage the core if an attempt is made to take too much core at once.

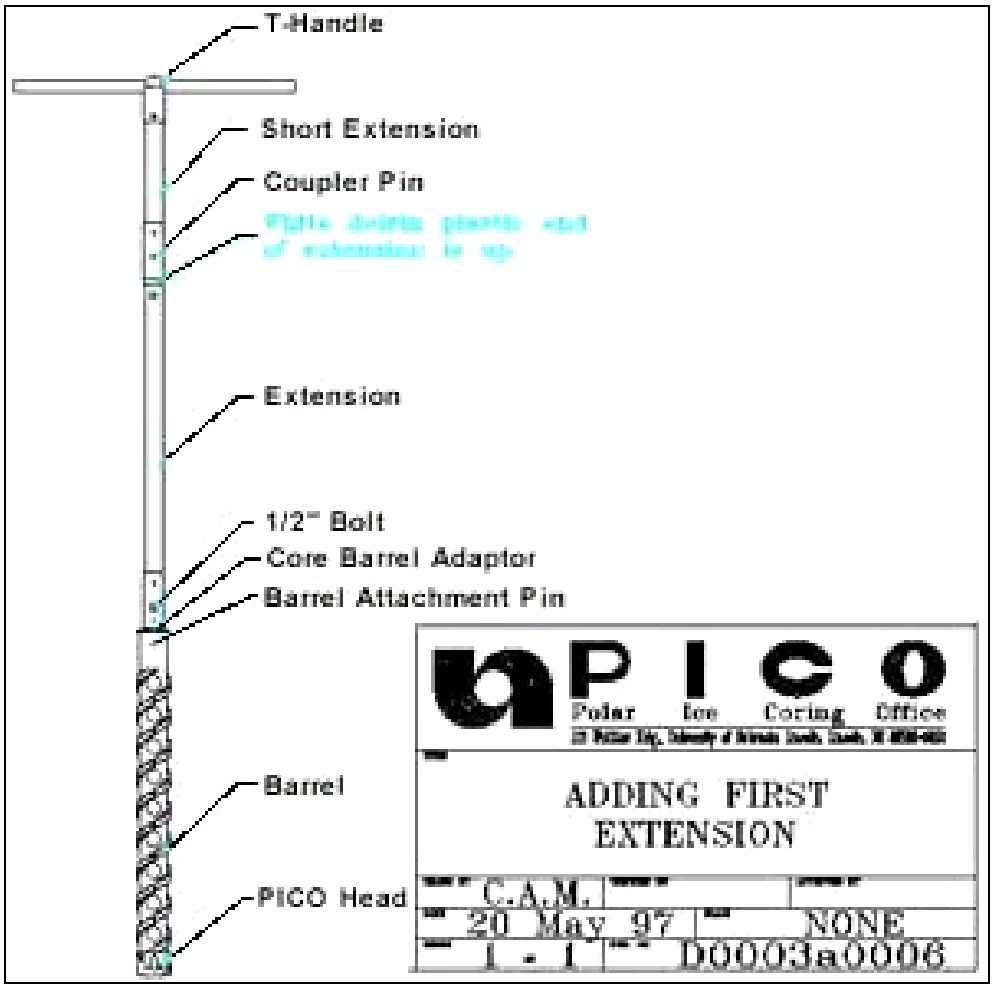
2. Coring Head. The coring head has been designed to work with both ice and firn. Core dogs are used to grab the ice while a taper is used to catch firn by wedging chips between the coring head and the core. Cutters are provided with angles suitable for coring ice to -25°C and firn at any temperature. Special 50° cutters should be used for coring ice colder than -25°C.

3. Extensions. The extensions for the auger are made of fiberglass composite material with one steel reinforced end and one plastic end. They are joined by means of a steel cross-pin (Coupler Pin) with a spring detent. There is a one-half meter extension that always is attached to the Tee handle. There are one and two meter extensions that fit between the Tee handle extension and the plastic core barrel adaptor.

In the 50 meter system there are two meter extensions with male and female modified ACME right hand thread fittings. These are used only on the tripod, they are not extensions for use in coring.

4. Tripod and Lifting Assembly. The tripod is used in drilling holes deeper than 20 meters and/or when drilling with more weight downhole than the drillers are able to lift. An aluminum tripod adapter fits into the fiberglass composite tripod leg extensions at their plain end. Plywood plates at the bottom of each leg prevent the tripod from sinking into the snow.

The lifting yolk assembly attaches to the extension collar lock for lifting the drill string. The double pulley system gives a 4-1 mechanical advantage in hoisting the drill. Use of two collar locks allows the drill to be lifted, held securely, and extensions to be taken off.



- Figura 2.9b. Estructura de un PICO, con una larga extensión. (Fuentes : Engineering & Science Research/support Facility, University of Nebraska)

2.4.2. El cuadro tipo:

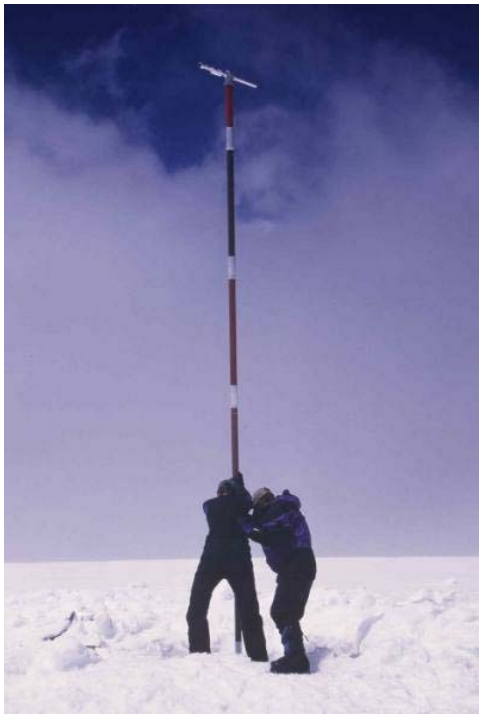
La información básica recopilada a cada paso (*run*) debe precisar los siguientes parámetros (cuadro 2.3):

1) La profundidad, por medición directa (con una sonda a nieve)
2) El espesor total de la muestra (con la sonda a nieve o un flexómetro)
3) La circunferencia de la muestra (con un cinta métrica de costura (muy flexible)
4) El diámetro de la muestra (con el flexómetro)
5) La longitud de la muestra (con el flexómetro)
6) El peso de la muestra (con una balanza de precisión)
7) Algunas características nivológicas (ver § 2.6.).

Con esas informaciones, se calcula la densidad y el equivalente agua en mm.

		PIT+CORE DEPTH					DENSITY
		cm					*g/cm3*
		20					0,32
		22					**0,89**
		42					0,51
		62					0,49
		82					0,47
		102					0,46
		122					0,43
		126					**0,81**
		146					0,45
		166					0,49
		186					0,50
DEPTH	**THICKN.**	206	**CIRCUM.**	**DIAMET.**	**LENGTH**	**MASS**	0,50
cm	*Cm*	218	*Cm*	*cm*	*cm*	*g*	0,34
0-40	40	258	26	8,28	8	241	0,56
40-50	10	268	26	8,28	10	232	0,43
50-68	18	286	25,5	8,12	10	269	0,52
68-79	11	297	26	8,28	11	240	0,41

- Cuadro 2.3. Pozo (pit) y perforación (core) (parte superior) efectuados en la cumbre del Antizana (5758 m) en noviembre 1999 para el análisis isotópico de la nieve. La perforación fue iniciada en un pozo de 218 cm (partes superiores de las columnas 3 y 8). Respectivamente: Profundidad (Depth), Espesor (Thickness), Circunferencia (Circumference C), Diámetro (Diametre=$C*\pi$), Longitud (Length), Masa (Mass), Densidad (Density).

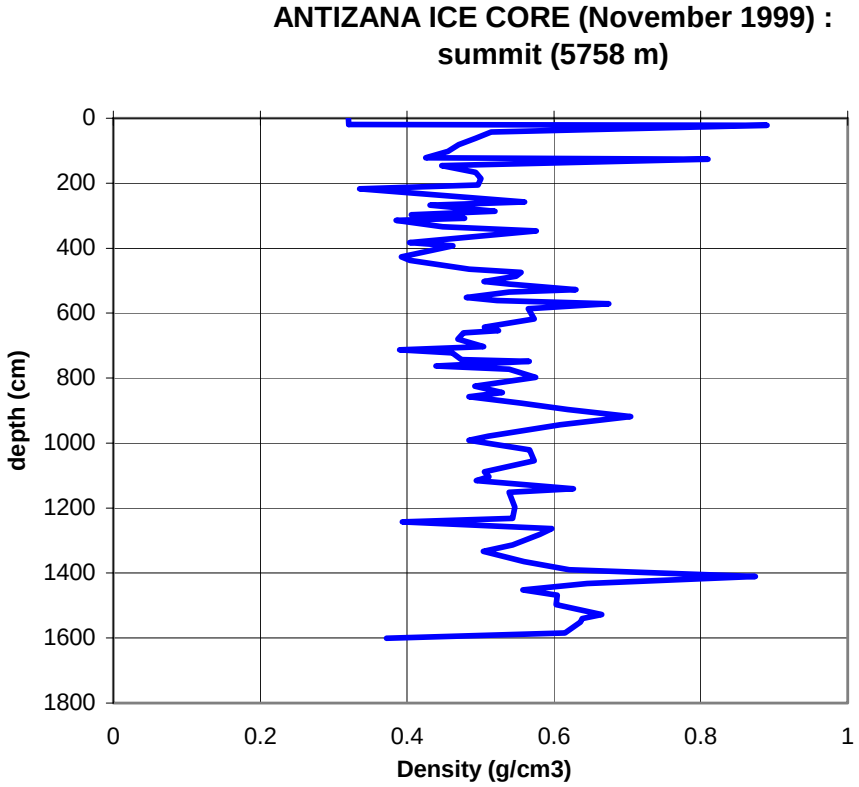


- Foto 2.4. Perforación para estudios isotópicos en la cumbre del Antizana (5758 m) en noviembre 1999 con un perforador PICO (B.Francou).

- Foto 2.5. Perforación para estudios isotópicos en la cumbre del Antizana (5758 m) en noviembre 1999 con un perforador PICO. La perforación fue iniciada en un pozo de 218 cm excavado con palas. (M.Williams).

2.4.3. Log de densidad:

En la figura 2.10, se observa el log de densidad de la muestra del Antizana de noviembre del 1999.



- Figura 2.10. Log de densidad obtenido en la cumbre del Antizana en 1999. Longitud : 16 metros

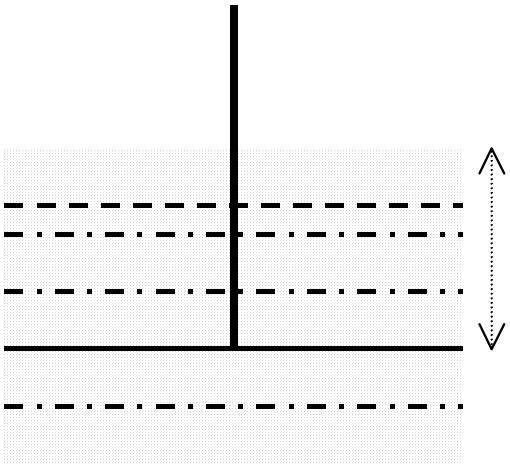
2.5. Sondeos con la sonda a nieve

La *sonda a nieve* es un tubo de aluminio anodizado rígido de ½ a ¾ de pulgadas de diámetro, graduado cada 1 o 5 cm, que tiene una longitud de 100 cm o 150 cm. Dichos tubos pueden ser acoplados de diversas maneras para formar una sola sonda de 3 hasta 5 metros. En Ecuador, se ha adoptado el tipo de acoplo siguiente : un mango pequeño de bronce insertado y fijado en las extremidades del tubo de aluminio y atornillado, tal como se puede observar en las fotos 2.6 y 2.7.

- Foto 2.6. Modo de acoplar dos tramos succesivos de sonda a nieve (foto J.P.Chazarin)

- Foto 2.7. Punto de acero de la extremidad de la sonda a nieve (foto J.P.Chazarin)

Una vez que se ha identificado el nivel duro (mediante el pozo), se puede medir la capa depositada por encima de él con la sonda, ya que este nivel ofrece más resistencia a la penetración de la punta (figura 2.11). Medir entonces el espesor e utilizar el promedio de densidad medido en el pozo para obtener el equivalente de agua de la capa.



- Figura 2.11: Sonda (línea gruesa) que atraviesa capas poco resistentes (línea punteada) y choca con una capa de hielo (línea continua). La flecha vertical representa la capa medida, supuestamente la capa de acumulación del año.

La técnica de los sondeos no puede substituirse a las precedentes: es más bien un complemento que permite densificar las mediciones de acumulación sobre un glaciar en un tiempo más corto. Para que esos sondeos tengan una validez, es necesario disponer de una capa basal dura bien identificada en los pozos. Se aplicará el promedio de densidad medido en los pozos, lo que requiere que estos sondeos no sean muy distantes de los mismos. Se aplicará para cada sondeo la fórmula :

$$L * \rho' * 10 = \text{Acumulacion en equivalente agua (mm)} \qquad (2.1)$$

con : L : espesor de la acumulación encima de la capa basal dura (cm)
ρ' : promedio de densidad determinado en un pozo vecino (g cm^{-3})

2.6. Nivología: forma de cristales, textura, capas de hielo, penitentes

Se tratará aqui de dar una norma universal para describir de una manera simple, cómoda y reproductiva, el sedimento nieve/neviza. Para ello, existen varios criterios, como por ejemplo los de Meteo-France (Centre d'Etude de la Neige, Saint-Martin d'Hères, France: http://www.cnrm.meteo.fr/), que siguen normas internacionalmente reconocidas (cuadros 2.4 y 2.5).

Nieve reciente	Formaciones particulares
+ Nieve fresca (estrellas, láminas, agujas)	V Escarcha de superficie
Nieve fresca (nieve redondeada)	
Partículas reconocibles	— Costra ● — Costra de recongelamiento ○ — Costra de viento

- Cuadro 2.4. Simbología de nieve reciente y formaciones superficiales. (Fuente : CEN, Meteo-France)

Nieve granulosa (evolucionada)	
Tipos de granos	*Origen*
• (1) granos finos (muchas veces asociados a partículas reconocibles)	El viento reduce la nieve en finas partículas (0.2-0.3 mm) presentando a veces ángulos vivos
	Gradiente de temperatura *(G)* en grados por metro (°C/m)
• (2) granos finos	$G < 5$
□ caras planas	$5 \leq G < 20$
^ cubilete (*gobelet, cup*)	$G \geq 20$
	Humidificación
O granos redondos	Húmedos o recongelados

- Cuadro 2.5. Nieve evolucionada por: 1) el viento, 2) una metamorfosis de gradiente y 3) la humidificación. Simbología del CEN, Meteo-France.

Las “nieves tropicales” tienen una morfología bastante diferente de las nieves de otras latitudes, razón por la cual los criterios de identificación tienen que ser ajustados.

Por ejemplo, en el trópico:

1) la nieve cae por temperatura bastante alta (cercana al 0°C), misma a gran altitud: en consecuencia, los copos son de forma más compacta, sobretodo cuando la caida ocurre en verano por una dinámica termo-convectica, contexto propicio a la formación del *granizo* (*grésil, hail)* ;

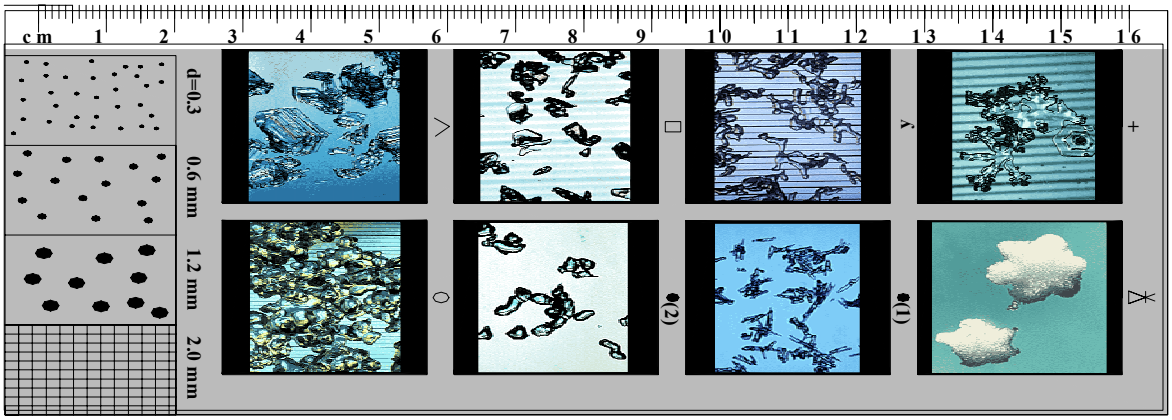
2) la nieve recibe una metamórfosis generalmente “destructiva”, debido a la fuerte energía radiativa recibida a nivel del suelo: los ciclos térmicos superficiales de congelamiento/descongelamiento destruyen rapidamente las dendritas y favorecen una forma de cristal compacta y redondeada, generadora de un aumento rápido de la densidad a valores cercanos de 0.4 $g.cm^{-3}$ (facie de tipo *sal gruesa*);

3) con menos frecuencia, aparece la metamófosis “de gradiente” o “constructiva”, que se produce con la transferencia de materia desde la profundidad más caliente del manto nival, hacia la superficie más fría, gracias a la presencia de un flujo térmico ascendente; se forman entonces neo-cristales en forma de *cubiletes*, los cuales pueden existir solo en las nieves frías cayendo en invierno en Bolivia y Perú, particularmente en los lugares no expuestos directamente a la radiación;

4) en cambio, la formación de “escarcha” es frecuente en superficie, particularmente en los alrededores de las cumbres y de las aristas frecuentemente envueltas por la nubosidad de la tarde; ocurre entonces una nieve sin consistencia, constituida por cristales grandes y planos imbricados, que puede mantenerse en equilibrio hasta pendientes superiores a los 70°; esas aristas y cornices en “choux-fleurs” (coliflores) son típicas del trópico húmedo y han sido descritas en la Cordillera Blanca por Lliboutry (1964);

5) la fuerte radiación en un ambiente seco provoca la formación de penitentes: son pequeñas agujas de neviza o de hielo, orientadas en la misma dirección, verticales o inclinadas, que pueden alcanzar tamaños importantes (hasta un metro y más); mientras que en las depresiones crecen por fusión, gracias a la concentración de la radiación incidente y a una disminución del albedo (poder reflexivo de la superficie), las agujas tienden en su parte alta a evolucionar por sublimación y son mermadas por la fusión a su pie; los penitentes se forman durante los periodos de tiempo seco y estable (invierno en Bolivia, anomalias secas en Ecuador, como durante El Niño de 1997-1998), y son favorecidos por lluvias de ceniza, como en el Chimborazo después de las erupciones del Tungurahua del 1999; la formación de los penitentes es muy corriente en el trópico, y su consecuencia ha sido todavia mal evaluada en las muestras de hielo sacadas por perforaciones profundas; las *canaletas de vertiente* (*ice flutes*) resultan también de una combinación de la fusión (en los corredores) y de la sublimación (sobre las aristas), a la cual hay que añadir el efecto de las avalanchas (en los corredores) y del depósito de escarcha (sobre las aristas).

La foto 2.8 presenta un muestreo de los granos más normalmente encontrados, con la simbología mencionada en los cuadros precedentes.



- Foto 2.8. Tipo de granos identificables con la simbología utilizada por el Centre d'Etude de la Neige, Meteo-France, Saint-Martin d'Hères, France.

2.7. Espacialización de la acumulación

2.7.1. Tipo de cuadro sintético:

Como las mediciones de la acumulación neta combinan generalmente varias técnicas, es útil precisar estas ultimas en el siguiente tipo de cuadro de sintesis:

Altura msnm	Rango alt. Msnm	Tipo de medición
5730	5760-5700	pozo 60 cm y sonda a nieve
5590	5700-5600	pozo con densimetria
5500	5600-5500	sonda a nieve
5400	5500-5400	sonda a nieve
5290	5400-5300	sonda a nieve
5246	5300-5200	pozo con densimetria
5100	5200-5100	Observación

- Cuadro 2.6. Tipo de medición efectuada en la zona de acumulación del Antizana en 2001.

2.7.2. Representatividad espacio-temporal de los valores determinados a partir de unos puntos de medición:

En **los Alpes**, la nieve cae sobretodo durante el invierno, temporada fría y ventosa. Resulta una repartición extremadamente variable al nivel del suelo de la capa de nieve, lo que exige tener muchos puntos de medición.

En **el trópico**, la nieve cae mayormente durante la época de verano, muchas veces bajo la forma de granizo pesado y mojado con poco viento. Además, recibe inmediatamente una aporte de energía solar muy fuerte, lo que contribuye a estabilizar la capa y a hacer subir su densidad a valores cercanos a los 0.40/0.45 g cm^{-3} en pocos días. Por lo tanto, se espera encontrar un espesor de capa más regular, lo que se ha verificado en los

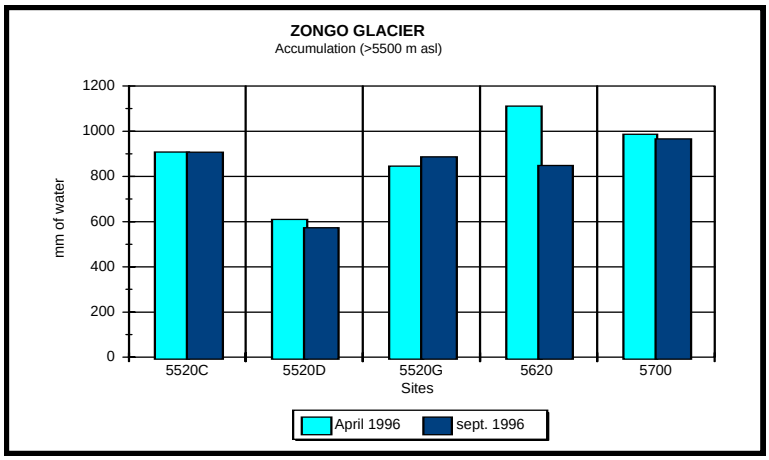
sitios del Zongo y del Antizana. Por ejemplo en el Zongo, se ha limitado la medición de la acumulación a tres puntos (puntos GPS en modo navegación):

1) 5700 m: « pie de la ruta francesa » (16°16'3.3''S; 68°9'4.4''W)
2) 5550 m: « antigua estación Campbell » (16°16'7.9''; 68°8'49.6''W)
3) 5500 m: « Combe Est » (16°16'13.4''; 68°8'56.1''W)

Como es obvio que las mediciones no cubren todos los rangos altitudinales, se interpola los valores de un rango al otro (ver más adelante).

El tiempo adecuado para efectuar las mediciones de acumulación varía en función de la concentración de las precipitaciones.

- En **Bolivia (Zongo)**, se considera útil medir la acumulación a principio de mayo (entre el 1 y el 15 de mayo), es decir, después de la temporada de lluvias. Se estima que la segunda y principal medición se debe realizar a fin del año hidrológico, fin de agosto/inicio de septiembre. Con la salvedad de que se presenten importantes precipitaciones nivales en invierno (junio-julio-agosto: JJA), se debería observar una buena correspondencia entre ambas medidas de acumulación, como en 1996 (figura 2.12). En efecto, la sublimación es dominante en JJA y debido a que se trata de un proceso que consume una gran cantidad de energía no se produce una fuerte ablación (Wagnon et al., 1999).



- Figura 2.12 Mediciones de la acumulación neta en los 2 periodos del año en 1996. 5700, 5500C y 5520G corresponden a los tres sitios mencionados más arriba. 5520D es un sitio en la derecha del glaciar expuesto a una fuerte radiación directa que fue abandonado, tal como el sitio 5620 (entre 5700 y 5520C) donde se observó una tendencia a la sobre-acumulación por efecto del viento.

- En **Ecuador (Antizana),** la ausencia de estacionalidad estable no permite escoger claramente la época de una segunda medición, que sería complementaria de la principal que se realiza al inicio del año hidrológico (enero). La mejor opción para una segunda medición es *julio*, periodo de principio de verano donde se produce cada año un debilitamiento notable de las precipitaciones (Francou *et al*., 2004).

2.7.3. Acumulación neta específica:

En primer lugar, se resumen las mediciones efectuadas por rangos altitudinales considerando los tipos de medición realizados (cuadro 2.7, sigue el cuadro 2.6).

Altura msnm	Rango	Tipo de medicion	Acum. Neta bruta mm de agua	Acum.neta mm de agua	Notas
5760	5760-5700	Pozo 60 cm y sonda a nieve	989	989	---
5590	5700-5600	Pozo con densimetria	795	892	Promedio 5760-5590
5500	5600-5500	Sonda a nieve	594	695	Promedio 5590-5500
5400	5500-5400	Sonda a nieve	486	540	Promedio 5500-5400
5290	5400-5300	Sonda a nieve	432	459	Promedio 5400-5290
5246*	5300-5200	Pozo con densimetria	379	379	---
5100*	5200-5100	Observacion	0	190	Promedio 5246-5100

- Cuadro 2.7. Resumen de la acumulación neta punto por punto en el Antizana en 2001. Los puntos (*) corresponden a las mediciones de enero, los puntos restantes fueron medidos en marzo sobre las lenguas 15α y 15b.

Lo más conveniente es que cada rango tenga como mínimo una medida. Si no es el caso, se interpola linealmente el valor de rango sin medidas (*AC*) a partir de los valores de los rangos vecinos, el *inferior* (AC_i) *y el superior* (AC_s), según :

$$AC = (AC_i + AC_s)/2 \qquad (2.2)$$

En segundo lugar, se presentan estos valores en función del área relativa de cada rango de altitud (cuadro 2.8). Esos valores son utilizados, posteriormente, para el cálculo de balance neto específico de todo el glaciar.

Altura msnm	Acum.neta mm de agua	Rango altitudinal	Acum.neta por rango mm de agua	Area ponderada	Acum. ponderada por rango mm de agua	Notas
5760	989	5600-5760	940	0.111	104.09	Promedio 5760-5500
5590	892					
5500	695	5500-5600	695	0.069	48.10	Promedio 5590-5500
5400	540	5400-5500	540	0.085	45.91	Promedio 5500-5400
5290	459	5300-5400	460	0.101	46.39	Promedio 5400-5290
5246*	379	5200-5300	380	0.101	38.32	---
5100*	190	5100-5200	190	0.176	33.36	Promedio 5246-5100

- Cuadro 2.8. Acumulación neta ponderada por rango de altitud (mm de agua). Antizana, ciclo 2000.

2.8. Crítica de los resultados

Es de alta importancia en los informes precisar el grado de confiabilidad de los datos. Todo tipo de incertidumbre, errores e hipótesis, tienen que ser adecuadamente presentados. Se propone adoptar la siguiente « escala de confiabilidad » :

1) **MC**: dato **muy confiable**, porque existe un número óptimo de medidas y una determinación correcta de la capa basal ; además las mediciones fueron efectuadas en un momento adecuado;
2) **BC**: **dato bastante confiable**, ya que la identificación de la capa basal es correcta; pero número insuficiente de puntos de medición y retraso en la fecha de mediciones ;
3) **PC**: **poco confiable**, debido a que existen pocos puntos de medición, dudas notables sobre la determinación de la capa basal, y finalmente, la medición tuvo que ser aplazada varias semanas por mal tiempo o falta de disponibilidad.

¡Ojo! No olvidar de explicar las razones precisas de la adopción de tal o tal grado de confiabilidad!

2.9. Utilizar los isótopos ambientales para evaluar la acumulación de nieve anual

Dos tipos de isótopos pueden ser utilizados para evaluar la acumulación anual de nieve en los glaciares: los isótopos estables del agua (oxígeno 18 ó deuterio) y el isótopo radioactivo berilio 7.

2.9.1 El oxígeno 18 (^{18}O) y el deuterio (^{2}H) :

Las relaciones entre los isótopos estables del agua, $R=^{18}O/^{16}O$ o $R=^{2}H/^{1}H$, en la atmósfera se caracterizan por ser marcadores de las condiciones climáticas regionales y locales. Las variaciones de la relación isotópica son controladas en gran parte por los parametros meteorológicos (temperatura, humedad relativa, cantitad de precipitación….). Esta herramienta es utilizada en glaciologia como marcador, presente en los testigos profundos de hielo, para realizar la reconstruccion paleoclimática de grandes crisis como la transición pleistoceno-holoceno que marca el fin de la última glaciación (Ramirez *et al*., 2003). En la lluvia actual, la concecuencia principal de esta relación con el clima es una señal interanual, que va a presentar un ciclo estacional con ligeras variaciones interanuales. Si se puede definir una variación de la composición isotópica de la lluvia durante el año, se va a encontrar la misma variación en la nieve caida durante el año (figura 2.13).

Sin embargo, existe una diferencia entre la señal de la lluvia inmediatamente recuperada y la señal de la nieve que puede transformarse a través de procesos de post deposición antes de su muestreo. Sus procesos son observados de manera frecuente en la zona tropical, mismo a alta altura, donde la variación de la temperatura durante el día puede ser importante y en algunos casos positiva durante algunas horas si las condiciones climáticas lo permiten.

En este caso, puede existir ya sea un proceso de sublimación o un derretimiento a partir de la superficie con una circulación del agua hacia los niveles inferiores que puede alterar el estado de la nieve. Las mediciones realizadas en los Andes muestran que efectivamente existe una evolución química importante de la nieve al nivel de la superficie con el proceso de sublimación, y con el derretimiento se observa un lavado

de los elementos químicos en la parte superior y una acumulación en la parte baja del perfil sometido a la circulación del agua.

Al nivel de la composición isotópica, los cambios son mínimos en el caso de la sublimación y parece no tener demasiado alteración de la señal isotópica en caso de derretimiento, pero por precaución, es mejor elegir un sitio de muestreo supuesto de hielo frio (superior a los 5600 m snm en los Andes), cuya característica principal sea una acumulación sin perturbación (sin deposito ó ablación debida al viento). Por lo tanto, el análisis isotópico del perfil de nieve va a permetir la reconstrucción de la crónica mensual de las precipitaciones sobre el último año y dar una evaluación de la acumulación neta anual.

La técnica de muestreo es sencilla, las muestras pueden ser obtenidas a partir de una perforación ó a partir de un pozo. El objetivo es recuperar muestras para reconstruir la crónica de la composición isotópica del ciclo anual de la lluvia, un minimo de 12 muestras parece suficiente, pero mientras más muestras se tomen mejor será la precisión. A partir de la cantitad supuesta de nieve caida, se va dividir el perfil en el numero de muestras elegidas, y se va a recuperar una muestra media en cada parte al raspar el perfil con un cuchillo plastico o metalico.

La cantidad de nieve que se necesita para cada muestra es de alrededor un equivalente a 10 ml de agua (3 ml es suficiente para hacer una análisis, pero por precaución se toma más para repetir eventualmente la medición), una botella de 30 ml de gran abertura puede ser adaptada para recuperar la nieve. Otra posibilidad para recuperar la nieve es la utilisación de una bolsa plástica de tipo congelación con cerradura hermética. No hay ningun riesgo de contaminación a partir del tipo de material usado, la unica precaución es secar bien el material antes de su utilización y asegurar la ausencia de fugas después del muestreo.

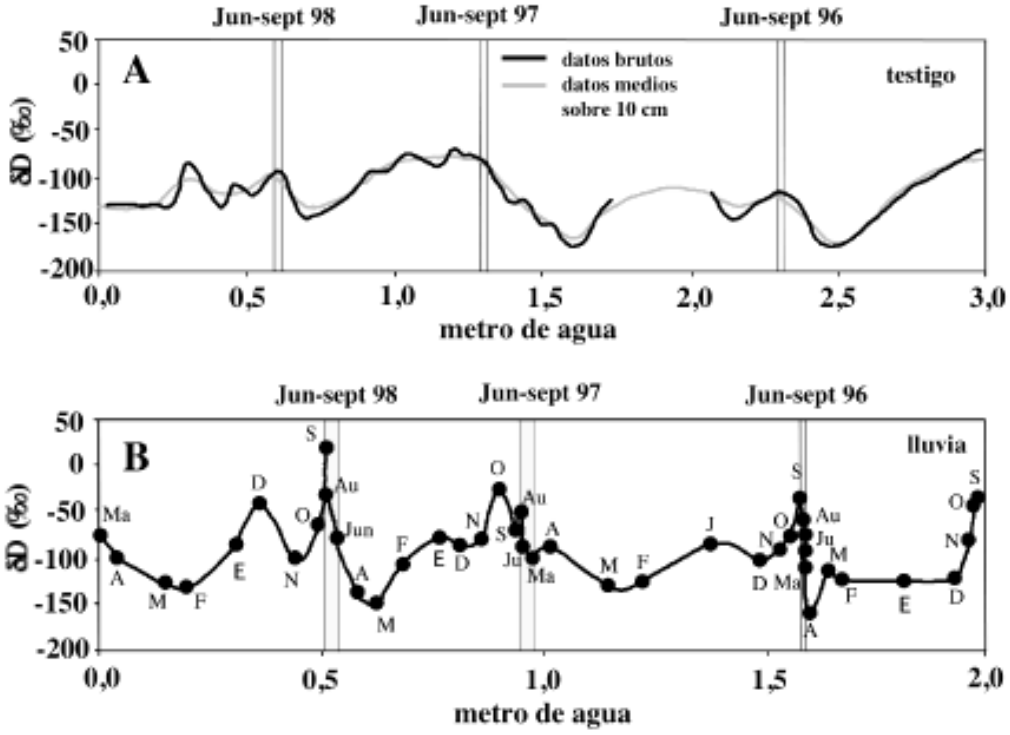
Una vez decendidas las muestras y en el caso de haber utilizado las bolsas de plástico en el campo, se debe esperar que la nieve se haya derretido para transferirla a una botella plástica o de vidrio obscuro con una capacidad entre 10 y 30 ml.

Las señales oxigeno 18 y deuterio estan relacionadas, por lo tanto, se necesita solamente hacer la medición de un isótopo (oxígeno 18 o deuterio) para reconstruir la señal isotopica temporal de la nieve.

La técnica de medición es la spectrometría de masa, las muestras son preparadas (para el oxígeno 18, equilibración entre el agua y el gas CO_2 industrial de composición isotópica conocida y para el deuterio reducción para obtener gas ^2H), donde la faase gaseosa es comparada con un gas estandard (SMOW- Standard Mean Ocean Water). La medición final de la proporcion isotópica O^{18}/O^{16} (o $\delta^{18}O$) es expresada en ‰ según:

$$\delta^{18}O\ (‰) = (R_{muestra} / R_{estandard}) - 1) * 1000 \qquad (2.3)$$

El precio de una medición fue de $25 US aproximadamente en 2003.



- Figura 2.13. Comparación de la señal en deuterio de la lluvia en La Paz y de la señal en la parte superior del testigo de hielo del Illimani. Para la lluvia se acumula la cantitad.

2.9.2 El berilio 7 (^{7}Be):

El berilio 7 es un radionucleído cosmogénico producido por proceso de spaliación del oxígeno o nitrogeno en la estratósfera y la alta atmósfera. Su vida media T es de 53.3 dias. Su modo principal de transporte hasta la superficie es por medio del depósito seco o humedo. Una vez depositado en la nieve, el Berilio 7 va a registrar un decrecimiento de su actividad. La actividad es una función de la concentración inicial y de la edad del depósito.

Para hacer una datación correcta de la nieve, las variaciones de la concentración en Berilio 7 durante el año deben ser debiles con respecto al decaimiento radioactivo. Estudios en diferentes areas geográficas han mostrado que la concentración del Berilio 7 en la atmósfera es cíclica, con un pico durante el verano debido al fuerte intercambio entre la estratósfera y la tropósfera en esta época y que la relación entre la concentración máxima y mínima es inferior a cinco ; además el Berilio 7 en los depósitos es proporcional al Berilio 7 en la atmósfera.

La actividad residual, N_i del Berilio 7 en la nieve con una actividad inicial N_O, se calcula a partir de la ecuación de decaimiento radioactivo :

$$N_i = N_O * e^{-\lambda t} \quad (T = 53.3 = 1/\lambda) \qquad (2.4)$$

donde *T* (tiempo) es el periodo (vida media) del elemento, es decir, el tiempo necesario para obtener la mitad de los atomos del elemento, λ es la constante de decaimiento igual a *1/T*.

Se puede observar en la figura 2.14 que la actividad residual al final de un año representa menos de 1% de la actividad inicial, este fuerte decrecimiento supera efectivamente las variaciones de la temporada.

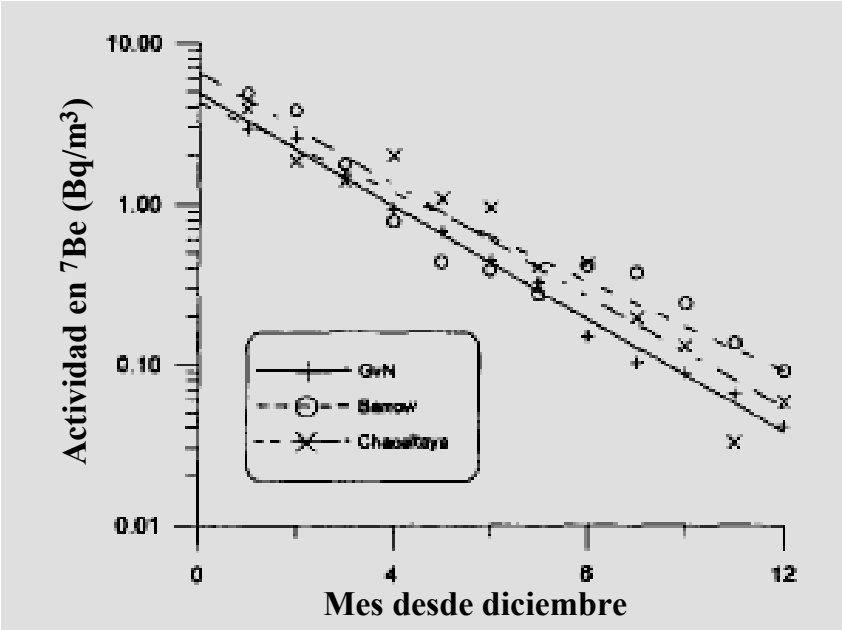


Figura 2.14. Actividades mensuales del ^{7}Be en la atmósfera (estaciones GvN-Antartica ; Barrow-Arctica; Chacatalya-Bolivia) corregidas del decaimiento radioactivo, tomando como origen del tiempo la fecha de la última medición mensual (diciembre) [según Pourchet *et al.*, 1998].

A partir de estos resultados, se puede utilizar el Berilio 7 en la medición de la edad de la nieve anual con un error inferior al 20%.

La técnica de muestreo consiste en hacer un pozo hasta la capa de nieve del ultimo año supuesto. Se debe limpiar la superficie interna del pozo para evitar la contaminación posible con la pala. El número de muestras puede ser entre 6 y 12. Se utilizan botellas cilíndricas (polietileno/polipropileno) de gran abertura con tapa y con capacidad entre 2000 y 4000 ml. Las botellas deben ser limpiadas con ácido clorhídrico y agua destilada con anterioridad.

Para muestrear se deben elegir las diferentes profundidades e introducir horizontalmente la botella en la nieve. Para la preparación de las muestras, existen diferentes métodos. El más sencillo consiste en filtrar (filtro de celulosa por ejemplo 50-100µm) el agua para recuperar las partículas, y la medición se hace directamente sobre el filtro con un espectrómetro de rayos gama o contador beta.

El precio de una medición es alrededor de $100US.

- Foto 2.9. Glaciar de Chacaltaya (Bolivia) en junio del 2001. En los años 1940, el frente del glaciar llegaba a algunos metros de la carretera que se ve más abajo (B.Francou)

3. Medición de la ablación

3.1. Generalidades

En este capítulo, se trata de detallar la técnica de instalación de balizas, la medición de la emergencia, incluyendo el problema de capa nival y la forma que debe tener la red de balizas para que sea la más representativa del balance de masa en esta zona.

Se trata más bien del *balance en la zona de ablación*, que representa la pérdida de masa en el sector del glaciar ubicado por debajo de la ELA medida por el sistema de balizas. La zona de ablación representa normalmente uno 40% de la superficie del glaciar en situación de equilibrio, pero este porcentaje puede cambiar drasticamente entre uno 20% en caso de balance positivo a más de 80% en caso de balance negativo y especialmente sobre glaciares pequeños, como Chacaltaya (Bolivia) o Carihuayrazo (Ecuador).

La medición se hace directamente sobre las balizas insertadas en el hielo. La lectura de la emergencia de esas balizas, según un paso de tiempo regular, permite conocer el balance en un punto. El despliegue de esas balizas en una red permite dar a cada rango altitudinal un valor de balance. Luego, por integración de los rangos, incluyendo aquellos de la zona de acumulación, se calcula el balance neto específico de toda esta parte del glaciar.

3.2. Instalación de balizas

3.2.1. ¿Que tipo de material se debe usar para las balizas?

La experiencia en los Andes centrales demuestra que son los tubos rígidos de PVC de una pulgada de diámetro que ofrecen la mejor garantía de resistencia. El costo más elevado se compensa por la facilidad de reciclaje después de la recuperación. Es importante que dichos tubos sean en un PVC rígido que no se rompa y que no se doble. Los tubos tienen que ser cortados *exactamente* a 200 cm.

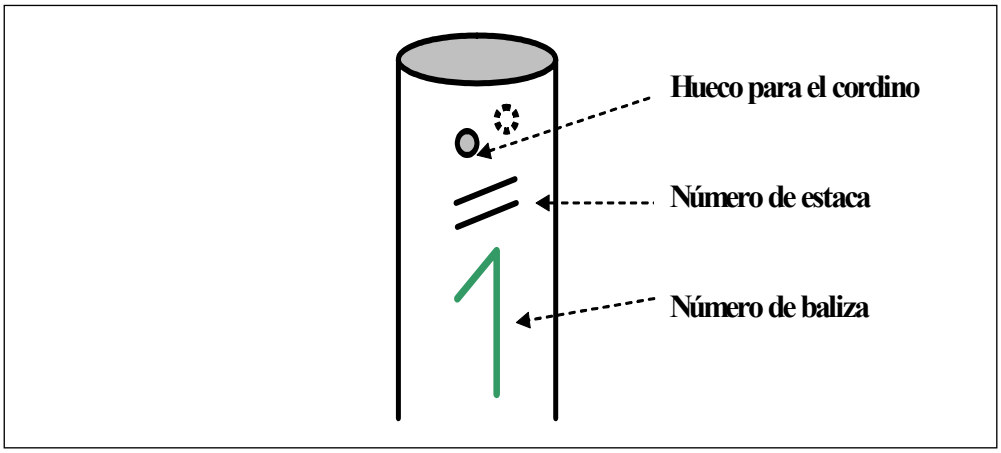
Nota : no dejar los tubos ya utilizados abandonados sobre el glaciar! Ellos deben ser recuperados para no ensuciar el glaciar y almacenarlos en un lugar adecuado para su reciclaje al próximo cambio de balizas.

3.2.2. Preparación de los tubos:

Los tubos tienen que ser perforados en los dos extremos por un hueco de ~2 mm de diámetro. Por este hueco, se introduce un cordino de nylon para amarrar los tubos. El cordino no tiene que ser demasiado apretado, de tal manera que los tubos puedan moverse libremente. Conectar así cinco (un mínimo de cuatro y una máximo de seis) tubos para hacer una baliza.

En los extremos de cada tubo, se pone una marca con una sierra para metales (o un cuchillo suizo). Una marca sobre el tubo de la superficie (que saldrá primero), dos marcas sobre el siguente, etc… hasta el último (figura 3.1).

¡OJO! respetar el orden : una marca para el tubo de la superficie, luego dos, tres, cuatro, cinco marcas para los siguientes.



- Figura 3.1. Extremidad de un tubo de PVC preparada con sus marcas: baliza n°1 y estaca n°2.

Sobre la parte superior del primer tubo, escribir con una pintura indeleble, disponible en tubos, por ejemplo de marca FIXOLID® (Francia), un número y/o una letra que identifique claramente la baliza. La numeración puede obedecer a algunos principios : 1) la cifras pueden crecer de la zona alta hacia la zona baja ; 2) La balizas de los lados pueden tener una cifra y una letra : I (como izquieda) o D (como derecha). Se puede precisar también el año de instalación con una pintura de color diferente.

¡Ojo! hay que evitar una identificación con muchas letras o cifras. Más simple es, más facil sera la lectura

Todo este trabajo puede ser efectuado en laboratorio o en el campo durante el tiempo de perforación con la sonda de vapor.

¡Ojo! No olvidar, por supuesto, de medir la emergencia inicial cuando se acaba de instalar la nueva baliza

3.2.3. ¿Que tipo de red sobre el glaciar?

Algunas recomendaciones :

1) Una red tiene que *ser fija*, para que los datos obtenidos sean comparables de un año al otro (tomando en cuenta por supuesto el cambio de geometría del glaciar). Por eso, cuando se cambia una baliza « salida », colocar la nueva unos 10-40 m rio arriba, de tal manera que la nueva ubicación tome en cuenta el movimiento superficial del hielo durante el lapso de tiempo escurrido;

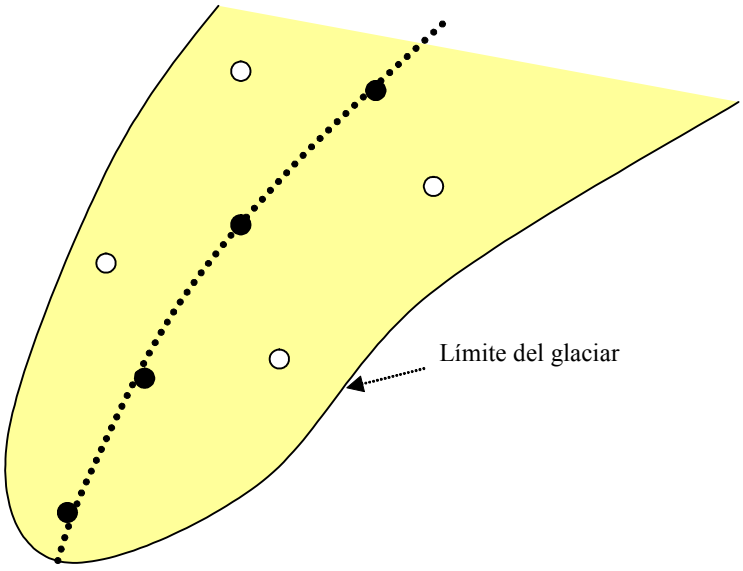
2) No esperar que la baliza haya salido complemente para cambiarla; añadir la nueva baliza cuando los tubos estan por salir por completo (darle un número de identificación diferente!);

3) El eje del glaciar privilegiado para recibir las balizas tiene que ser el eje central, donde se espera el mayor desplazamiento; en consecuencia, colocar las *balizas principales* en línea, separadas de unos 100/300 m, dependiendo de la longitud de la zona de ablación (figura 3.2);

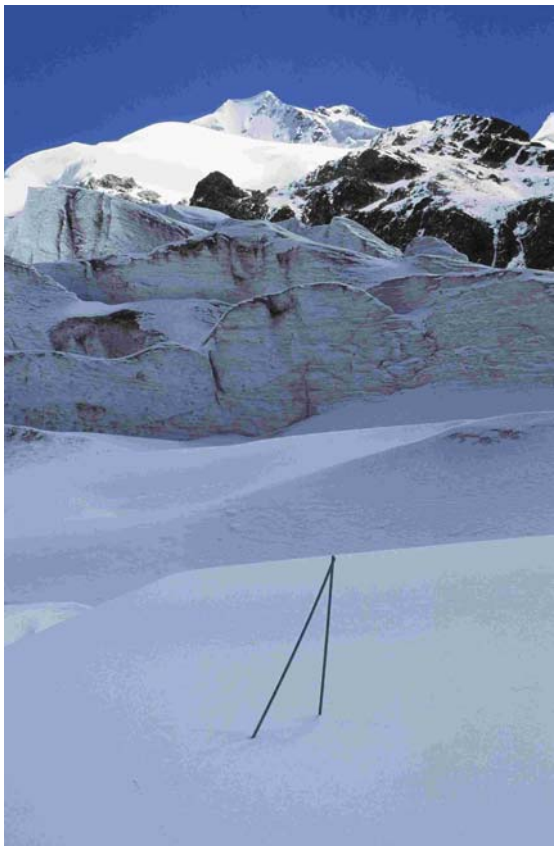
4) Para no dejar los lados sin información, colocar regularmente unas balizas a los lados (*balizas secundarias*), de preferencia alternando con las principales, como se presenta en la figura 3.2;

5) Evitar la localización de una baliza al lado de una grieta, de un penitente, de una *bédière* (conducto superficial por donde escurre el agua), demasiado cerca de los bordes de la lengua;

6) Para obtener una buena curva balance/altitud (δb/δz), colocar las balizas con un espacio regular (sobretodo en altura) en todas las partes de la zona de ablación, *excepto en las zonas muy agrietadas, los seracs y las zonas de acceso peligroso*.



- Figura 3.2. Red óptimizada de balizas para la lengua de ablación de un glaciar. Línea punteada: eje central del glaciar; puntos llenos: balizas principales; puntos vacíos: balizas secundarias.



- Foto 3.1. : Baliza con nieve fresca en la lengua terminal del Glaciar de Zongo (B.Francou).

3.3. Precauciones para medir la emergencia

La emergencia de las balizas se mide a tiempo fijo, según un paso mensual, semestral, o pluri-mensual.

3.3.1. Paso de tiempo de la medición:

En varios glaciares, se decidió medir la emergencia con un paso mensual. Esto tiene como ventaja obtener una evolución fina de la ablación en función del tiempo y de conocer su estacionalidad. Este tipo de lectura se hizo sobre el Zongo, Chacaltaya, Antizana, Charquini, y algunos glaciares del Perú. En este caso, la medición se hace el primero (más o menos 1 o 2 días) de cada mes. Si no existe esta posibilidad, se va a optar para un *paso semestral*, con *dos mediciones* al año.

- *En Bolivia y en Perú*: se recomiendan, para las dos mediciones mininales del año, las fechas siguientes (sincronizar con las mediciones de la acumulación en la altura):

  - 1ro de septiembre como inicio del año hidrológico;
  - 1ro de mayo como inicio de la temporada seca.

- *En Ecuador:*

  - 1ro de enero como inicio del año hidrológico ;
  - 1ro de julio como inicio del verano, principal periodo con pocas precipitaciones.

Otras opciones son posibles: una medición cada tres meses, una cada cuatro meses. En todo caso, incluir el principio del año hidrológico en la periodicidad de las mediciones.

- Foto 3.2. Medición de la emergencia a 5000 m en el Glaciar 15 del Antizana (B.Francou). *No olvidar los principios elementales de seguridad sobre un glaciar : arnés, cuerda, piolet, etc...*

3.3.2. Medir el balance con una capa de nieve sobre el glaciar:

La probabilidad de encontrar una capa de nieve fresca sobre el glaciar es fuerte cuando se mide las balizas mensualmente. Como la nieve y el hielo tienen una densidad muy diferente, es *indispensable* de tomar en cuenta la diferencia entre los dos materiales.

- *Medir el espesor de la nieve* se hace mediante una *sonda a nieve* graduada cada 5cm con un mínimo de un metro de longitud (ver §2.5). Medir el espesor de la nieve en tres o cuatro puntos ubicados dentro de un círculo de un metro en torno a la baliza y tomar el valor lo más reprensentativo (lo cual no es siempre el promedio!);

- *Estimar/medir la densidad de la nieve:* lo ideal sería de medir la densidad de la nieve en cada baliza con el tubo y la balanza, pero siendo demasiado fastidiosa esta práctica, se tomarán las alternativas siguientes :

  - Medir la densidad en un sitio considerado como representativo, con tubo y balanza, y atribuir esta densidad a toda la nieve cubriendo la zona de ablación (mejor opción);

- Hacer una estimación aproximada de la densidad a la vista del estado de la capa nival: la experiencia muestra que una neviza de algunos días después de la precipitación en la cual el pie no entra cuando es presionado, tiene una densidad de *~0.40* a *~/0.45* (el caso más común). Cuando el pie entra más o menos profundamente, la densidad es menor y más variable, entre *~0.15* y *~0.35*. En este caso, se aconseja hacer una medición.

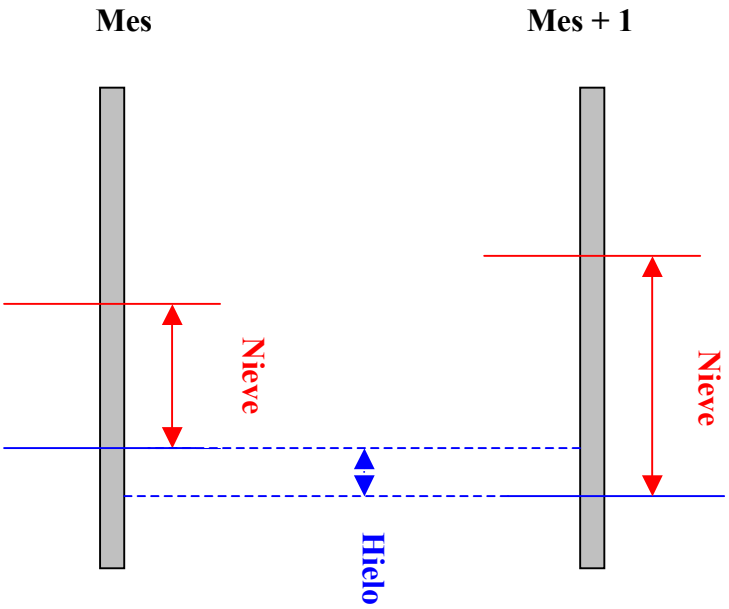
NOTA : En el trópico, al contrario de los Alpes, la densidad de la capa de nieve crece rapidamente después de la caida y alcanza un valor de ~0.40 a ~0.45 después de varios días. A partir de este valor, la densidad crece mas lentamente, ya que la metamórfosis es mas lenta (ver 2.6).

- *Balance de la nieve y balance del hielo*: se necesita tomar en cuenta de una manera separada el balance de la nieve y el balance del hielo para calcular el balance al nivel de una baliza, como se indica en la figura 3.3 a partir de un ejemplo. Para procesar la información colectada, en caso de una medición mensual y de una nieve de densidad ρ=0.4, se utilizará una ecuación de esta forma :

$$B_j = -0.9\,(H_{m+1} - H_m) + 0.4\,(N_m - N_{m+1}) \qquad (3.1)$$

donde:

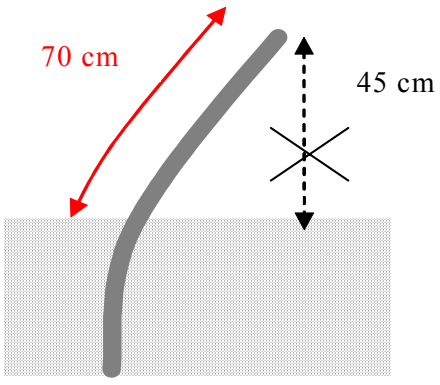
B_j = balance en un punto
H = emergencia de la baliza respecto a la superficie del hielo en cm.
N = espesor de la capa de nieve.
m = mes dado
$m + 1$ = mes posterior.



- Figura 3.3. Ejemplo mostrando que a pesar de la disminución de la emergencia debida al aumento de la capa de nieve, la tendencia del balance de masa del mes siguiente (mes+1) puede ser negativa, porque el balance del hielo es negativo y el hielo tiene una densidad más elevada que la nieve. Esto demuestra 1) que no hay que fijarse solo sobre la emergencia de la extremidad de la baliza para estimar si el balance es positivo o negativo; 2) que debido a la diferencia de densidad entre nieve y hielo, el balance de la capa de nieve y el balance del hielo tienen que ser procesados de una manera separada.

- Y cuando una baliza esta inclinada, sin poder colocarla recta?

  Es un caso muy frecuente. Obviamente, la buena medición consiste en colocar el flexómetro contra el tubo inclinado, como se puede ver en la figura 3.4.



- Figura 3.4. Medición correcta de la emergencia de una baliza inclinada (70 cm). La baliza ha sido introducida en forma recta, luego fue torcida por el peso de la nieve.

3.3.3. Obtención de datos de campo:

Más adelante se presenta una hoja-tipo de recopilacion de datos de campo (cuadro 3.1). Se aconseja anotar los datos muy claramente en una libreta y al día siguiente en la oficina, recopilar los datos en este tipo de hoja, que se archivará en forma papel y electrónica.

¡OJO! para escribir en el campo, el lápiz es mejor que el marcador o el bolígrafo cuando, por mal tiempo, la libreta se moja.

FICHA DE LECTURA DE BALIZAS N° 24

- **Observador : Javier Mendoza + Bernard Francou**
- **Glaciar : Chacaltaya**
- **Fecha : 1 ABRIL 2001**

N° BALIZA	N° TUBO	EMERGENCIA cm	NIEVE cm	OBSERVACIONES
1	3	123	10	
2	3	167	15	Baliza inclinada 70°
Etc…				

PLUVIOMETROS	ALTURA mm	OBSERVACIONES
01	167	
02	126	
Etc…		

ESTADO DEL GLACIAR [NIEVE, LIMITE DE LA NEVIZA, TIPO DE TIEMPO, ETC...]
Límite hielo/neviza a los 5250 m. Nieve dura (el pie no entra). Densidad medida a 5260 m : ρ= 0.45. Etc...

- Cuadro 3.1. Hoja-tipo de campo para el monitoreo de la balizas.

3.3.4. Ubicar las balizas con un GPS (modo navegación):

La utilizacion de un GPS es muy util sobretodo cuando hay neblina o las balizas son tapadas por la nieve. Se recomienda registrar las cordenadas de cada baliza en la memoria del GPS al momento de instalarla y luego desplazarse en la red utilizando la función *GO-TO* disponible en el GPS.

3.3.5. ¿Y cuando la nieve cubre completamente las balizas?

En caso de balizas tapadas por la nieve o rotas, se puede recuperar el dato haciendo un sondeo con la sonda a nieve en el lugar indicado por el GPS. Esta alternativa cobra importancia particularmente cuando se realiza una lectura mensual de las balizas.

Si las balizas desaparecen poco a poco debajo de la nieve, se debe insertar y pegar dentro del tubo emergente un palo de madera (tipo mango de escoba) de ~20 cm de longitud, con una extremidad saliendo de 10 cm. Posteriormente, es necesario fijar un nuevo tubo de PVC sobre el palo saliente. Se recomienda no colocar ninguna marca grabada con pintura sobre el nuevo tubo (lo que significa que se trata del tubo 0) a excepción del número de la baliza.

3.4. Calcular el balance anual en la zona de ablación

3.4.1. Balance en cada baliza:

En un primer paso, es importante presentar, en un cuadro sintético, el balance bruto de cada baliza presente entre el inicio y el fin del año hidrológico (cuadro3.2).

N° BALIZA	Cotas m.s.n.m.	Balance
1A01	4984	-821
1A	4958	-1888
1B	4950	-2041
2BOOI	4949	-2523
2B9	4946	-3210
2B8	4945	-751
2IB00	4940	-2567
2DB00	4939	-1132
3B1	4928	-3121
3A8	4903	-2420
3B8	4902	-663
5D	4896	-3087
3B9	4894	-909
4A1	4883	-3458
4A8	4878	-1829
4A9	4871	-3884
5A1	4865	-3167
4I00	4864	-2085
5A1D	4850	-3115
5A00I	4842	-1766
5A9	4840	-3570
6A9	4840	-2644
6A1	4839	-4385
7A00	4822	52

- Cuadro 3.2. Balance de cada baliza del Glaciar Antizana 15α durante el año 2001.

3.4.2. Balizas representativas y rangos altitudinales:

El paso siguiente consiste en seleccionar las balizas representativas en cada rango altitudinal. Esas balizas serviran para calcular el balance al paso siguiente (ver un modelo en el cuadro 3.3). Una baliza « representativa » tiene, respecto a sus vecinas de arriba, de abajo, y de los lados, una cierta homogeneidad. Todo valor extremo denota una particularidad del sitio que conviene eliminar.

Rangos altitudinal m.s.n.m.	Altura m.s.n.m.	Balizas representativas
5000-5100	5050	W00-Z00-X00 (interpolation)
4980-5000	4980	2^{B}9-2B0-1ª-1ª0
4910-4980	4930	2^{B}8-2^{DB}00-3^{B}9-3ª8-3^{C}00-3^{B}8-1^{B}-3^{B}1-2^{IB}00-2^{B}001
4880-4910	4890	4^{I}00-4ª9-4^{D}100-4ª8-5^{D}-4ª1
4860-4880	4870	5^{a}00^{D}-5ªA9-5ª8-$5^{a}1^{D}$-5ª1
4830-4860	4845	6ª8-6ª9-7ª00-6ª1

- Cuadro 3.3. Balizas representativas para cada rango altitudinal en la zona de ablación del Antizana 15α en 2001.

3.4.3. Balance ponderado por la superficie:

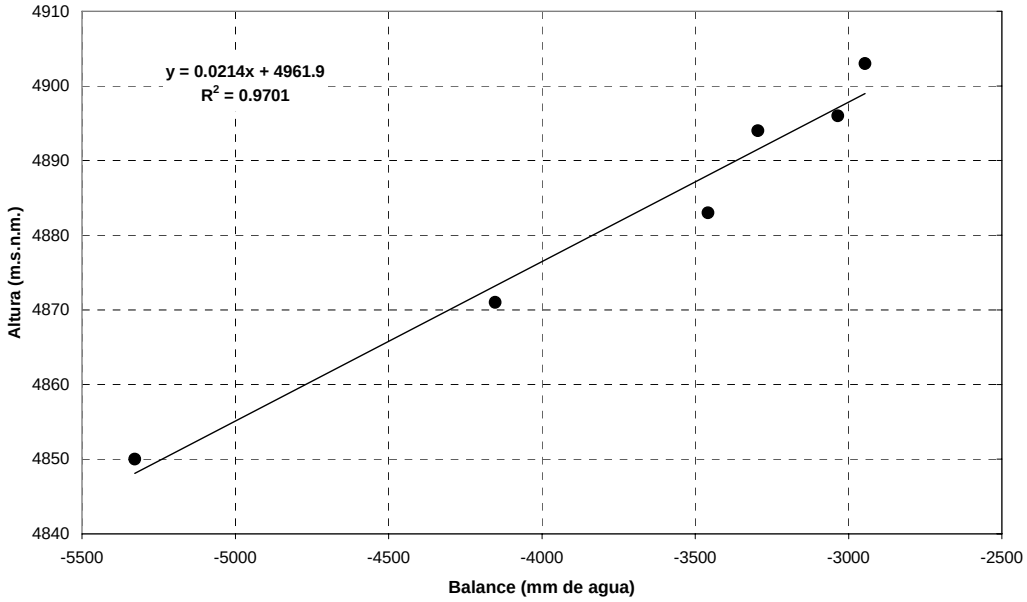
En el cuadro 3.4, se muestra el balance neto específico mensual de la zona de ablación del Glaciar 15α del Antizana, que es la suma de los balances de cada rango altitudinal (bi, bj...) ponderado por la superficie relativa S_{rango}/S_{Total} (S_r/S_T).

Rango altitudinal (m.s.n.m.)	Superficie relativa S_r/S_T	Balance ponderado (mm)
5000-5100	0.12	-94
4980-5000	0.06	-189
4910-4980	0.09	-270
4880-4910	0.05	-178
4860-4880	0.02	-101
4830-4860	0.02	-82
SUMA	0.36	**-914**

- Cuadro 3.4. Balance ponderado mensual para cada rango altitudinal en el año 2001.

3.4.4. Gradiente del balance en la zona de ablación:

Para estimar el gradiente del balance en la zona de ablación, se consideran las balizas que se encuentran sobre la parte central del glaciar lo que supone que todas ellas tengan un comportamiento homogéneo. Se observa sobre la lengua de ablación del Antizana 15α que el balance de las seis balizas seleccionadas tienen un comportamiento lineal con la altura. El valor del gradiente alcanza 45 mm m^{-1} en equivalente agua (figura 3.5).



- Figura 3.5. Variación del balance anual para las balizas seleccionadas en función de su posición altimétrica en la zona de ablación del Glaciar Antizana durante el año 2001.

Nota : Se puede también trazar dicha curva con los valores del balance específico de cada rango altimétrico, de esta manera se toma en cuenta la superficie de los rangos. Sin embargo, el procedimiento presentado antes capta con una menor precisión la sensibilidad del glaciar a las variaciones de altura.

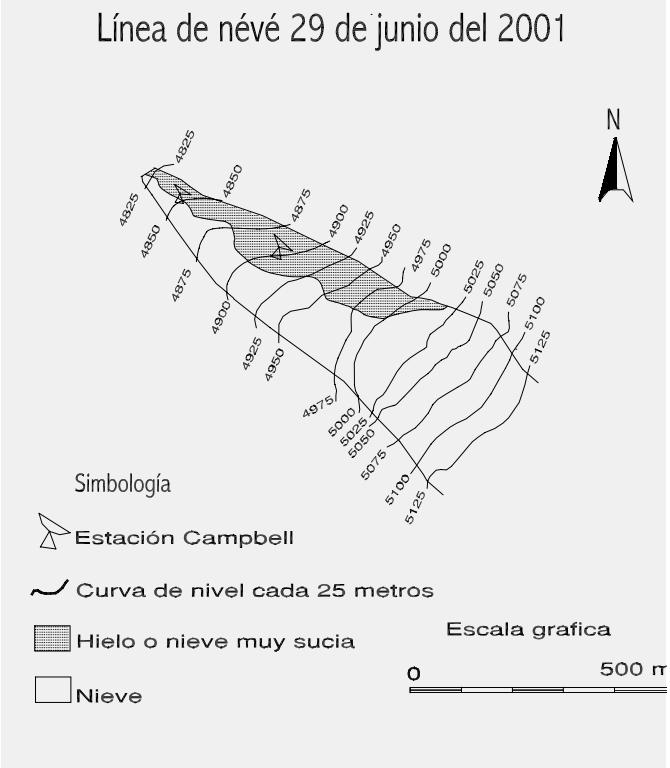
3.5. Observaciones mensuales en la zona de ablación

Varios glaciares son observados mensualmente, y las mediciones se concentran sobre la capa de nieve así como sobre el balance.

3.5.1. Evolución mensual de la línea de neviza (ligne de névé, firn line):

La espacialización de la cobertura de nieve a lo largo del año es un elemento importante de la evolución del glaciar, ya que ella tiene un albedo más elevado que el hielo. En varios glaciares, como el Antizana, se ha aprovechado la visita mensual para cartografiar el limite entre nieve/neviza y hielo. Este tipo de mapa es producido cada mes (figura 3.6). Se determina el límite de la neviza con un GPS en modo navegación y con la ayuda de las balizas.

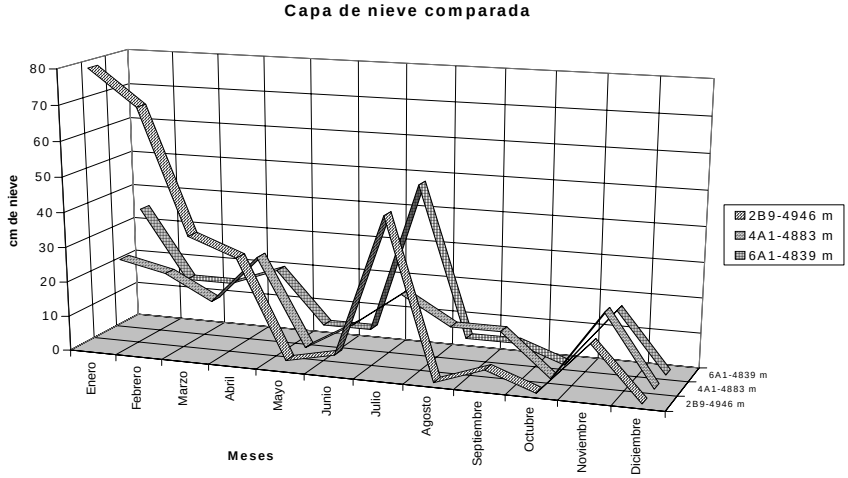
Nota : Una técnica automática y cuantitativa esta en desarollo, utilizando una cámara que toma una foto al día. Un tratamiento de imágenes permitirá delimitar la línea de neviza y de calcular el albedo.



- Figura 3.6. Línea de neviza del 29 de junio del 2001 en la lengua de ablación del Antizana 15α.

3.5.2. Espesor de la capa de nieve que cubre al glaciar:

Medido en cada baliza, la espesor de la capa de nieve se presenta en el siguiente tipo de gráfico (figura 3.7):



- Figura 3.7. Espesor de la capa de nieve sobre la parte alta, media y baja del Glaciar 15α del Antizana medida sobre la zona de ablación en el año 2001. Mediciones realizadas el primer día de cada mes.

Se puede observar, sobretodo en Ecuador, una fuerte fluctuación del manto nival según los meses y según los años (no mostrado).

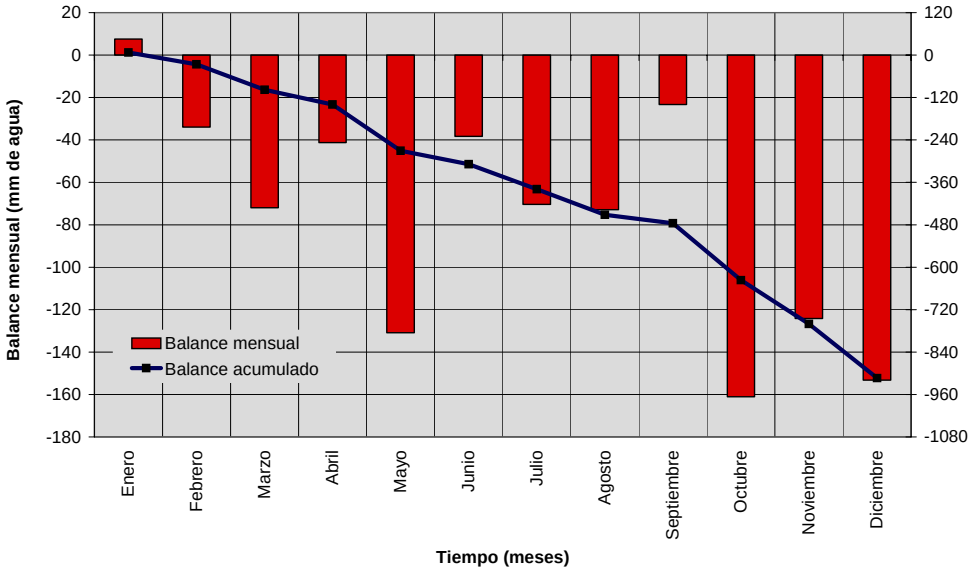
3.5.3. Balance mensual:

Se trata del balance en la zona de ablación (<ELA del año) medido mensualmente , ponderado por la superficie relativa de los rangos altitudinales considerados. Preveer: 1) una primera columna con las balizas utilizadas, 2) una segunda con el rango altitudinal, 3) una tercera con el porcentaje que tiene su superficie respecto al área total del glaciar, y los valores mes por mes. La suma de los rangos proporciona el balance total de esta parte del glaciar mes por mes (cuadro 3.5).

Balizas representativas	Rango	Sup. Relativa*	Enero	Feb.	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agos.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	S
WCO-ZCO-XCO*	5000-5100	0.12	—	—	—	—	—	—	—	—	5	-19	-35	-45	-94
2E9-2E00-1A-1A01	4960-5000	0.06	5	-11	-14	-5	-42	-16	-23	-8	-10	-36	-24	-4	-189
2E8-2DE00-3E9-3A8-3C00-3E8-1B-3E1-2E00-2E001	4910-4960	0.09	2	-10	-19	-15	-46	-2	-27	-15	-11	-47	-33	-48	-270
4100-4A9-4DA00-4A8-5D-4A1	4880-4910	0.05	1	-9	-15	-9	-25	-10	-10	-20	-3	-30	-20	-28	-178
5A00D-5A001-5A9-5A8-5A1D-5A1	4860-4880	0.02	-1	-4	-11	-9	-10	-4	-3	-18	-2	-16	-6	-17	-101
6A8-6A9-7A00-6A1	4830-4860	0.02	1	0	-13	-3	-8	-7	-7	-12	-2	-13	-5	-11	-82
Suma	—	0.36	8	-34	-72	-41	-131	-38	-70	-73	-23	-161	-124	-153	-914

- Cuadro 3.5. Balance mensual ponderado por rangos altitudinales para las balizas seleccionadas. Glaciar 15α del Antizana.

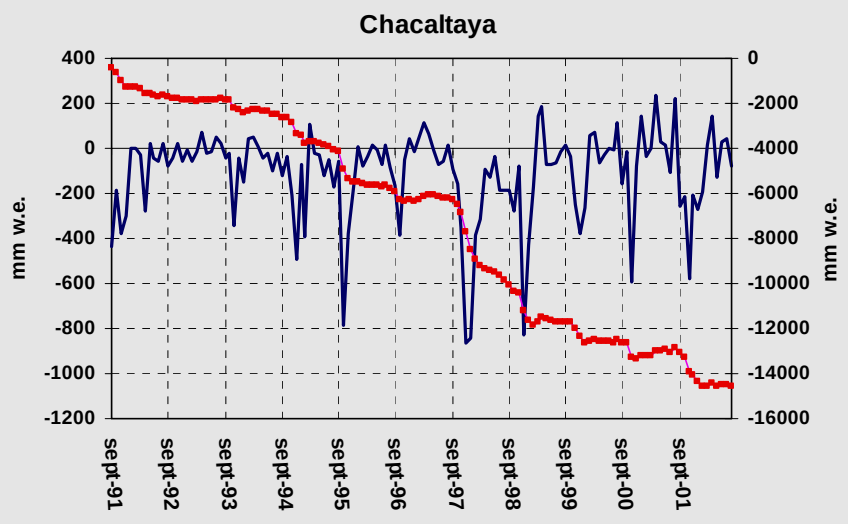
La figura 3.8 presenta esos valores, mes por mes (línea «Suma» del cuadro precedente) y acumulados (Glaciar 15α del Antizana y año 2001).



- Figura 3.8. Variaciones mensuales y acumuladas del balance ponderado de la zona de ablación durante el año 2001. Valores promedio de las balizas seleccionadas.

El Glaciar de Chacaltaya presentó una ELA promedio de 5400 m durante el último decenio, así que se puede considerar este glaciar constituido solo por una zona de

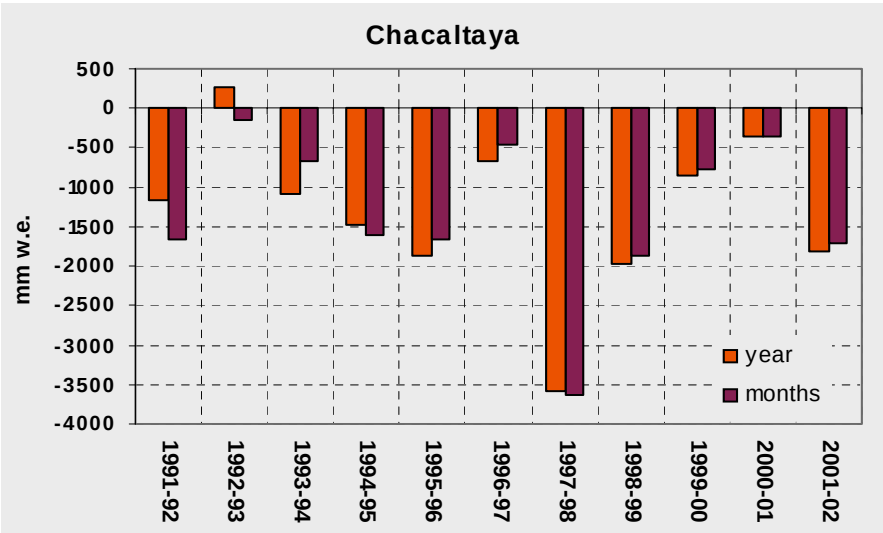
ablación. La figura 3.9 muestra la evolución del balance mes por mes y del balance acumulado de 1991 a 2002 (132 meses).



- Figura 3.9. Balance mensual del Glaciar de Chacaltaya de 1991 a 2002 en forma mensual y acumulada.

3.5.4. Comparando balance mensual acumulado y balance anual:

A pesar de que el balance anual (que toma en cuenta las emergencias y la cantidad de nieve al principio y al fin del año hidrológico) y el balance mensual acumulado sobre los doce meses tengan que proporcionar el mismo valor, existe una cierta discrepancia entre ellos originada por ciertos errores de medicion, particularmente aquellos que se producen al estimar la densidad de la nieve mensualmente. Luego, resulta interesante comparar ambos valores. En la siguiente figura 3.10 con los datos de toda la superficie del Glaciar de Chacaltaya, se observa una buena relación entre los valores de balance.



- Figura 3.10. Balance del Glaciar de Chacaltaya calculado a nivel del año hidrológico (color obscuro) y a nivel mensual y acumulado (color claro). La relación entre las dos series es buena, con $R^2 = 0.93$, a = 0.95, para n = 11 años).

3.6. Graficando los pasos sucesivos

Se trata en esta última parte de presentar los pasos y graficos sucesivos para llegar paulatinamente al cálculo del balance a partir de las balizas. Con dicho proposito, se toma como ejemplo la baliza 1 de Chacaltaya dutante el ciclo 2001-2002.

3.6.1. Emergencia de las balizas:

El cuadro 3.6 indica los valores de emergencia de las diferentes balizas medidos el primer dia de cada mes (en cm):

Balizas	1	2	3	4	5	6	Etc…
sept-01	267						
oct-01	280						
nov-01	273						
dec-01	339						
ene-02	344						
febr-02	300						
marz-02	295						
abr-02	279						
may-02	266						
jun-02	274						
jull-02	279						
ago-02	289						

- Cuadro 3.6 . Emergencia de las balizas en cm. Solo, la baliza 1 está representada.

3.6.2. Medición de la capa de nieve:

En el caso de que exista una capa de nieve, se debe medir su espesor y ordenar los resultados (en cm) en una tabla, tal como se muestra a continuación:

Balizas	1	2	3	4	5	6	7
sept-01	20						
oct-01	20						
nov-01	45						
dec-01	15						
ene-02	20						
febr-02	66						
marz-02	65						
abr-02	92						
may-02	60						
jun-02	30						
jull-02	31						
ago-02	45						

- Cuadro 3.7. Cantidad de nieve medida en la baliza 1 en cm.

3.6.3. Balance de cada baliza (en mm de agua equivalente):

Luego, se construye el gráfico donde se ha convertido las diferencias de altura de la nieve y del hielo en cantidades de agua, utilizando la ecuación *3.1* (cuadro 3.8):

Balizas	1	2	3	4	5	6	7
sept-01	-117						
oct-01	-62						
nov-01	-444						
dec-01	-70						
ene-02	166						
febr-02	50						
marz-02	9						
abr-02	277						
may-02	78						
jun-02	-50						
jull-02	-160						
ago-02	211						

- Cuadro 3.8. Balance en cada baliza en mm de agua. Es importante incluir en la parte de abajo de la tabla el valor de la densidad de la nieve o neviza que se consideró, precisando si fue medido o solamente estimado.

La siguiente tabla (cuadro 3.9) representa los mismos valores, pero en forma acumulada a partir del 1ro de septiembre hasta el 31 de agosto del siguiente año:

Balizas	1	2	3	4	5	6	7
sept-01	-117						
oct-01	-179						
nov-01	-623						
dec-01	-693						
ene-02	-527						
febr-02	-477						
marz-02	-468						
abr-02	-191						
mayo-02	-113						
jun-02	-163						
jull-02	-323						
ago-02	-112						

- Cuadro 3.9. Balance en cada baliza, en mm de agua, en forma acumulada.

¡OJO! Es facil cometer errores en el cálculo del balance. Efectuar esos gráficos sucesivos ayuda a detectarlos. Un solo vistazo sobre las líneas y las columnas permite identificar rapidamente un valor extraño y eliminarlo.

3.6.4. Balance en cada baliza resultanto de una medición al principio y al fin del año hidrológico:

Esos valores derivan de las mediciones de emergencias efectuadas sobre las balizas al principio y al fin del año hidrológico. *Se considera que es el valor del balance en la zona de ablación que se tiene que guardar y publicar a nivel anual*, ya que, como fue mencionado en el capitulo 3.5.4, puede existir una cierta discrepancia entre este valor y el valor mensual acumulado. En el caso de la baliza 1 del Glaciar de Chacaltaya, se ve que los valores coinciden perfectamente (-112 mm de agua), tal como sucede (afortunadamente) en forma reiterada (cuadro 3.10).

Sept .01/ Agosto 02 Balizas	1	2	3	4	5	6	7
BALANCE DEL HIELO (mm de agua)	-108						
BALANCE DE LA NIEVE (mm de agua)	- 4						
BALANCE TOTAL (mm de agua)	- 112						

- Cuadro 3.10. Balance anual (septiembre-agosto) en cada baliza, en mm de agua equivalente

Finalmente, se recomienda:

1) hacer todos esas tablas paso a paso, ya que se considera la mejor manera de proceder para detectar los errores posibles;
2) transferir dichos cuadros a hojas de cálculo EXCEL para poder disponer de un procedimiento automático de cálculo.

- Foto 3.3. Sonda a vapor e instalación de balizas en el Glaciar 15α del Antizana en el 2000 (R.Chango)

- Foto 3.4. Glaciar Sullcón, vertiente atlántica (nord-este), Cordillera Central del Perú. Un glaciar equipado en 2003 por el IRD y el INRENA (Huaraz) para el balance de masa y el balance hidrológico. B. Pouyaud.

4. Balance neto específico

4.1. Generalidades

En esta parte, se integran los datos de los capítulos anteriores para calcular el balance de masa de todo la superficie del glaciar. Es un balance *específico*, ya que el valor del balance de cada rango altitudinal se pondera por la superficie relativa del mismo (ver capítulo 1.1).

4.2. Calculo del balance neto específico

El cuadro siguiente (cuadro 4.1), procediente del informe 2001 del Antizana (Cáceres et al., 2002), recopila la siguiente información:

1) *rango altitudinal*

2) su *superficie parcial,* obtenida en la zona de acumulación por compilación aerofotogramétrica, y en la zona de ablación por topografía;

3) su *superficie relativa* (área del rango divida por la área total del glaciar),

4) el *balance bruto* de cada rango,

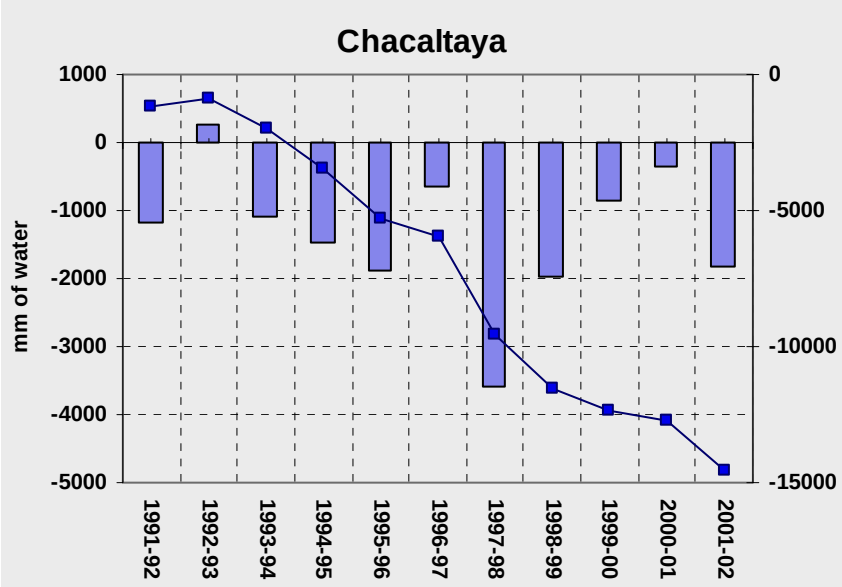
5) el *balance ponderado* (producto del balance por la superficie relativa),

Finalmente *la suma de los balances ponderados calculados para cada rango altitudinal* proporciona el balance neto específico de todo el glaciar, en este caso -598 mm de agua, que se recomienda aproximar a los –600 mm de agua equivalente (en inglés, marcar *-600mm w.e.*).

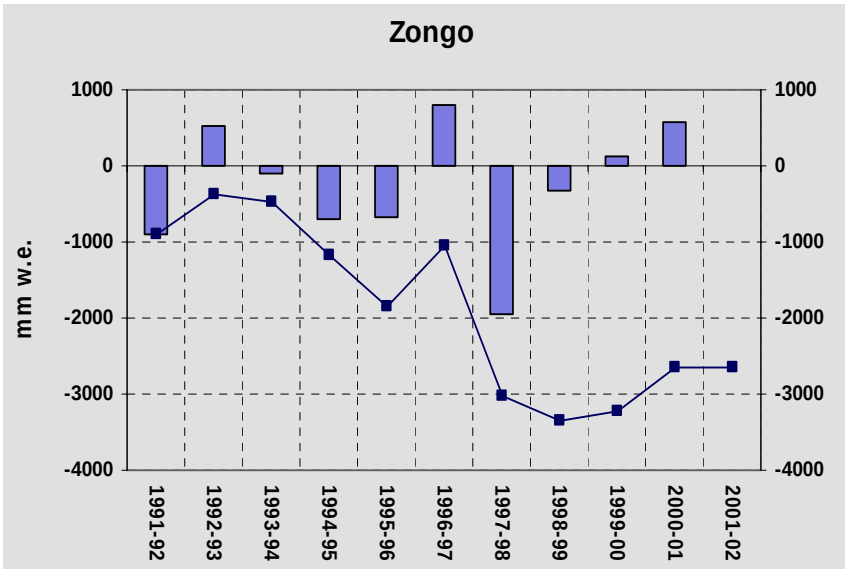
Rango altitudinal (m.s.n.m.)	Sup. Parcial (m^2)	Sup. Relativa (Sr)	Balance (mm)	Balance ponderado Sr*B (mm)
5600-5760	37626.1	0.111	940	104
5500-5600	23516.3	0.069	695	48
5400-5500	28891.8	0.085	540	46
5300-5400	34267.3	0.101	460	46
5200-5300	34267.3	0.101	380	38
5100-5200	59656.1	0.176	190	33
5000-5100	39240.0	0.115	-441	-51
4960-5000	20655.6	0.061	-3060	-186
4910-4960	30637.2	0.090	-3287	-296
4880-4910	16837.1	0.050	-3547	-176
4860-4880	8329.2	0.025	-4876	-120
4830-4860	5880.4	0.017	-4962	-86
Suma	339804.2	1	---	**-598**

- Cuadro 4.1. Calculo del balance neto específico para el año 2001 sobre el Glaciar Antizana 15α (valores en mm de agua equivalente).

Después de algunos años de mediciones, y cuando se dispone de una serie de varios años, se recomienda presentar los datos de la siguiente manera (figuras 4.1 y 4.2) :



- Figura 4.1. Balance neto específico del Glaciar de Chacaltaya para el periodo 1992-2002. El eje Y' representa el mismo balance en forma acumulada.



- Figura 4.2. Balance neto específico del Glaciar de Zongo para el periodo 1992-2002. El eje Y' representa lo mismo en forma acumulada.

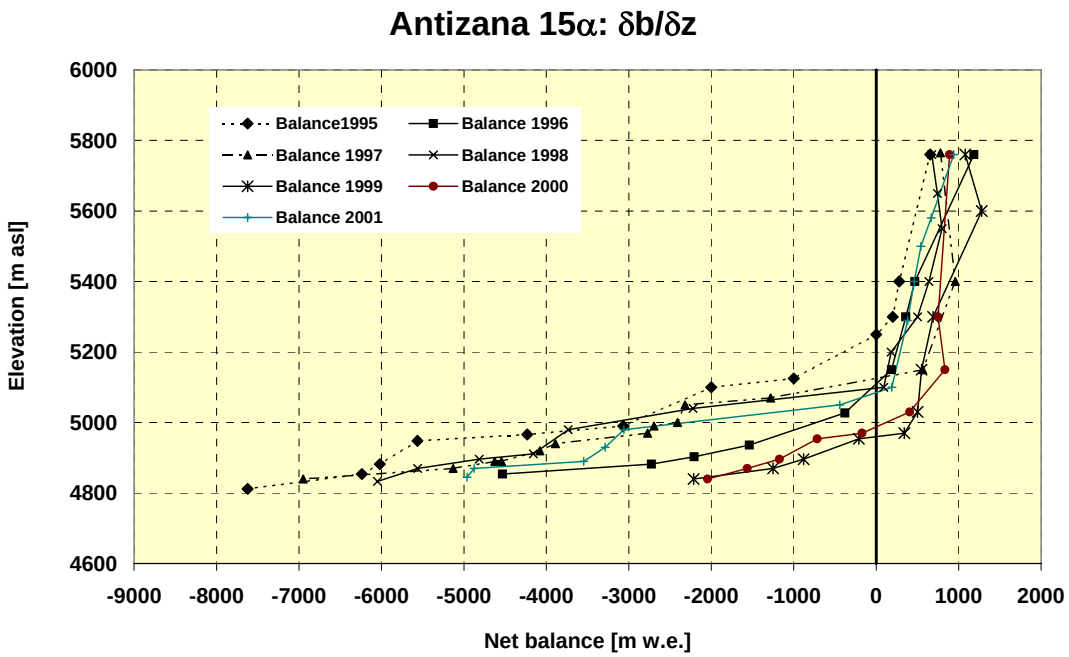
NOTA SOBRE CHACALTAYA Y ZONGO: Cabe destacar que durante los 11 años, Chacaltaya perdió más de 5 veces la cantidad de agua perdida por Zongo. Además se observa que Zongo, en el contexto de la variabilidad actual del clima andino, presenta años donde recupera una cierta cantitad de masa, mientras que Chacaltaya aparece netamente deficitario cada año. El tamaño de Chacaltaya (0.05 km^2 en 2002), glaciar reducido a una simple zona de ablación, más un aporte probablemente importante de calor sensible y de flujo de ondas largas desde las márgenes rocosas son parámetros decisivos para explicar esta diferencia de evolución con el Zongo.

4.3. Balance en función de la altura

El balance en función de la altura (notado $\delta b/\delta z$) constituye una información importante para comprender el funcionamiento del glaciar y su relación con los parámetros climáticos. En la tabla 4.2, se indica cómo debe ser presentada la información. Se observa que son representados para cada año el balance y la altitud de la(s) baliza(s) seleccionada(s). Posteriormente, tal como se oberva en la figura 4.3, los datos son representados en un gráfico.

Año 1995		Año 1996		Año 1997		Año 1998		Año 1999		Año 2000		Año 2001	
Balance (mm)	Altitud (msnm)	Balance (mm)	Altitud (msnm)	Balance (mm)	Altitud (msnm)	Balance (mm)	Altitud (msnm)	Balance (mm)	Altitud (msnm)	Balance (mm)	Altitud (msnm)	Balance (mm)	Altitud (msnm)
654	5760	1184	5760	780	5765	675	5760	1080	5760	880	5760	940	5760
278	5400	468	5400	960	5400	741	5660	1280	5600	750	5300	665	5580
200	5300	358	5300	564	5150	800	5660	680	5300	832	5150	540	5500
0	5250	186	5150	-1281	5070	640	5400	550	5150	405	5030	460	5400
-1000	5125	-380	5027	-2319	5050	500	5300	500	5080	-172	4970	380	5290
-2000	5100	-1539	4936	-2410	5000	180	5200	340	4970	-717	4954	190	5100
-3068	4980	-2207	4903	-2696	4980	92	5100	-212	4954	-1174	4896	-441	5050
-4232	4966	-2726	4882	-2772	4970	-2220	5040	-880	4896	-1563	4870	-3060	4980
-5563	4948	-4532	4854	-3891	4940	-3735	4980	-1251	4870	-2045	4840	-3287	4930
-6019,8	4882	—	—	-4078	4920	-4158	4911	-2214	4840	—	—	-3547	4890
-6237	4854	—	—	-4545	4890	-4815	4896	—	—	—	—	-4876	4870
-7624	4812	—	—	-4626	4890	-5662	4870	—	—	—	—	-4962	4845
—	—	—	—	-5130	4870	-6048	4833	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	-6949	4840	—	—	—	—	—	—	—	—

- Cuadro 4.2. Balance en los puntos medidos en función de la altura en el Glaciar 15α del Antizana de 1995 a 2001 (Fuente: Cáceres *et al*. 2002).

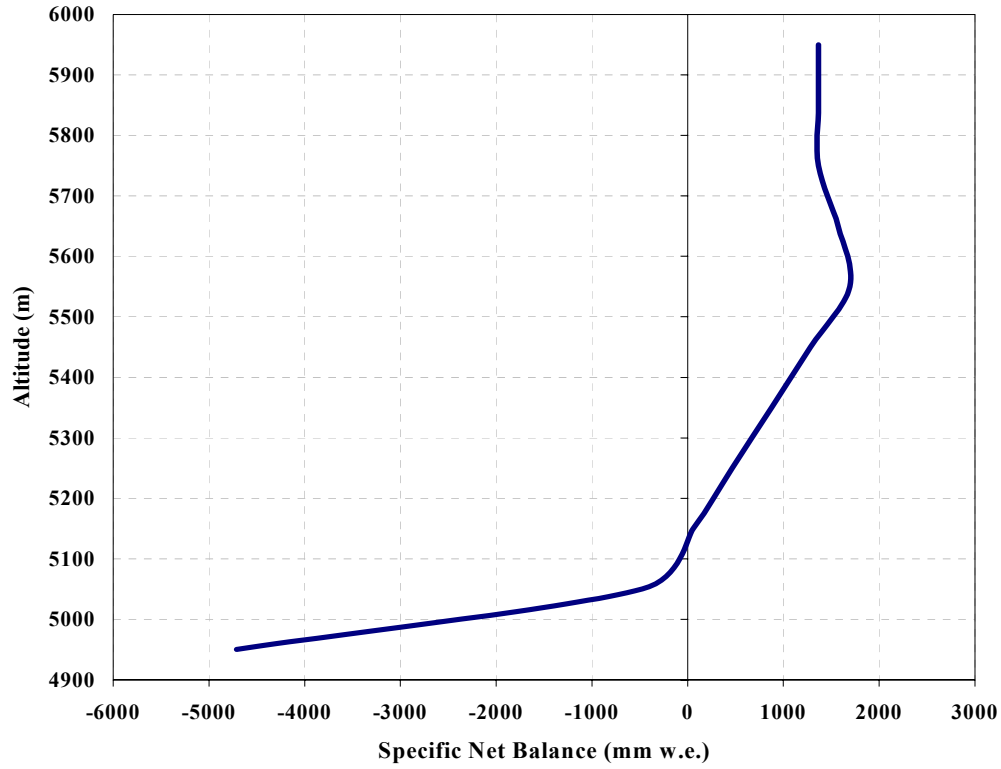


- Figura 4.3. Curvas del balance en función de la altura sobre el Glaciar 15α del Antizana, del 1996 al 2001 (Fuente: Cáceres *et al*. 2002).

4.4. ELA (Equilibrium Line Altitude)

4.4.1. ¿Como se determina la ELA?

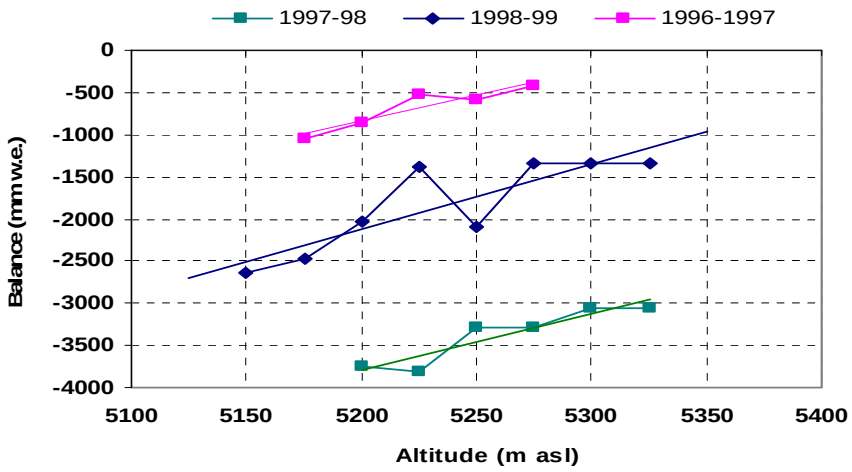
La *Equilibrium Line Altitude* (ELA, ver 1.3.3) se determina facilmente a partir del gráfico del balance en función de la altitud: es la altura indicada por la curva cuando corta el eje de valor 0 del balance. En el caso de la figura 4.4, que muestra el ejemplo del Glaciar de Zongo en 2000-2001, la curva fija la ELA a los 5140 m s.n.m.



- Figura 4.4. Balance en función de la altura sobre el Glaciar de Zongo en 2000-2001.

En algunos glaciares de baja altura que no están en equilibrio con el clima actual, la zona de ablación se extiende frecuentemente a toda la superficie del glaciar y la ELA se ubica encima de la extremidad superior del glaciar. En dicho caso, se determina la ELA por extrapolación a partir de la función calculada entre el balance (dado por las balizas representativas) y la altura, en la parte inferior del glaciar. La presicion de la determinación de la ELA depende de la calidad de la función estatística utilizada.

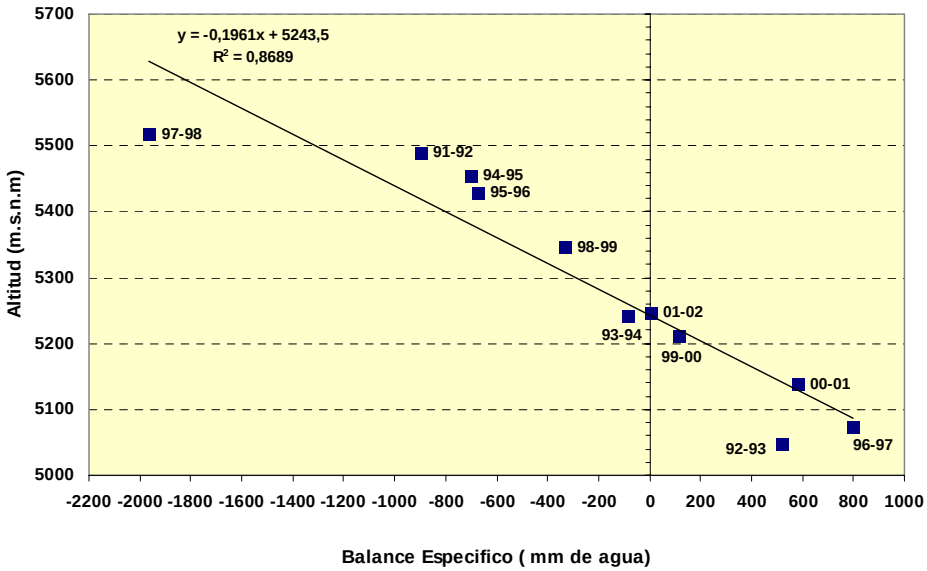
En el caso de Chacaltaya, donde la ELA se ha ubicado generalmente en la parte superior del glaciar durante el último decenio, se ha encontrado una relación lineal entre ambas variables, lo que ha permitido determinar la ELA por una recta de regresión (figura 4.5).



- Figura 4.5. Relación lineal entre el balance y la altura en Chacaltaya. Muestra de tres años contrastados. Los parámetros de las correlaciones y los valores de las ELA calculadas son los siguientes: 1996-97: ELA=5340 m, con R^2=0.87, a=6.1 y n =5; 1997-98: ELA=5773 m, con R^2=0.86, a=6.3 y n=6 ; 1998-99: ELA= 5475 m, con R^2=0.74, a=7.7 y n=8. En este ejemplo (Chacaltaya), la ELA fue encontrada sobre la superficie misma del glaciar solo durante el ciclo 1996-97. Altitud de la cumbre del glaciar: 5360m snm.

4.4.2. ¿Cual es la relación entre ELA y balance neto específico?:

Todos los glaciares del mundo muestran una relación lineal entre ELA y balance, lo que permite relacionar ambas variables a través de una ecuación. En el Glaciar de Zongo, se observa esta regla (figura 4.6), a pesar de que ciertos años contribuyen en disminuir la correlación: por ejemplo, en 1997-98, el balance fue dos veces más negativo que en 1991-92, con una ELA casi a la misma altura. No resulta siempre facil determinar el rol del error de medición y aquel que corresponde a la particularidad del glaciar: efectos locales debidos a la exposición, la topografia, las avalanchas, etc...



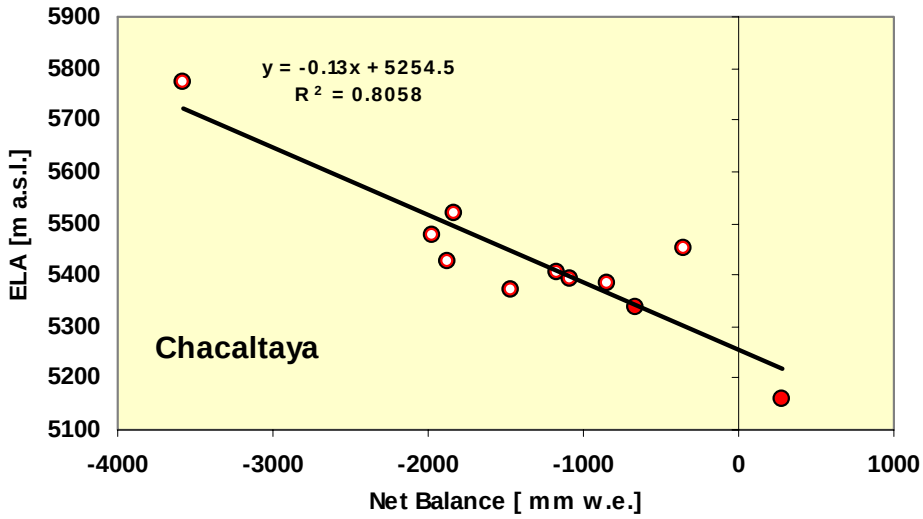
- Figura 4.6. ELA (Y) en función del balance neto (X) sobre el Glaciar de Zongo (serie 1992-2002).

De todos modos, un ajuste lineal correcto de las dos variables es un índice de calidad de las medidas. Un punto que se alejaría demasiado de la recta sería sospechoso e invitaría a una verificación de los cálculos del balance.

4.4.3. ELA de un glaciar en equilibrio (ELA_0):

Cuando la recta de regresión corta el eje balance = 0, se obtiene el valor de la ELA cuando el glaciar está en equilibrio. En el caso del Zongo, la ELA con un balance equilibrado (notada ELA_0) tiene un valor de ~5240 m. El *World Glacier Monitoring Service (WGMS)* recomienda almacenar datos durante un mínimo de 6 años antes de calcular una ELA_0 confiable.

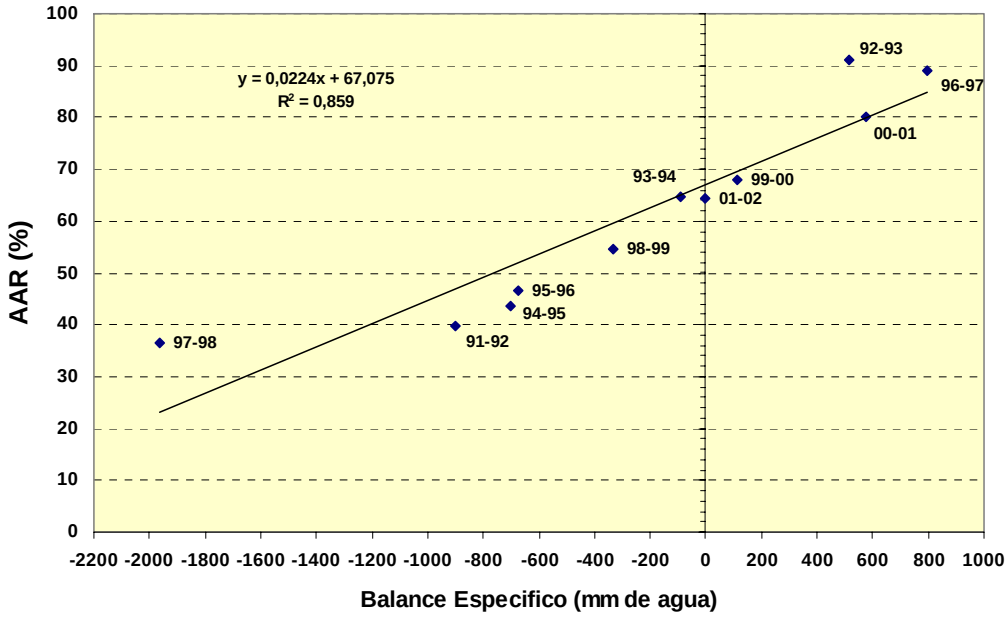
Es interesante notar que para Chacaltaya, el valor de la ELA_0 alcanza ~5250 m, es decir, un valor poco diferente del Glaciar de Zongo, lo que confirma que el modo de cálculo de la ELA por extrapolación a partir de rectas de regresión resulta ser bastante realista (figura 4.7).



- Figura 4.7. ELA función del balance neto específico en el Glaciar de Chacaltaya (serie 1992-2002). Puntos llenos: ELA ubicada sobre el glaciar mismo (1992-93 y 1996-97), puntos vacíos: ELA arriba del glaciar, determinada por cálculo. ELA_0 a 5250 m.

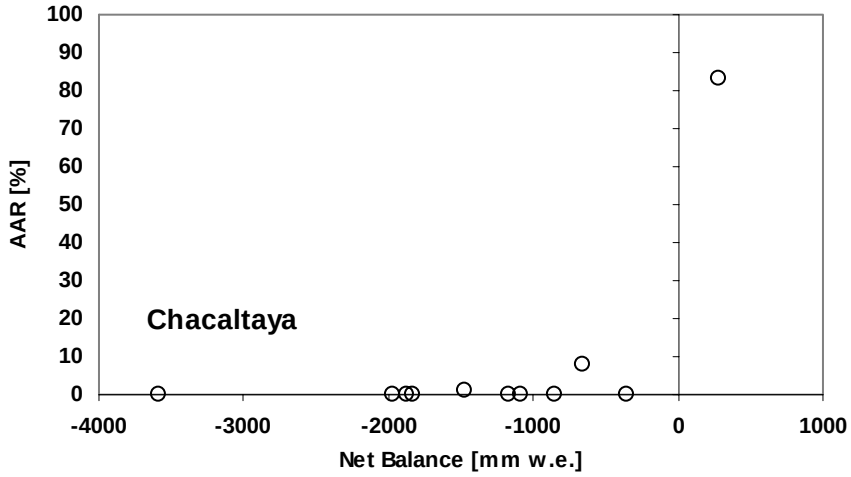
4.5. AAR (Accumulation Area Ratio)

El AAR es un parámetro relacionado a la ELA, ya que representa (en %) el cociente de la zona de acumulación (S_{ac}) sobre la totalidad del glaciar (S_{ac}/S_T). Asimismo, la relación con el balance proporciona un valor de correlación similar, pero con un coeficiente de regresión positivo (y no negativo como en el caso de la relación balance neto vs ELA) (figura 4.8).



- Figura 4.8. AAR en función del balance neto específico en el Glaciar de Zongo (serie 1992-2002).

Naturalmente, cuando la ELA esta casi constantemente encima del glaciar y el AAR de valor nulo, no se puede obtener un ajuste lineal entre balance neto y AAR, como en el caso del Glaciar de Chacaltaya entre 1992 y 2002 (figura 4.9).

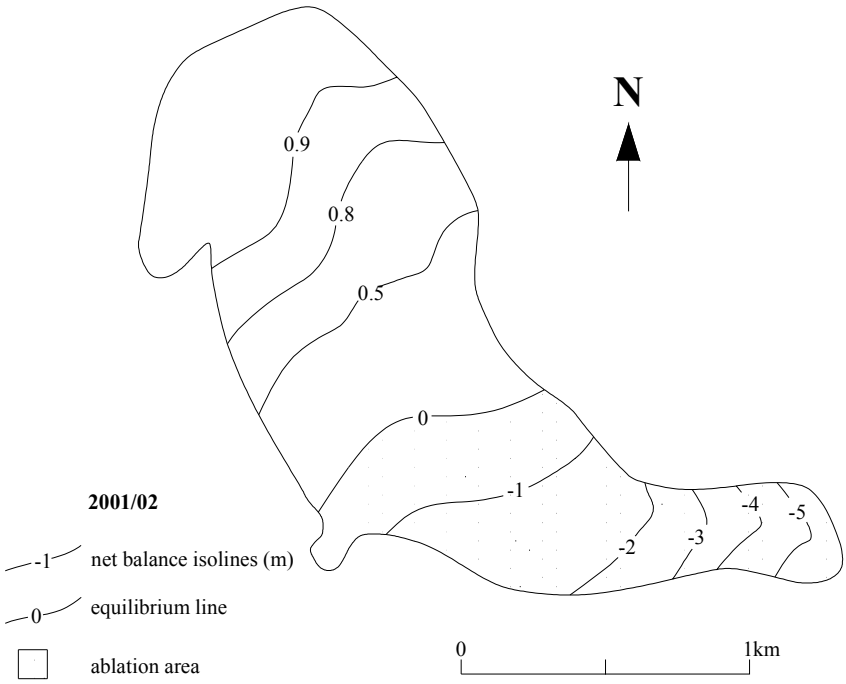


- Figura 4.9. Balance neto específico vs AAR sobre el Glaciar de Chacaltaya (serie 1992-2002)

En el Glaciar de Zongo, con los datos de 1992-2002, se calcula una AAR_0 = 67%. La misma regresión indica también que la desaparición de zona de ablación requerería un balance neto de 1600 mm w.e., lo que es completamente irrealista con el clima actual. De la misma manera, una zona de ablación subiendo hasta las regiones superiores del glaciar se produciría con un balance neto específico del orden de -3000 mm w.e.. Este valor es improbable, aunque realista, ya que durante las peores condiciones que haya conocido este glaciar durante el último decenio (las que ocurrieron con El Niño de 1997-98) el balance alcanzó un valor cercano a los -2000 mm w.e.

4.6. Mapa de isolíneas de balance.

La relación $\delta b/\delta z$ proporciona una visión vertical (en 2D) del balance. El mapeo del balance restituye la tercera dimensión, lo que es útil en muchos casos. Para alcanzar este resultado, se trazan, sobre un fondo cartográfico reciente del glaciar, las líneas de igual balance a partir de la información proporcionada por las balizas y los pozos (figura 4.10).



- Figura 4.10. Mapa de isolíneas de balance del Glaciar de Zongo en 2001-2002.

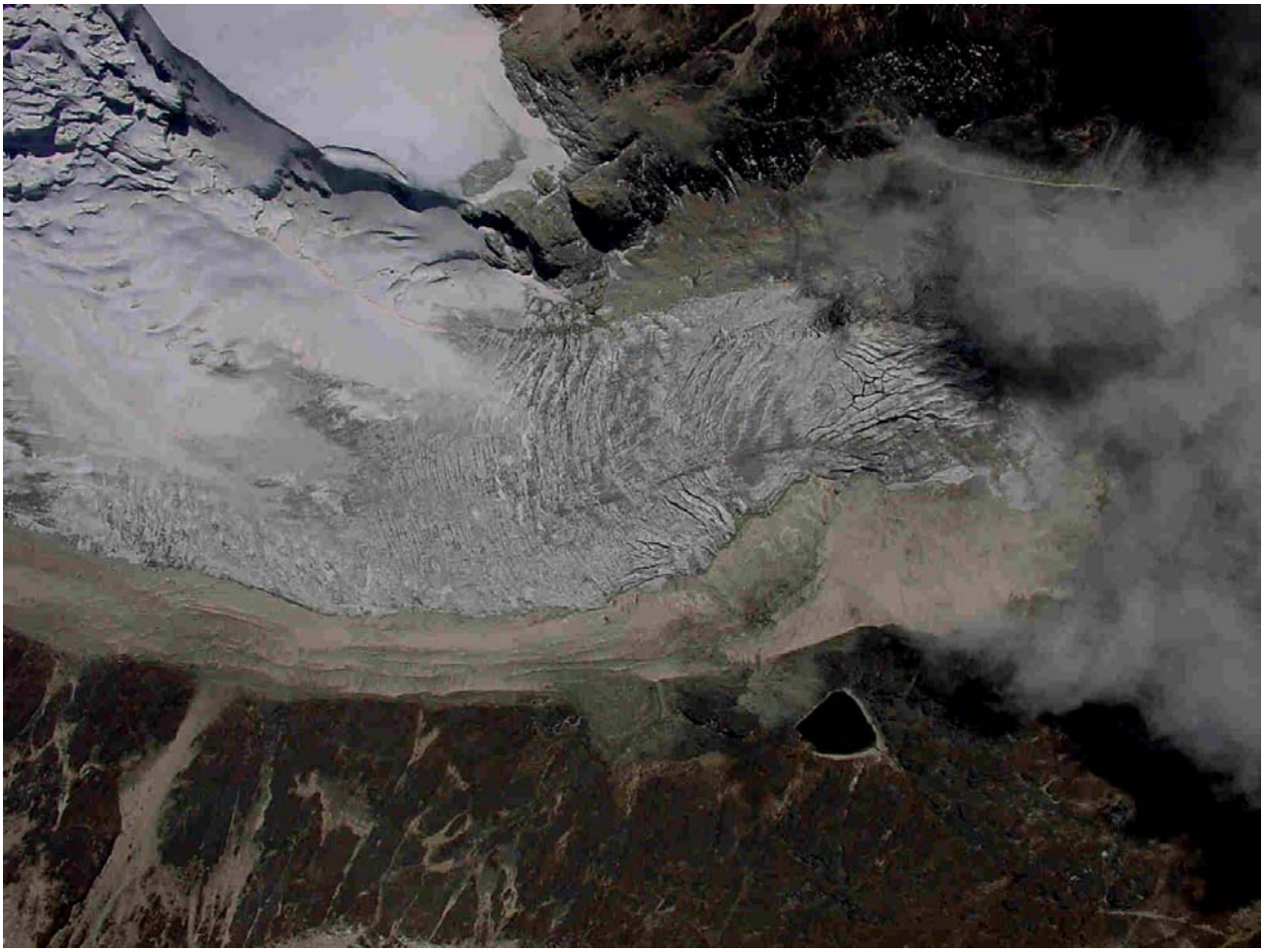
El trazado de estas líneas requiere la espacialización de los valores locales del balance (que son por definición discretos) llenando el espacio vacío con datos extrapolados generalmente en forma lineal.

Manualmente, el proceso es el siguiente :

1) escoger un mapa de ubicación de las balizas y de los pozos; luego, reemplazar esos puntos por el valor del balance (ejemplo : -5, -4, -3, etc…, que son valores anuales del balance en metros de eq. agua);

2) hacer pasar las isolíneas de balance por los puntos de igual balance, interpolando los valores que faltan (por ejemplo : -3 se encontrará a igual distancia de -2 y -4). Trabajar sin los decimales, aproximando a valores cercanos (3.5, 4.5, etc…), excepto cuando la densidad de la información es elevada, y en la zona de acumulación, donde los valores varían poco (por ejemplo : +0.4, +0.8, +1.2). Finalmente, el procedimiento es lo mismo que en topografía, para trazar las curvas de nivel a partir de puntos discretos de medición .

Muchos programas informáticos de cartografía ofrecen *métodos automaticos* de trazado a partir de valores discretos de entrada, tal como Surfer®. El mapa de las isolíneas de balance del Glaciar de Zongo para el ciclo 2001-2002 de la figura está en el formato requerido por el WGMS (ver también §8.4). Se observa la neta inflexión de las curvas hacia el oeste en la parte mediana de la zona de ablación, lo que es muy típico de este glaciar. La misma inflexión hacia el oeste se observa sobre el límite hielo/neviza de la foto vertical de la lengua de ablación del glaciar tomada en el año 2000 (foto 4.1).



- Foto 4.1. Parte inferior de la lengua de ablación del Glaciar de Zongo en agosto del 2000. Se nota la presencia, por debajo de la neviza de color blanco del 1999-2000, de otro límite (neviza/hielo o hielo/hielo ?), datando del año 1998-1999. (B.Pouyaud)

4.7. Validez del balance de masa y detección de fuentes de error

Sicart (2002) en su tésis expresa que el balance de masa del Glaciar de Zongo podría tener un amplio margen de error, del orden de ± 400 mm. Sin discutir esta cifra que no nos parece suficientemente acertada, es evidente que la estimación del balance de masa (en este caso parece más conveniente hablar de « estimación » que de « cálculo ») presenta una incertidumbre que varia según los glaciares. A continuación se revizaran los puntos críticos factibles de ser las principales fuentes de esos errores.

4.7.1. La acumulación:

Ver la parte 2 del manual:

1) existe la incertidumbre en la determinación de la capa basal, 2) el número de los puntos de medición resulta ser insuficiente, mismo si se puede afirmar que la acumulación varía poco horizontalmente y verticalmente sobre glaciares como el Zongo, 3) el desfase que puede existir entre la fecha de medición y la fecha en que empieza el proceso de acumulación (ver la figura 2.4 de 2.2.3 donde se precisa como se puede sobrestimar sistematicamente el balance de acumulación en Bolivia) es una fuente de error, 4) aportes de nieve por avalanchas y viento, muy variables según los glaciares, tienen que ser considerados.

Recordamos que un error en la estimación de la acumulación concierne más de 50% del área que sirve para el cálculo del balance neto específico, lo que es notable (cf. el valor promedio del AAR sobre los « grandes » glaciares). Para mitigar esta imprecisión, se esta desarollando un método nuevo de detección de la capa anual (ver 2.2.3.). De la misma manera, el uso de las sondas a nieve factible de generalizarse (tal como la utilización de perforadores livianos de tipo PICO) permitirá la multiplicación de los puntos de medición y, en consecuencia, disminuir las imprecisiones en esta parte del glaciar (ver 2.4 y 2.5).

4.7.2. Zonas de glaciares sin medidas:

Zonas de seracs, paredes empinadas, esas zonas inaccesibles están afuera de alcance del sistema de medición. Estas zonas conciernen ~30% de la superficie total del Glaciar de Zongo, probablemente al igual que en el Antizana 15α. Son las zonas en las cuales se calcula el balance por interpolación. Los « pequeños » glaciares son más controlados (Chacaltaya al 90%, Charquini, Yanamarey y Carihuayrazo al 80%). La interpolación proporciona valores muy aproximados. Por ejemplo, interpolar a través de una zona de seracs otorga seguramente resultados erróneos que son difíciles de evaluar: por una parte, los seracs aumentan la cantidad de nieve acumulada por el efecto de la fuerte rugosidad de la superficie (captura de la nieve por las grietas cuando se presenta un viento fuerte); pero, por otra parte, la misma rugosidad facilita los procesos de ablación, sublimación y fusión, multiplicando los contactos entre hielo y atmósfera (radiación y calor sensible).

4.7.3. Balizas perdidas:

Durante ciertos años se produce una fuerte acumulación y muchas balizas se pierden. No obstante, el monitoreo mensual permite mitigar parcialmente la pérdida de esta información (ver cómo en 3.3.5).

4.7.4. Superficie de los rangos altitudinales:

El cálculo del balance específico requiere una buena cartográfía del glaciar, producto que a veces ha sido difícil de obtener (Zongo). La restitución aerofotogramétrica ofrece la mejor garantía para obtener un buen mapa, aunque la dificultad que se presenta para obtener pares estereoscópicos recientes es una limitante.

Muchos de esos errores pueden ser denominados « *intrínsecos* », porque ellos son inherentes a los sistemas de medición. Otros errores son más bien « *extrínsecos* », debido a que ocurren por negligencia o incompetencia de los observadores: errores de lectura de la baliza, mala estimación de la densidad de la nieve, mala determinación de la capa basal en la zona alta por falta de experiencia, errores en los cálculos durante el procesamiento de datos, o durante el ordenamiento de los datos en la computadora, pérdida de datos por mala gestión, etc…

Los errores denominadas como extrínsecos son evitables gracias a una buena organización de trabajo de campo, evitando las misiones precipitadas donde todas las observaciones tienen que realizarse en un lapso de tiempo muy reducido, y gracias a rutinas de captura y de procesamiento de datos eficientes. Las primeras, hacia un cierto punto, son perfectibles: progresos significativos pueden ser alcanzados por un mejoramiento de la metodología, del equipo, con la experiencia y con una imaginación siempre despierta.

Fuentes independientes de estimación del balance existen en muchos glaciares, gracias al método hidrológico. En el caso del Zongo, el hecho de que el método glaciológico sobrestima el balance respecto al método hidrológico viene tanto de incertidumbres inherentes al primero que al segundo. Se ha determinado, en efecto, que la subestimación de las precipitaciones que caen sobre el glaciar es una de las fuentes de error más importantes del método hidrológico (Sicart, 2002). Pero hay que notar que la correlación entre los dos balances sobre 11 años es bastante buena, lo que demuestra que los errores no son aleatorios, luego ellos son (al menos) parcialmente, corregibles (ver esta cuestión tratada más adelante §6.6).

Del mismo modo, la correlación entre los balances de Zongo y de Chacaltaya sobre 11 años es muy fuerte, con un deficit de 1000 mm de eq. agua para el segundo, lo que es coherente con su especificidad actual. Recordamos que la medición del balance de Chacaltaya durante esos años puede ser considerado como rigurosa, ya que su superficie estuvo casi siempre completamente cubierta por una red de balizas (Ramirez *et al*., 2001).

Este comentario invita a un optimismo razonable, más aún los modos operatorios de campo ofrecen todavía un margen de mejoramiento notable.

4.8. Referencias de los capítulos 1-2-3-4

→ Las referencias restantes se encuentran al final del texto en el §9.

Dyurgerov, M. (2002). Glacier Mass Balance and Regime: Data of Measurements and Analysis. Occasional Paper No. 55, Editors: Mark Meier (INSTAAR), Richard Armstrong (NSIDC), Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder: 85 p + Apendice (en 1 CD)

Pourchet, M., Debonnet, E., Preiss, N. & Vincent C. (1998). ^{7}Be dating of the last annual précipitation in cold glacier. C.R.A.S, 327: 721-725.

Ramirez, E., Hoffmann, G., Taupin, J.D., Francou, B., Ribstein, P., Caillon, N., Ferron, F. A., Landais, A., Petit, J. R., Pouyaud, B., Schotterer, U., Simoes, J., Stievenard, M., (2003). A new andean deep ice core from the Illimani (6350 m), Bolivia. Earth Planet. Sci. Lett., 212, 3-4: 337-350.

- Foto 4.2. Glaciar Sur del Charquini (Bolivia) en 2003, con una superficie de 0.394 km^2. Este glaciar aparece favorable a un monitoreo de balance de masa, ya que sus límites y su acesibilidad son excelentes. A poca distancia, morrenas de la Pequeña Edad de Hielo. Charquini Sur fue equipado en 2002 en vista de reemplazar paulatinamente Chacaltaya que esta desapariciendo. La finalidad de esta nueva campaña de observación es conservar en Bolivia una información proviniendo de un glaciar de pequeño tamaño y que tiene una fuerte sensibilidad al cambio climático actual (B.Francou)

5. Geometría del glaciar

5.1. Generalidades

El monitoreo de los glaciares requiere la manipulación de métodos e instrumentos en los campos de la topografia, de la geodesía y de la prospección geofísica. Se trata no solamente de herramientas indispensables para analizar la dinámica de la masa de hielo, sino también de técnicas, como la restitución aerofotogramétrica o el análisis de imagenes de satélites, que pueden ofrecer una alternativa a varias observaciones efectuadas tradicionalmente a partir del terreno.

En esta parte, se presentan los métodos tradicionales de terreno que permiten la medición de los glaciares: desplazamiento superficial a partir de las balizas de balance, medición del frente del glaciar (avances/retrocesos), mapeo de las lenguas terminales o eventualmente de toda la superficie en caso de glaciares poco extensos. Se precisa también en que medida el GPS, con sus modos dinámicos (navegación, cinemático) y estático (diferencial), pueden complementar o reemplazar los instrumentos tradicionales de la topografía (teodolitos y distanciómetros).

Se presentarán también algunas nociones de aerofotogrametría y de prospección geofísica utilizando el radar a penetración de suelo.

El objectivo de este capítulo no es de presentar en detalle dichas herramientas para el estudio de los glaciares andinos, pero más bien de sugerir cual método es el más adaptado a tal necesidad, y como lograr obtener los resultados que se esperan de la manera más adecuada.

5.2. Fotografías oblicuas captadas desde el suelo

Es muy útil hacer regularmente una foto del frente y de la zona baja de un glaciar a tiempo fijo, por ejemplo cada año, al principio del año hidrológico. Para esto, se tiene que determinar un punto con el GPS, pintar una marca (PF1, PF2, etc…) y tomar una foto, si posible a la misma hora, con es mismo ángulo y el mismo lente. Este tipo de foto ofrece una manera espectacular y pedagógica de enseñar la evolución de un glaciar, lo que es de notable utilidad para ilustrar conferencias o sitios web actualizados, como en el caso de la lengua α del Glaciar 15 del Antizana que se prodrá apreciar en la serie de fotos 5.1.

Recientemente, se ha desarollado un método automático para tomar a diario, desde una cámara numérica, una foto de la lengua de ablación de un glaciar a fin de determinar la evolución del color de su superficie. Luego, un tratamiento computarizado de imágenes permite cuantificar el albedo de la superficie del glaciar. Este método ha sido desarollado sobre los glaciares del ORE, Antizana 15 primero, luego Zongo. Una futura versión de este manual presentará este método que esta todavia experimental.

1994

1995

1996

1997

1998

1999

2000

- Foto 5.1. Cronograma de la evolución de la lengua del Glaciar 15α del Antizana a partir de fotografías tomadas desde el mismo punto durante siete años consecutivos. A un retroceso constante del frente del glaciar en 1994-1998 (anomalía cálida del Pacífico ecuatorial), sucede un avance significativo en 1999-2000 (anomalía fría del Pacífico). B.Francou.

5.3. Topografía clásica con un teodolito y un distanciómetro

La topografía clásica desde el suelo se practica con un teodolito equipado con un distanciómetro (foto 5.2). Las miras vienen entonces equipadas con reflectores (foto 5.3).

- Foto 5.2. Estación total Zeiss REC ELTA 2 del IRD en Ecuador, con su trípode, al pie del Glaciar 15 del Antizana. Dieter Neubert , operador (B.Francou)

- Foto 5.3. Medición de una baliza por distanciómetro y reflector sobre el Glaciar 15α del Antizana. (B.Francou).

5.3.1. Poligonal de apoyo:

Como trabajo previo a toda operacion de topografica realizada en un glaciar, se tiene que establecer cuidadosamente una poligonal de apoyo. Esto condiciona la calidad de los puntos medidos sobre el glaciar y en sus márgenes. En un primer tiempo, se podrá trabajar mediante *coordenadas relativas*, pero rapidamente sera útil disponer de puntos en *coordenadas absolutas*, es decir, enlazados a la red geodésica nacional. La principal aplicación es poder superponer topografias realizadas localmente y restituciones aerofotogramétricas. El procedimiento es el siguiente: se establece coordenadas relativas en los alrededores del glaciar, luego se enlaza dichos puntos con el sistema nacional utilizando el GPS en modo diferencial. En este caso, el receptor fijo se ubica sobre un punto conocido del sistema nacional (punto geométrico), mientras que el receptor móvil se dispone sobre uno o varios puntos de la poligonal.

!Ojo! Cuidado con el DATUM escogido. El datum común a los mapas IGM (o IGN) de los paises andinos es el PROVISIONAL SUDAMERICANO 1956. Pero, el datum que se generaliza poco a poco y que hay que utilizar es el WGS-84. En consecuencia, ubicarse con el GPS sobre los mapas tradicionales requiere utilizar el datum correcto.

A continuación, se precisan para algunos glaciares estudiados las coordenadas de la poligonal de apoyo (datum WGS-84).

1) Zongo:

Ocho puntos fueron medidos en la periferia del glaciar en 1991. Estos puntos han sido enlazados a la red GPS nacional en 1995, lo que ha permitido correger un error anterior de varios metros (~50 metros en altitud). Este trabajo está a cargo de COBEE (Bolivia).

Puntos	Norte (m)	Este (m)	Cota (m)	Soporte
Z-1	8200080.464	591795.352	5113.816	roca
Z-2	8200080.464	591795.352	5113.816	roca
BM-3A	8200051.142	592568.348	5005.752	Monticulo
BM-3	8200230.774	593083.306	4855.555	Monticulo
BM-4A	8200558.763	592822.634	4915.653	Monticulo
BM-4	8200504.962	592948.246	4891.456	Monticulo
V-7	8200181.490	593701.194	4758.470	poste de altatensión
V-6	8199307.515	593421.669	4765.338	poste de altatensión

- Cuadro 5.1. Coordenadas de los puntos de la poligonal del Glaciar de Zongo.

2) Chacaltaya:

Gracias a la colaboración con el Instituto Geográfico Militar (IGM), fue posible enlazar en 1996 los puntos P-0 y P-3 de la poligonal de apoyo a la red GPS de Bolivia. El GPS fijo fue ubicado sobre el punto fijo de Laika Khota (La Paz) (16°30'19.69''S; 68°07'24.50''W; 3627.76 m snm) y los puntos medidos de la poligonal fueron P-0 y P-3.

Las coordenadas obtenidas son las siguientes:

P-0
Lat . S = 16°21'20.324207''
Long.W = 68°07'57.223802''
Ht = 5240.5938 m
N= 8191526.937901
E= 592645.590728

P-3
Lat = 16°21'05.740159''
Long. = 68°07'45.851754''
Ht = 5392.9542
N= 8191973.668211
E= 592984.912796

PUNTOS	NORTE (m)	ESTE (m)	COTA (m.s.n.m.)	OBSERVACIONES
P-0	8191904.514	592831.396	5237.279	
P-1	8191617.801	593117.237	5148.071	
P-2	8191953.942	593222.129	5210.917	
P-3	8192351.714	593171.287	5389.404	
P-4	8192031.415	592887.734	5274.823	
P-5	8191294.751	592949.414	5056.764	
V-1	8191990.774	592893.753	5256.426	Punto en roca
V-2	8192169.042	592982.578	5282.215	Punto en roca
V-A	8191889.975	593145.475	5188.572	Mojón
V-B	8191855.583	593145.475	5178.465	Mojón

- Cuadro 5.2. Coordenadas de las poligonales de apoyo de 1996 (instalados en 1995) de Chacaltaya, Bolivia.

3) Charquini Sur:

Los puntos fueron instalados por A. Machaca (IGM-Bolivia) en 2002. Sus coordenadas ajustadas son las siguientes:

Puntos	Norte (m)	Este (m)	Cota (m)	Soporte
B001	8200025.347	596211.966	4930.092	Punto en roca
B002	8199756.232	594392.044	4611.727	Punto en roca
B003	8196340.012	592403.226	4693.594	Punto en roca
BM01	8196966.312	594930.123	4952.870	Punto en roca
P001	8197245.676	595009.479	5024.944	Punto en roca
A001	8195012.816	597117.865	4583.833	Punto en roca

- Cuadro 5.3. Coordenadas de los puntos de la poligonal del Glaciar Sur del Charquini.

4) Antizana 15:

La medición del "bench mark" BM-1 al pie del glaciar se hizo con el GPS Promark II en modo diferencial el 15 de mayo del 2003 a partir del punto de referencia nacional de la Loma Pregnado (LM) ubicado al este de la Hacienda Antizana a unos 10 km del BM-1. Anteriormente, el enlace del mismo BM se había hecho por topografía clásica. Se indican a continuación la coordenadas de los 3 puntos.

Puntos	Norte (m)	Este (m)	Cota (m)	Soporte
BM-1	9948179.753	816823.776	4785.254	Roca pintada
Loma Preñado	9943183.544	811550.545	4237.776	Mojón IGM
BM-1[1]	9948268.13	816735.85	4785	Roca pintada

- Cuadro 5.4. Coordenadas del Bench Mark principal (BM-1) y segundo (BM-1') del Glaciar 15 del Antizana.

5) Carihuayrazo:

Puntos	Norte (m)	Este (m)	Cota (m)	Soporte
BM-1	9844418	749372	4967	Roca pintada
BM-2	9844344	749356	4964	Roca pintada

- Cuadro 5.5. Coordenadas del Bench Mark principal (BM-1) y segundo del glaciar SO del Carihuayrazo. *¡OJO! Los dos puntos no han sido todavia enlazados al sistema nacional.*

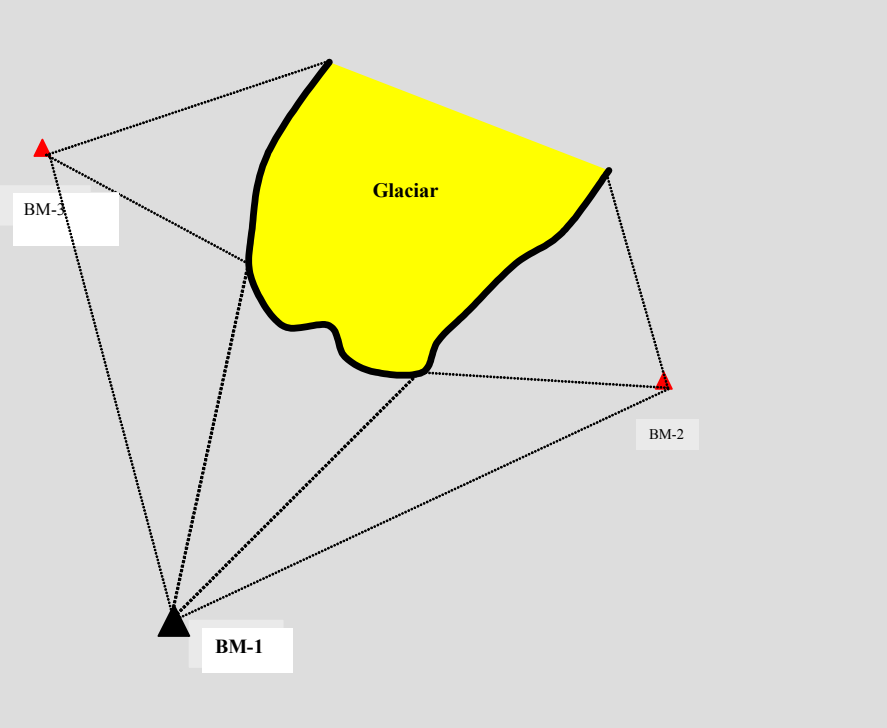
5.3.2. Mediciones del frente, de las balizas, de los perfiles, de las áreas:

1) *Frente* : La medición del frente *(término)* debe abarcar las laderas hasta una centena de metros atrás, ya que muchos glaciares se terminan en bisel (figura 5.1). En algunos casos, como el Antizana 15, se ha podido proceder con un solo punto de medición (BM-1). En otros, como Zongo o Chacaltaya, fue necesario agregar otros puntos (BM-2, BM-3). La mira con el reflector se desplaza sobre el límite del frente y se estaciona cada 10-20 metros.

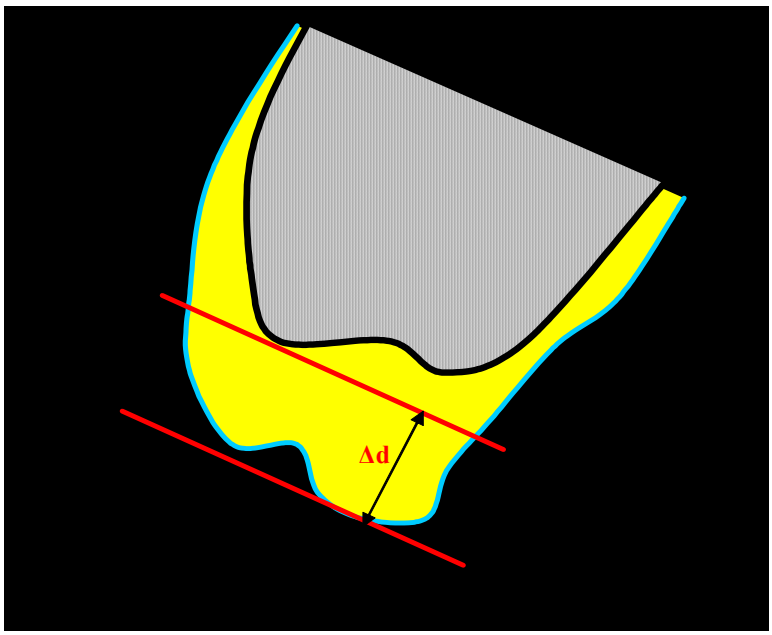
   El retroceso (o avance) del frente entre dos fechas puede ser evaluado de las siguientes maneras:

   1) La más sencilla consiste en comparar las posiciones extremas del frente, lo que equivale a trazar dos segmentos paralelos tocando los puntos extremos del glaciar, de dirección perpendicular al eje principal del glaciar y medir la distancia (Δd) separando esos segmentos (figura 5.2);

   2) La más exacta (y recomendada) consiste en calcular, abajo de una línea definida, las superficies de las zonas frontales de los 2 años de los cuales se quiere cuantificar el movimiento del frente del glaciar. Posteriormente, se convierten las diferencias de superficies en una longitud promedio, que representa el avance o el retroceso del frente entre los 2 años considerados.



- Figura 5.1. Medición del frente del glaciar en topografía clásica, con un BM principal (negro) y dos BM secundarios (rojos).

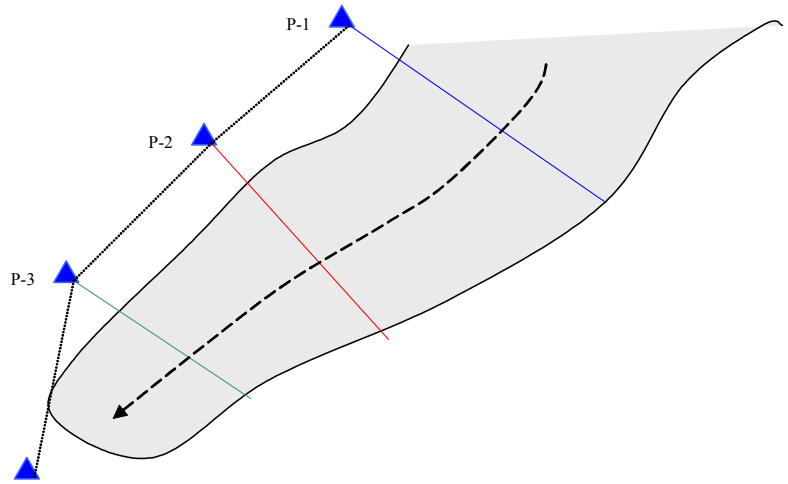


- Figura 5.2. Retroceso o avance (Δd) de un glaciar entre 2 fechas utilizando un método sencillo.

¡CONSEJO! Lo más importante es realizar cada año la medición según el mismo método.

2) *Balizas:* Medición necesaria para tener una estimación de la velocidad superficial del glaciar, así como la altura de la superficie del glaciar. Es la razón por la cual las balizas tienen como denominación completa « balizas de balance-velocidad ». Instalar la punta de la mira/reflector lo más cerca posible del pie del tubo superior (foto 5.3). Identificar la altura de la mira y conservarla durante la medición de la red de balizas.

3) *Perfiles:* El método de los perfiles sirve especificamente para controlar los cambios de altura del glaciar. Desde un *bench mark (BM)* ubicado al lado del glaciar, y del cual se puede observar el glaciar en todo su ancho con el distanciómetro, se traza con una mira una línea perpendicular al flujo de hielo, con un punto cada 20-30 metros (figura 5.3). Esta línea se posiciona a partir de un ángulo abierto entre una marca fija establecida sobre una roca cercana y una otra marca fija ubicada al otro lado del glaciar. Este ángulo debe ser idéntico cada año, y las marcas bien conservadas (escoger puntos fijos, tipo bedrock, y una buena pintura). Sobre un glaciar de tipo Zongo, con un lengua de ablación larga de más de un kilómetro, se recomienda hacer 2 o 3 perfiles del tipo presentado en la figura 5.3.



- Figura 5.3. Tres perfiles trazados sobre la lengua de ablación de un glaciar, a partir de 3+1 bench marks (triangulos). La flecha punteada representa la dirección del flujo de hielo. Los trazos gruesos son los lados de los ángulos de apuntamiento abiertos a partir de un punto conocido (BM).

Nota: Por ejemplo, un aumento de espesor del glaciar a través de los perfiles va a traducir la propagación de una "onda cinemática de crecida" que transporta desde la zona superior del glaciar el exceso de carga que se ha acumulado después de balances de masa sucesivamente positivos. Un deficit de masa produce el efecto inverso.

4) *Área (parcial o total)*: trabajo largo y fastidioso, posible solo para un glaciar de pequeño tamaño (Chacaltaya, Charquini, Carihuayrazo, Yanamarey) o para

una zona de ablación de la cual se quiere obtener una topografía de alta resolución (Zongo, Antizana 15).

En la mayoría de los casos, se obtiene una cartografía de la parte alta del glaciar gracias a una restitución aerofotogramétrica (la resolución importa menos, ya que esta parte cambia poco de volumen a escala de tiempo del decenio), mientras que la parte baja, se la levanta por topografía directa o GPS con más frecuencia, ya que los cambios son allí importantes a escala de tiempo de dos o tres años.

Los valores que se miden son: 1) ángulos horizontales, y 2) ángulos verticales, los cuales permiten de evaluar la evolución del *espesor del glaciar*.

¡OJO! En consecuencia, la altura de la mira sobre el glaciar tiene que ser chequeada cuidadosamente y su valor registrado por el operador. Generalmente, se fija la altura de la mira a 150 cm.

¡NOTA IMPORTANTE! La evolución de la altura del glaciar (ej. su espesor) es una información diferente de la que se obtiene por la lectura de la emergencia de las balizas. Por ejemplo, cuando el glaciar crece de una manera notable en la zona de acumulación, el exceso de carga acumulado se transfiere hacia la zona de ablación. La zona de ablación aumenta entonces poco a poco su espesor, mientras tanto sigue sufriendo una ablación notable. La masa global de hielo crece en la zona de ablación, mientras que su balance superficial sigue negativo. Se mide de una manera eficiente la evolución de la altura del glaciar mediante el método de los perfiles presentado en la sección 3.

El mayor problema de la topografía consiste en escoger la malla de medición adecuada. Una malla de 20/30 metros parece ser óptima en la zona céntrica, mientras que sobre los límites, puede ser ventajoso de pasar a una malla de 5/10 m. La topografía de una lengua glaciar dura de uno a tres días por buen tiempo.

Se recomienda utilizar dos miras, dividir el glaciar en dos áreas longitudinales, con los portamiras bajando conjuntamente, para evitar que el operador tenga que apuntar según ángulos demasiado diferentes.

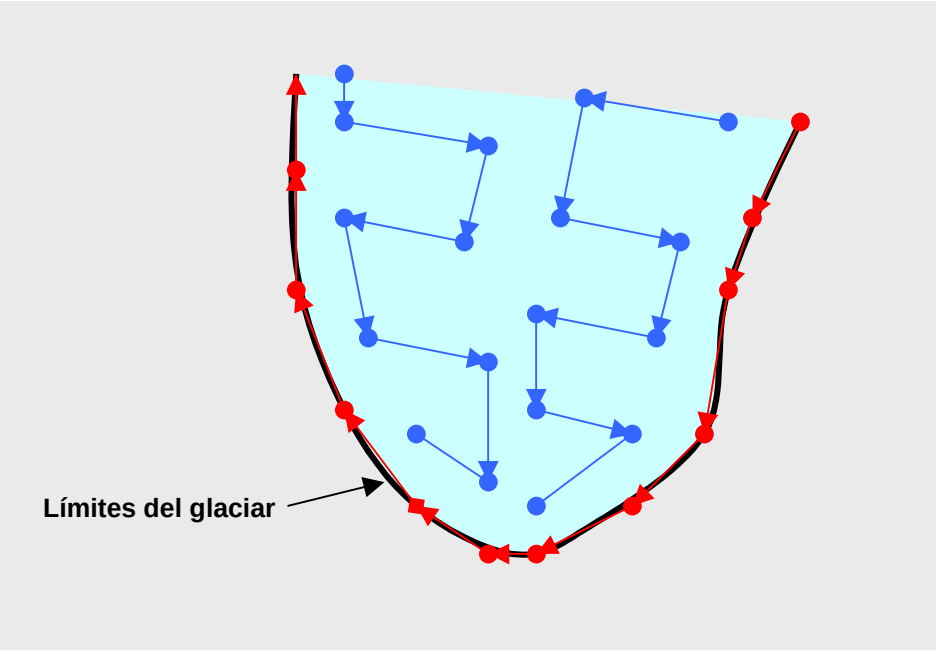
Las radios walkie-talkie son indispensables para comunicar, así como vestirse de tal manera de ser perceptible de lejos. La principal limitación es la falta de visibilidad, como sucede ante la presencia de neblina (frecuente en Ecuador). Lo óptimo es poder operar a partir de un solo *BM* y a una distancia razonable (menos de 700 metros).

El recorrido puede ser optimizado de la siguiente manera:

1. Medir los límites del glaciar, multiplicando los puntos cuando la forma del contorno lo exige; es importante codificar de una manera especial los puntos de los límites (L1,L2, etc...) para no confundirlos con los datos tomados en la superficie del glaciar.

2. Medir la superficie del glaciar: dos operadores pueden descender el glaciar optimizando el recorrido de tal manera que los puntos sean bien repartidos (figura 5.4).

¡OJO! No olvidar de medir la altura de la mira (o de la antena del GPS), y conservar el mismo valor durante todo el recorrido.



- Figura 5.4. Recorrido optimizado para levantar la lengua terminal de un glaciar, con mira-reflector o GPS. Los puntos marcan los cambios de cabo y pueden ser más frecuentes, particularmente sobre los límites.

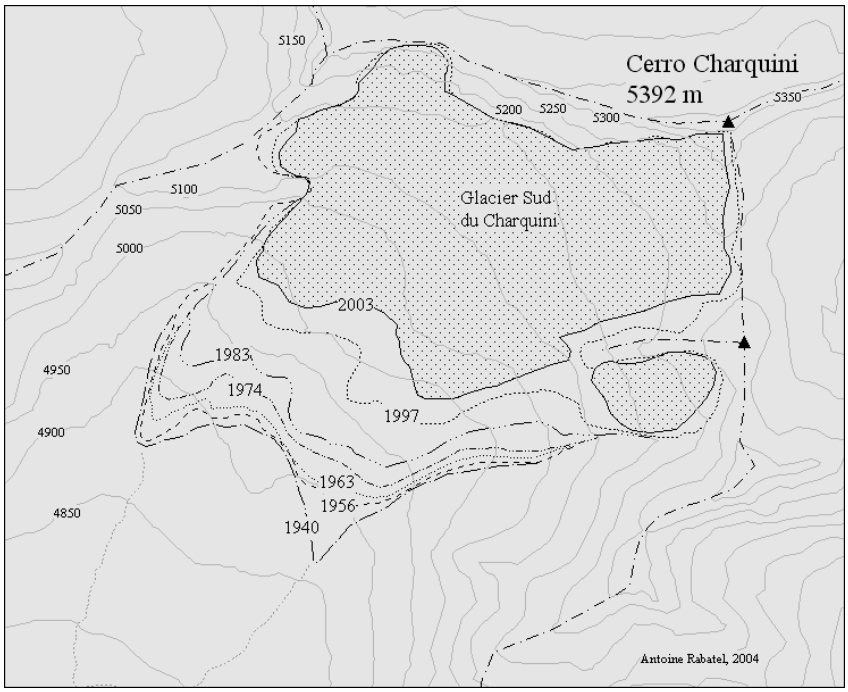
Se recomienda efectuar este tipo de medición según una frecuencia de 2 o 3 años. Sin embargo, lo mejor consiste en hacerlo anualmente.

NOTA: si se estima el balance de masa de un glaciar mediante este tipo de topografía directa, se tiene que hacer una topografía completa del mismo cada año.

5.3.3. Algunos resultados y su presentación:

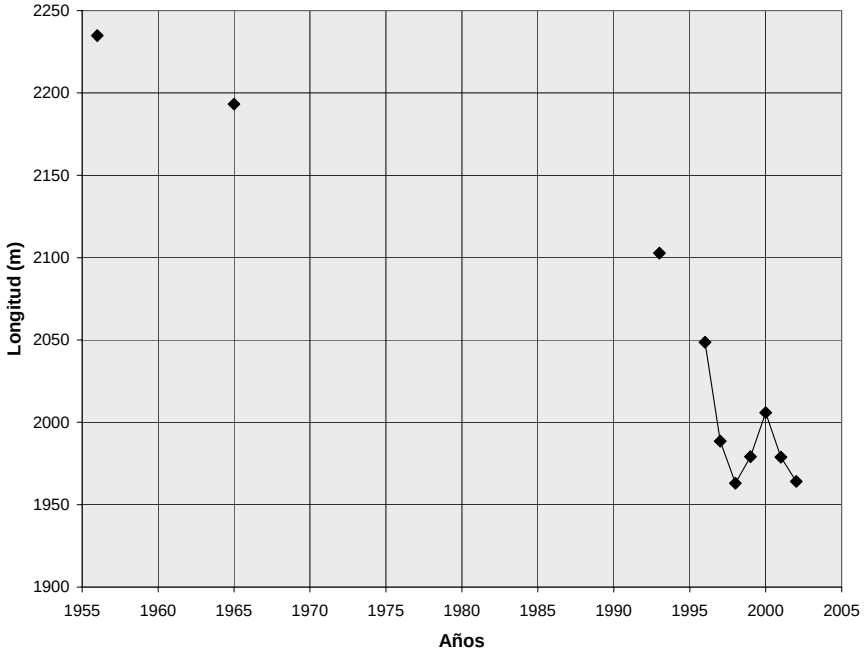
1. *Evolución del frente y de la superficie del glaciar:*

   El mapa de la figura 5.5 resume 63 años (1940-2003) de fluctuaciones del frente y del área del Glaciar Charquini Sur obtenidas por aerofotogrametría (1940, 1956, 1963, 1974, 1983 y 1997) y por topografía con un distanciómetro (2003). En el caso de un glaciar con este tipo de morfología (frente muy ancho y varios lóbulos), el área traduce mejor la evolución de la geometría del glaciar que su longitud. La pérdida de superficie entre 1940 y 2003 para este glaciar es de 47%, con una fuerte aceleración después de 1974 y particularmente en 1983.



- Figura 5.5. Evolución de la superficie del Glaciar Charquini Sur entre 1940 y 2003. Fuente: Rabatel et al., 2004.

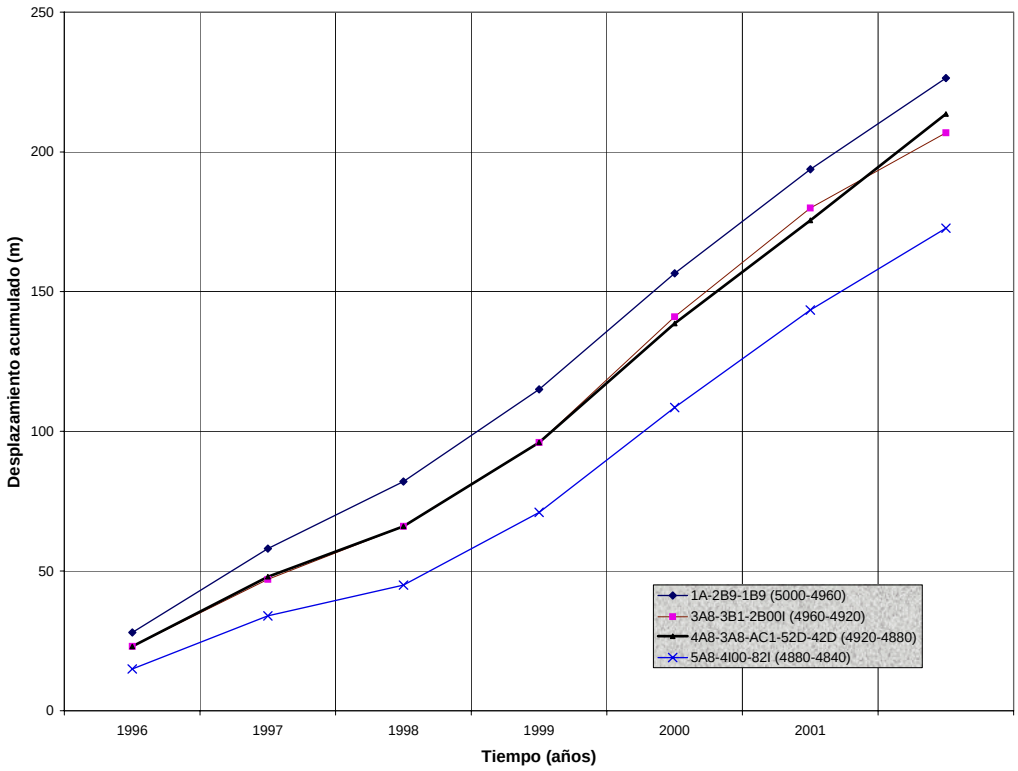
La figura 5.6 presenta un ejemplo de datos obtenidos a partir de mediciones realizadas sobre el frente del Glaciar 15α del Antizana.



- Figura 5.6. Evolución de la longitud del Glaciar 15α del Antizana. Los puntos medidos por topografía se representan unidos por una línea y aquellos medidos por aerofotogrametría por puntos aislados.. El pequeño avance de 1999-2000 está asociado a los balances positivos registrados durante La Niña de los años 1999-2000. [Cáceres et al., 2003].

2. *Desplazamiento de las balizas:*

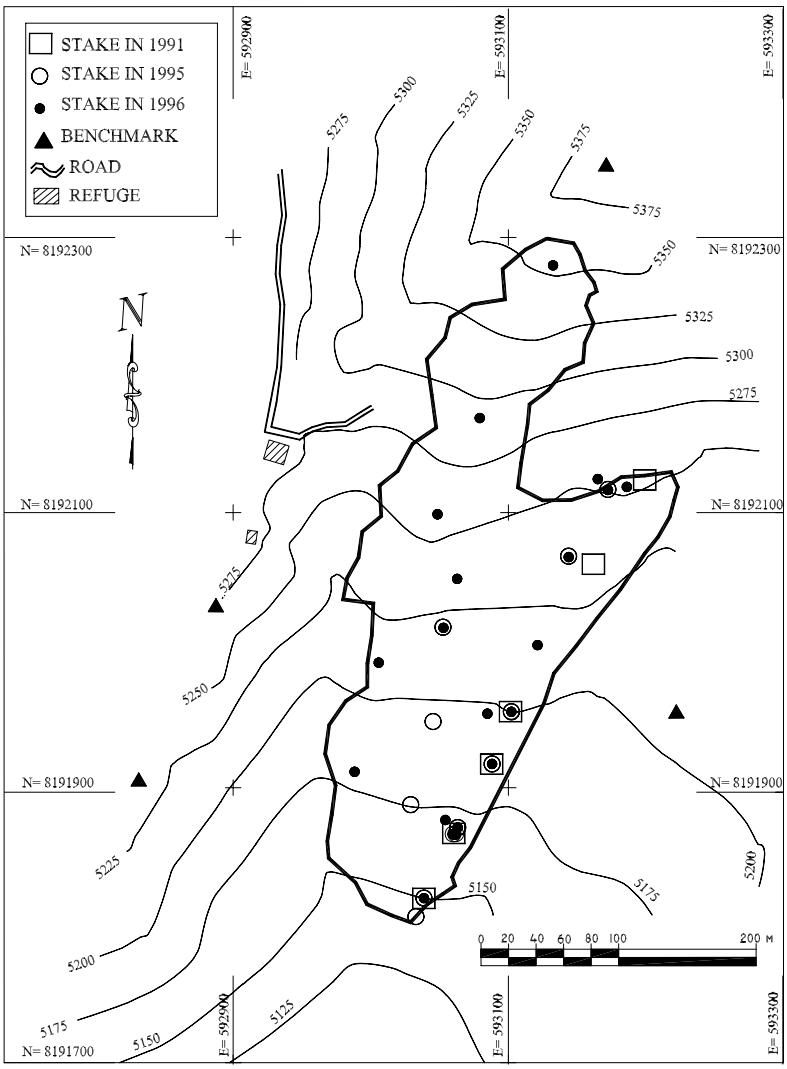
Una selección de balizas del Glaciar 15α del Antizana ubicadas en el centro del glaciar en varias alturas proporciona las variacionas de la velocidad superficial del glacier durante 6 años (figura.5.7).



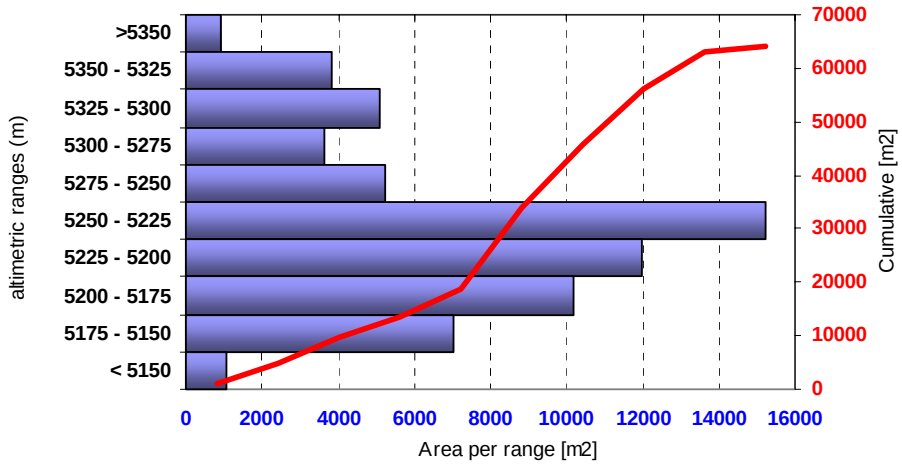
- Figura 5.7. Desplazamiento acumulado (en metros) de 4 balizas representativas ubicadas en el centro del Glaciar 15α del Antrizana. Balizas clasificadas por altitud. Se destaca la disminución de la velocidad desde la ELA (grupo superior de balizas) hacia el frente del glaciar (grupo inferior), lo que es coherente con la pendiente de la zona de ablación de este glaciar, que va disminuyendo rio abajo. Se observa una disminución de las velocidades en los años de balance negativo (1997-1998, 2001-2002), y una aceleración de los desplazamientos en 1999 y 2000, consecutivos a balances de masa positivos. Esta respuesta fuerte y síncrona de la dinámica del glaciar al cambio de balance es probablemente asociada a su fuerte pendiente (18° para todo el glaciar), su forma (tipo couloir empinado entre 4900 y 5500 m snm) y su sustrato (ceniza saturada de agua). Estos cambios de velocidad explican los avances/retrocesos del frente en función del balance (ver §5.3.3 y foto 5.1) [Fuente: Cáceres et al., 2003].

3. *Topografía de la superficie:*

Se presenta a continuación un mapa de Chacaltaya, que corrresponde a la combinación de una restitución aerofotogramétrica llevada a cabo a partir de pares estereoscópicos del año 1963 con un levantamiento directo de la superficie realizado en 1998 y con un levantamiento parcial de las balizas en 1991, 1996 y 1997 (figura 5.8). A continuación, se presenta el gráfico de las superficies del glaciar por rangos altitudinales (figura 5.9).



- Figura 5.8. Mapa del Glaciar de Chacaltaya en 1998 (Ramirez et al., 2001).



- Figura 5.9. Ipsometría del Glaciar de Chacaltaya en 1998 (rangos altitudinales discretos y acumulados).

5.4. Uso del (D)GPS para la topografía

A partir del 1ro de mayo del 2000, la administración Clinton decidió levantar las restricciones que imponía por motivos estratégicos sobre la precisión del GPS. Dicha restriccion limitaba el uso del modo navegación (con un solo GPS) debido a un margen de error importante (más de 15 metros). Hoy en día, en las condiciones óptimas (número elevado de satélites, geometría correcta de la constelación, condiciones de actividad ionosférica normales), se puede alcanzar regularmente en montaña una precisión de 5 a 6 metros con un GPS en modo navegación, y mismo mejor que 5 metros si se utiliza una antena. Paralelamente, el uso de GPS en otros modos (estático, dinámico, *stop and go*) que incluye un punto fijo y un punto móvil, se ha extendido y se lo puede utilizar en muchas aplicaciones donde se requiere una precisión del órden del centímetro. Para varias aplicaciones, el GPS puede ser ventajoso y substituirse al teodolito con distanciómetro, sobre todo en los sitios frecuentemente afectados por la neblina como Ecuador.

Al contrario de la topografía clásica por distanciómetro, el GPS funciona sin que las estaciones sean visibles entre ellas. Las principales limitaciones son el número y la geometría de la constelación de satélites, así como los obstáculos entre el receptor y los satélites (pantallas de todo tipo, incluso la vegetación).

En el programa GREAT ICE, se ha optado para la utilización de un tipo de receptor que ofrece condiciones económicas interesantes para una precisión acceptable, el PROMARK-II de THALES NAVIGATION® (foto 5.4). No se trata aqui de presentar su modo de funcionamiento, ya que existe un CD didáctico "ASHTECH *PROMARK2 User's Guide"* disponible en varios idiomas y entregado con la compra del equipo. Se limitará más adelante a presentar las funciones requeridas para hacer tal o cual operación sobre un glaciar estudiado.

- Foto 5.4. El GPS PromarkII® utilizado con su antena (Foto Thales navigation®).

5.4.1. Modo navegación: ¿que hacer y con qué tipo de precisión?

El GPS en este modo puede servir como excelente herramienta de reconocimiento. Se puede ingresar las coordenadas conocidas del lugar como punto específico (waypoint) y utilizar el GPS para navegar dentro de 3 metros del lugar de trabajo. Asegurarse de seleccionar el datum y la coordenadas correctas (utilice la función definida por el usuario para definir las zonas). La precisión normal con el WAAS (Wide Area Augmentation System) es de 3 metros, aunque esta precisión se puede degradar por las reflexiones o multipaso, y por una geometría de satélites pobre. Para obtener detalles de cómo utilizar la función navegación, referirse a la Guía para Navegación del Usuario del Sistema ProMark2.

La función navegación puede ser utilizada en los casos siguientes:

- posicionar un equipo, pluviógrafo, estación meteorológica, sin requerir mucha precisión
- dibujar el frente de un glaciar poco visitado, para comparar su ubicación con un mapa, o con otras mediciones previas
- posicionar un pozo donde se mide la acumulación de nieve
- y por suppuesto, buscar su camino en la neblina!

NOTA: se puede mejorar nitidamente el rendimiento del modo navegación utilizando la antena. La precisión puede pasar de 5-10 metros con la antena interna a mejor que 3 metros con el uso de la antena externa. Si se utiliza la antena, la conexión entre el cable de la antena y el receptor tiene IMPERATIVAMENTE que pasar por el soporte rígido (foto 5.5). FIJAR DIRECTAMENTE EL CABLE AL RECEPTOR SIN UTILIZAR EL SOPORTE PUEDE ESTROPEAR LA CONEXIÓN Y EN ESTE CASO EL RECEPTOR TIENE QUE SER CAMBIADO, YA QUE SU CAJA DE PLÁSTICO ES SELLADA Y NO PUEDE SER ABIERTA.

- Foto 5.5. Conexión de antena en antena y de antena en receptor. Foto Thales navigation®

5.4.2. Modo estático o "survey":

En esta modalidad (foto 5.6), los sistemas receptores GPS reúnen datos "crudos" simultáneamente desde todos los satélites disponibles, mientras los GPS permanecen estacionarios en sus respectivos puntos. La toma de datos continúa en estas ubicaciones por una duración que depende de la distancia existente entre los receptores, la geometría de satélites, y las condiciones de obstrucción en las ubicaciones de toma de datos. Cuando la toma de datos está completa en estos puntos, se podrá mover los sistemas receptores GPS a un nuevo grupo de puntos, para comenzar otra sesión de datos. En la mayoría de los casos, uno de los sistema GPS permanece en su posición actual para unir el grupo anterior de puntos al grupo nuevo, en forma de saltos o triangulación. Después de la toma de datos, los datos serán transferidos de los receptores GPS hacia una computadora para realizar el post-proceso utilizando el software *Ashtech Solutions*. El post-proceso permite calcular los vectores para determinar la posición de todos los puntos observados con relación a una o más de puntos fijos. El método estático produce los resultados más precisos y confiables que cualquier modalidad de toma de datos GPS. Esto se debe principalmente a los periodos extendidos de observación requeridos para la toma de datos.

- Foto 5.6. Pantalla Modo Medición del ProMark2. Foto Thales navigation®

La función "estática" puede ser utilizada en los casos siguientes:

- en condiciones de terreno difícil donde el contacto entre la estación móvil y la constelación satelital se pierde, lo que en los métodos "*stop and go"* y *"cinemático"* requerería una reinicialización a partir de un punto conocido (ver 5.4.3 y 5.4.4 más adelante); por ejemplo en el caso del Chhota Shigri (Himalaya, India), el contacto con los satélites se pierde entre el receptor fijo mantenido en el campo base y el receptor móvil progresando sobre el glaciar, esto por la presencia de un thalweg muy encajonado; en este caso, utilizar imperativamente el modo "*survey*";

- medir los puntos de control por aerofotogrametría, para enlazar las imágenes proveniendo de líneas de vuelo diferentes, lo que permite hacer el trabajo de calibración de los modelos (ver §5.5.2);

- medir los puntos de las poligonales de apoyo, bench-marks primarios y secundarios, para enlazar el sistema local con el sistema nacional;

- hacer un mapa muy preciso de una parte limitada de un glaciar para estudiar un fenómeno a breve escala de tiempo, como la fusión del hielo.

Con la función estática, la nota técnica del ProMark2 indica una precisión de 0.005 m + 2.5 ppm en horizontal, y 0.010 m + 2 ppm en vertical, en condiciones óptimas. Esas condiciones requieren un mínimo de 5 satélites y un tiempo de ocupación variando entre un mínimo de 20 minutos y 60 minutos, a veces más, dependiendo de la distancia entre los receptores d_{fm} y factores relacionados al medio ambiente. En montaña, el tiempo "normal" de ocupación para un punto es de 20-30 minutos para d_{fm}= 5 km, 40 minutos para d_{fm}=10 km, 50 minutos para d_{fm}=15 km y una hora para d_{fm}=20 km. La precisión se puede degradar por las reflexiones o multipaso y por una geometría de satélites pobre. Algunos "softwares" permiten planificar las misiones de medición para tener la mejor constelación de satélites (modulo Mission Planning de Ashtech Solution®). Por experiencia, se considera que 2 cm en horizontal y 5 cm en vertical son rendimientos regularmente comprobados en alta montaña, lo que no excluye hacer mejor.

5.4.3. Modo "Stop and Go":

El dispositivo es idéntico al precedente, con 2 receptores, uno fijo, pero debido a que el método stop-and-go requiere una inicialización, los tiempos de ocupación son mucho más cortos que el método estático. La medición en un punto se puede llevar a cabo en tan sólo 15 segundos, con un intervalo de grabación de 1 segundo. La inicialización con la barra inicializadora normalmente requiere 5 minutos (foto 5.7). Las ocupaciones stop-and-go se pueden realizar en tan sólo 15 segundos, con un intervalo de grabación de 1 segundo. Pero esos tiempos de ocupación pueden variar en función de la distancia entre los puntos de medición, de las condiciones ambientales (obstrucciones) y de la geometría de satélites.

- Fotos 5.7. Antena de ProMark2 con barra inicializadora. Foto Thales navigation®

La función "stop-and go" es excelente para hacer la topografía de un glaciar en su totalidad, o para ubicar las balizas (mucho más rápido que el modo estático), economizando la energía, ya que el sistema móvil funciona episódicamente.

¡OJO! La función "stop-and go" (como la cinémática, ver mas adelante) requiere que no se pierdan los satélites después del proceso de inicialización. En otras palabras, el receptor móvil tiene que mantener una "visión satelital" contínua durante todo el proceso de toma de datos. En el caso contrario (pérdida de la señal), hay que reinicializar los aparatos a partir de un punto conocido o utilizando la barra inicializadora. En otras palabras, en el caso de que se le pierda la señal a un operador que esté midiendo sobre el glaciar, este debe: ya sea bajar al receptor fijo y reinicializar con la barra inicializadora o posicionarse sobre un punto conocido, lo que puede ser mas practico. Entoces, se debe prever la disponibilidad de un punto en modo "survey" cerca del glaciar para esta eventualidad.

5.4.4. Modo cinemático:

Este modo también requiere de una inicialización, como el precedente. La toma cinemática de datos no utiliza un temporizador ya que los datos cinemáticos se reúnen mientras se está en movimiento. El intervalo de grabación debe configurarse a un valor que calce adecuadamente con la velocidad en la que se está moviendo. Un intervalo de grabación demasiado lento puede producir datos que no representen lo que se está midiendo. Un intervalo demasiado rápido puede producir datos demasiado densos para una aplicación en particular. En general, el tiempo en terreno requerido para ocupar un punto depende de los factores mencionados más arriba.

La función cinemática es excelente para hacer la topografía de un glaciar de pequeño tamaño, por ejemplo Chacaltaya, que puede ser levantado en poco más de dos horas en su extensión presente (0.05 km^2). Para glaciares más extensos (>0.5 km^2), como el Charquini Sur, el Carihuayrazo, las zonas de ablación del Antizana 15 o del Zongo, la función stop-and-go puede ser más adaptada.

Con la función cinemática y la función stop-and-go, la nota técnica del ProMark2 indica una precisión de 0.012 m + 2.5 ppm en horizontal, y 0.015 m + 2.5 ppm en vertical, en condiciones óptimas. Esas condiciones requieren un mínimo de 5 satélites. Pero la precisión se puede degradar por las reflexiones o multipaso y por una geometría de satélites pobre. Por experiencia, se considera que 5 cm en horizontal y 10 cm en vertical son valores adecuados. Lo anterior ha sido regularmente comprobada en alta montaña, hecho que no excluye un mejoramiento.

NOTA 1: En el caso de un cambio de baterias, o de una pérdida de señal, LOS DATOS ACUMULADOS NO SE PIERDEN, FELIZMENTE! Pero una re-inicialización es necesaria. La pérdida de señal interviene en caso de constelación satelital pobre y/o de obstáculos topográficos. Cuidado con las paredes cercanas al glaciar que pueden obstaculizar el acceso de las señales de los satélites.

NOTA 2: En el caso de un levantamiento con el modo cinemático, es conveniente instalar el equipo en una mochilla y tomar los datos caminando. Cabe destacar que es muy importante fijar bien la antena verticalmente, medir correctamente la altura de la antena sobre la superficie del glaciar y planificar la caminata de manera de no tener que hacer movimientos o maniobras que perjudiquen la recepción de la señal satelital: por ejemplo, acercarse demasiado a un lugar encerrado como una pared, inclinarse o caminar con demasiado balanceo puede hacer perder la señal, sobretodo cuando la constelación de satelites es podre (con 4 satelites) y geometricamente mal repartida.

5.4.5. Ampliación del sistema con 2 receptores y problemas de alimentación:

1. Posibilidad de utilizar más de 2 receptores:

Es posible utilizar un receptor fijo y varios móviles para aumentar la eficiencia de un levantamiento. Cada receptor tiendrá un nombre diferente para luego facilitar la realización del post-proceso. Se puede imaginar 4 receptores, uno fijo, dos bajando en cada lado del glaciar y un tercero recorriendo el contorno, como se observa en la figura 5.4.

2. Cambio de baterías:

La alarma final de la batería es la alarma de *Poder Muy Bajo* (foto 5.8). Cuando aparece esta alarma, el archivo de datos de la medición se cierra, y el receptor se apaga después de 10 segundos. Las baterías actuales necesitarán ser reemplazadas para continuar con la medición. El cambio de baterias impone una buena sincronización de las mediciones entre GPS fijo y GPS móvil. Con el ProMarkII y con el modo de alimentación por dos baterías R6 alcalinas, la alimentación dura entre 1 hora y 6 horas, dependiendo de las condiciones ambientales (temperatura, viento) y de la calidad de las baterías. Con condiciones meteorológicas pésimas en el Antizana, con lluvia, viento de más de 5 m/s y temperatura cercana al 0°C, las baterías Duracell® duran una hora. Poniendo los receptores dentro de una gorra, un guante, un pañuelo o una bolsa de plástico negro, la alimentación puede aumentar entre 4 y 4:30 horas. En el Chhota Shigri, con una temperatura variando entre 0°C y 10°C, P.Chevallier ha utilizado las baterías *Varta Maxi Tech* alcalinas durante 6 a 7 horas. Las baterías al litio preconizadas por Ashtech son caras y poco resistentes al frío.

Una alternativa interesante para aumentar el tiempo de medición sin cambiar las baterías es utilizar el pack externo que ofrece Ashtech en opción y que permite utilizar 3 baterías (foto 5.5). Este equipo permite una autonomía que llega facilmente a los 6-7 horas de medición sin cambiarlas (recomendado en los modos cinemáticos y stop-and-go).

NOTA IMPORTANTE: El cambio de baterías dura más o menos 2 minutos, tiempo durante lo cual en el modo "survey" se recupera la información durante el post-proceso si este cambio se produce durante una toma de datos. Sin embargo, en los modos cinemáticos and stop-and-go, la interrupción de la alimentación impone una reinitialización de los equipos en el punto fijo, sin que los datos almacenados se pierdan. Luego se debe planificar bien el trabajo de campo cuando se utilizan estos métodos.

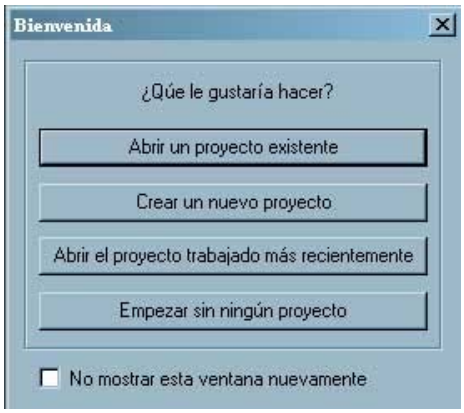
- Foto 5.8. Alarma batería sin carga

5.4.6. Uso del interfaz PC del DGPS Ashtech:

1. Bajar los datos brutos desde los receptores:

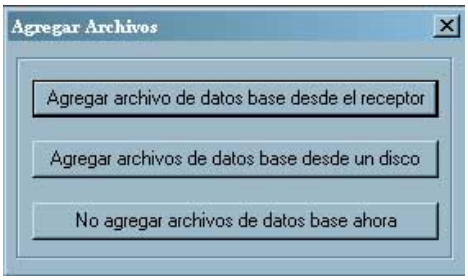
   - Conectar la base GPS al puerto serial del PC
   - Poner los dos GPS que se quiere descargar sobre la base y encenderlos
   - En el PC, abrir el programa Ashtech :

Ir en Inicio / Programas / Ashtech Solutions 2.60 / Administrador de Proyecto, la ventana siguiente aparece en la pantalla:

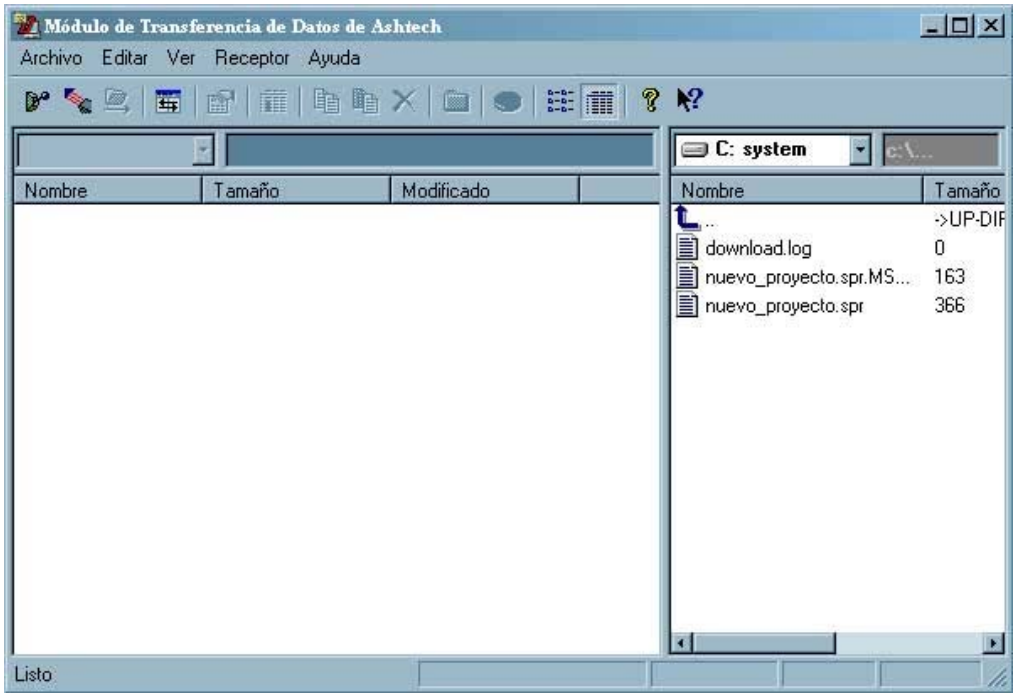


Crear un nuevo proyecto : indicar el repertorio de origen y el nombre del proyecto, luego validar con OK. Un repertorio con el nombre del proyecto se crea

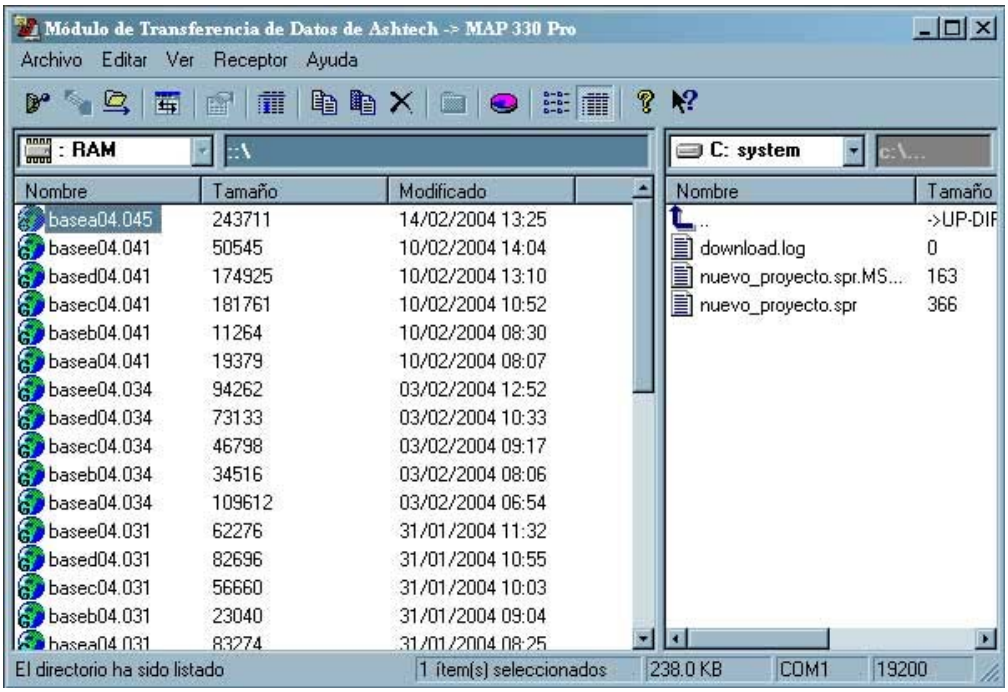
automaticamente conteniendo el proyecto al formato **.spr** y un archivo **.RTF** correspondiente a las acciones que serán realizadas en este proyecto.



Agregar archivo de datos base desde el receptor : la ventana Módulo de Transferencia de Datos de Ashtech aparece (verificar que el GPS sea encendido y que el cable sea conectado):



Activando el icono Conectar via Cable Serial , una ventana Conectar via Cable se abre, escoger el puerto de conexión (por defecto COM1) y las características de la transmisión. Validar por OK. En la parte de izquierda de la ventana Módulo de Transferencia de Datos de Ashtech, aparecen los archivos de datos del GPS.



Para trasladarlos al repertorio del proyecto (parte derecha de la ventana), seleccionar todos los registros y por el botón de derecha del ratón, escoger dentro de las opciones siguientes: Copiar a F5, Mover a F6, Eliminar. Con las dos primeras, los datos son trasladados al repertorio del proyecto y se los puede visualizar en la parte derecha de la ventana. Para trasladar los datos del segundo GPS, utilizar el icono Cambiar Fuente de datos y seguir las instruciones. Rehacer el procedimiento de traslado. Una vez el traslado efectuado, cerrar la ventana de la manera clásica o ir al menu Archivo y apretar Salir.

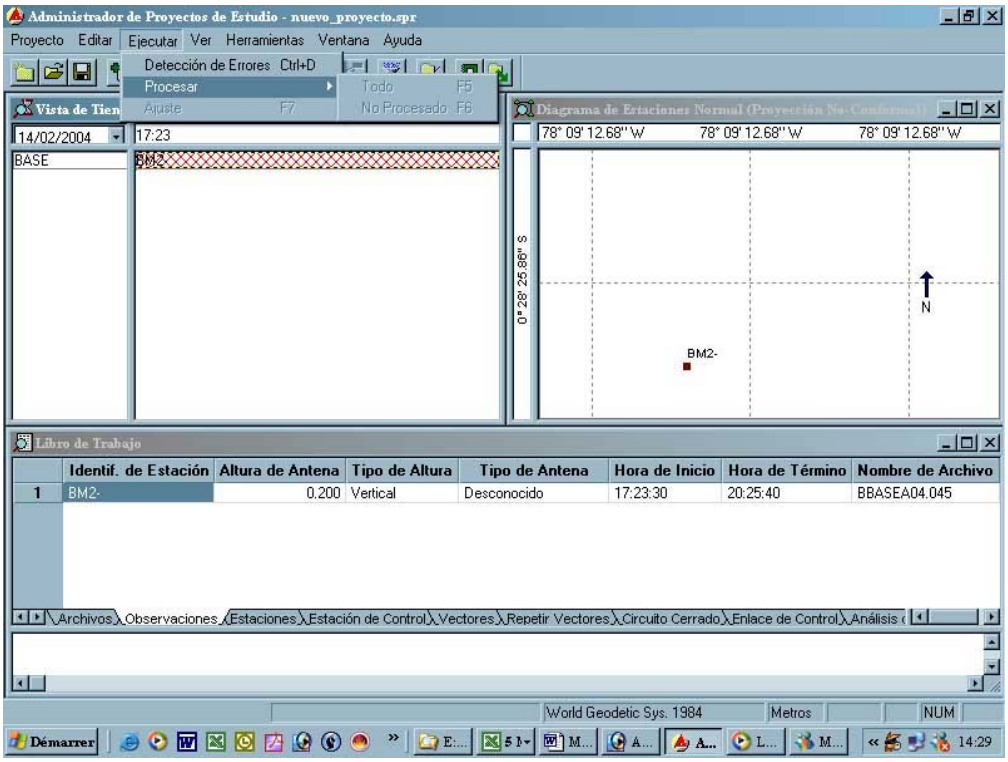
CONSEJO: crear un subrepertorio en la parte derecha de la ventana Módulo de Transferencia de Datos de Ashtech *para cada GPS apretando el icoco* Directorio Nuevo (F7) .

2. Visualización y procesamiento de los datos:

   - Visualización:

La visualización de los datos brutos se hace automaticamente después de cerrar la ventana de traslado mediante tres ventanas: Libro de Trabajo, Diagrama de Estaciones Normal y Vista de Tiempo.

Libro de Trabajo: ventana de presentación de datos con todas las informaciones de medición (altura del prisma, hora de la medición, etc...).
Diagrama de Estaciones Normal: ventana de representación gráfica de los datos brutos.
Vista de Tiempo : representación cronológica de las mediciones.



La forma de la visualización puede ser cambiada a partir del menu Ventana.

- Procesamiento de datos:

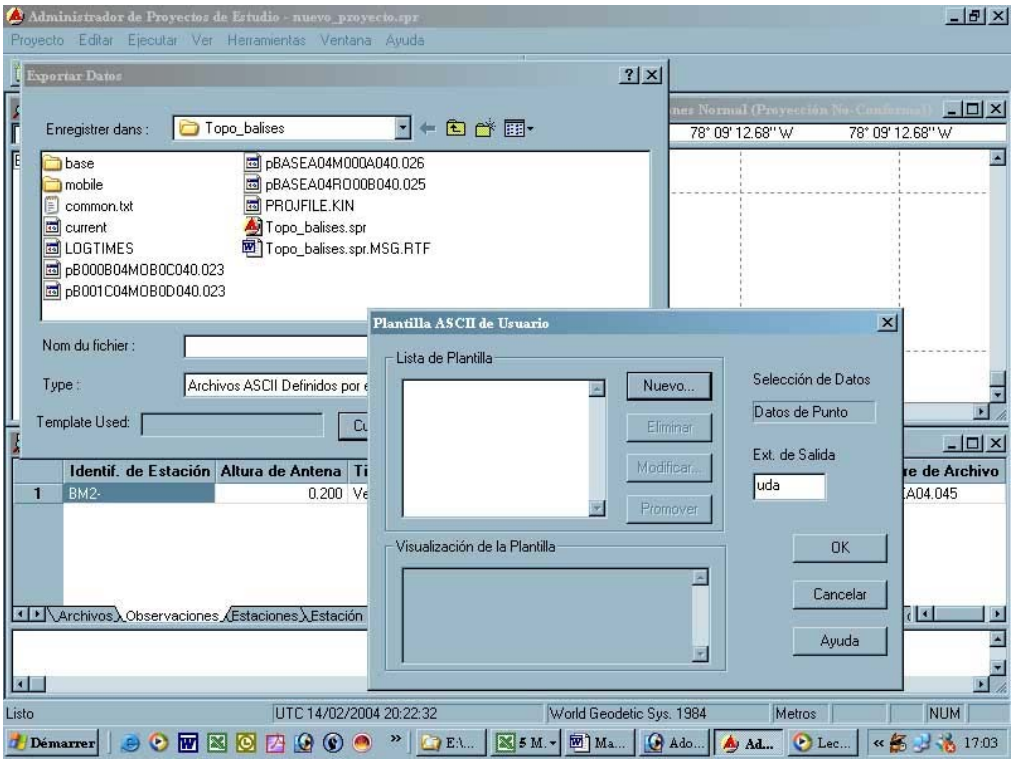
El procesamiento de datos se hace automaticamente a partir del menu Ejecutar apretando Procesar y escogiendo el modo de procesamiento (Todo o No Procesado). El tratamiento de datos se realiza entonces automaticamente siguiendo los parámetros definidos por defecto. Para modificar esos parámetros, ir al menu Proyecto, luego apretar Parámetros de Config… ; una ventana con los parámetros modificables aparece (sistemas de coordenadas, precisión del proyecto…).

3. Exportación de los datos:

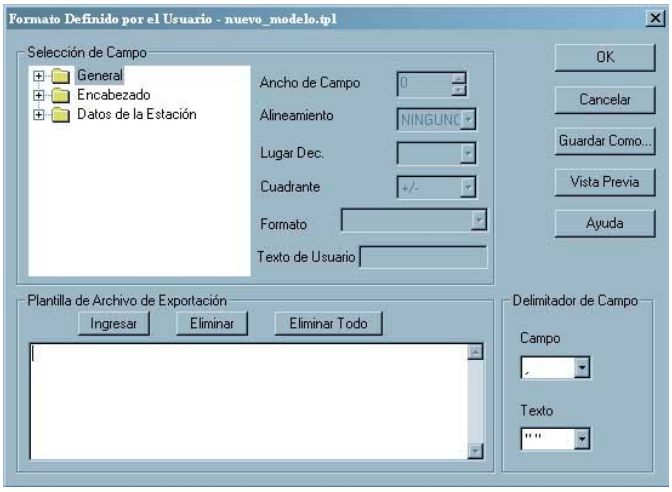
Antes de exportar los datos, hay que crear un modelo de archivo de exportación al formato ASCII.

- Modelo de archivo de exportación:

Para crea este modelo, ir en el menu Proyecto y apretar Exportar y Customize en la nueva ventana.



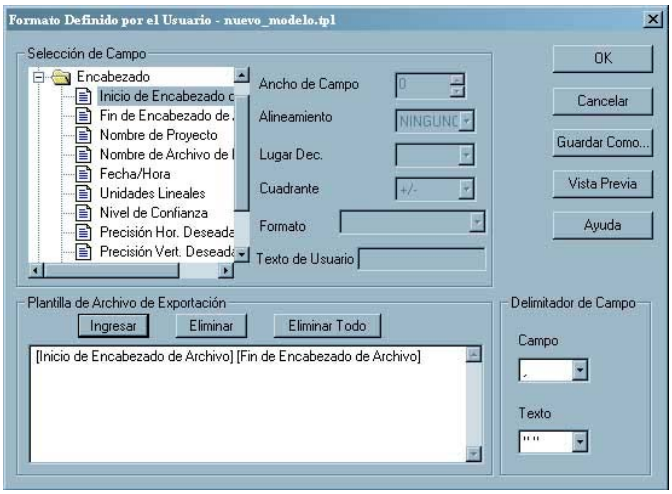
En la ventana Pantilla ASCII de Usuario, crear un Nuevo… modelo. Después de haber notado el nombre del modelo, la ventana Formato definido por el Usuario aparece, a partir de la cual la estructura del archivo se define.



Ejemplo de realización de un archivo de exportación con columnas X,Y,Z:

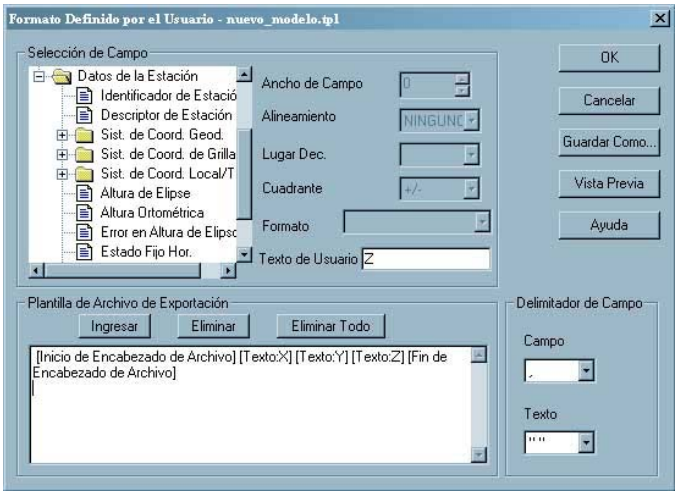
- Definición de la primera línea del archivo de exportación:

En la ventana de exploración, seleccionar Encabezado / Inicio de Encabezado de Archivo, luego apretar Ingresar.



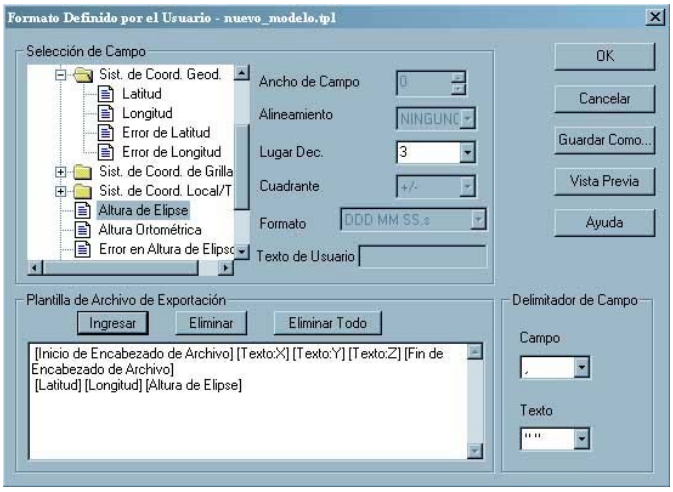
En el repertorio General escoger Texto, luego entrar « X » en Texto de Usuario y apretar Ingresar. Repetir esta operación para Y y Z.

Una vez que los nombres de las cordenadas han sido agregados, ubicar el cursor en la línea bajo el campo [Fin Encabezado de Archivo] de la ventana de la Pantilla de Archivo de Exportación.



- Definición de las líneas siguientes del archivo de exportación, que corresponden a las coordenadas de cada punto.

En la ventana de exploración, seleccionar Datos de la Estación / Sist. de Coord. Geod. / Latitud, luego apretar Ingresar, luego hacer nuevamente la manipulación para integrar la longitud. Para integrar la altura, ir en Datos de la Estación / Sist. de Coord. Local/Tierra / Altura de Elipse, luego apretar Ingresar.

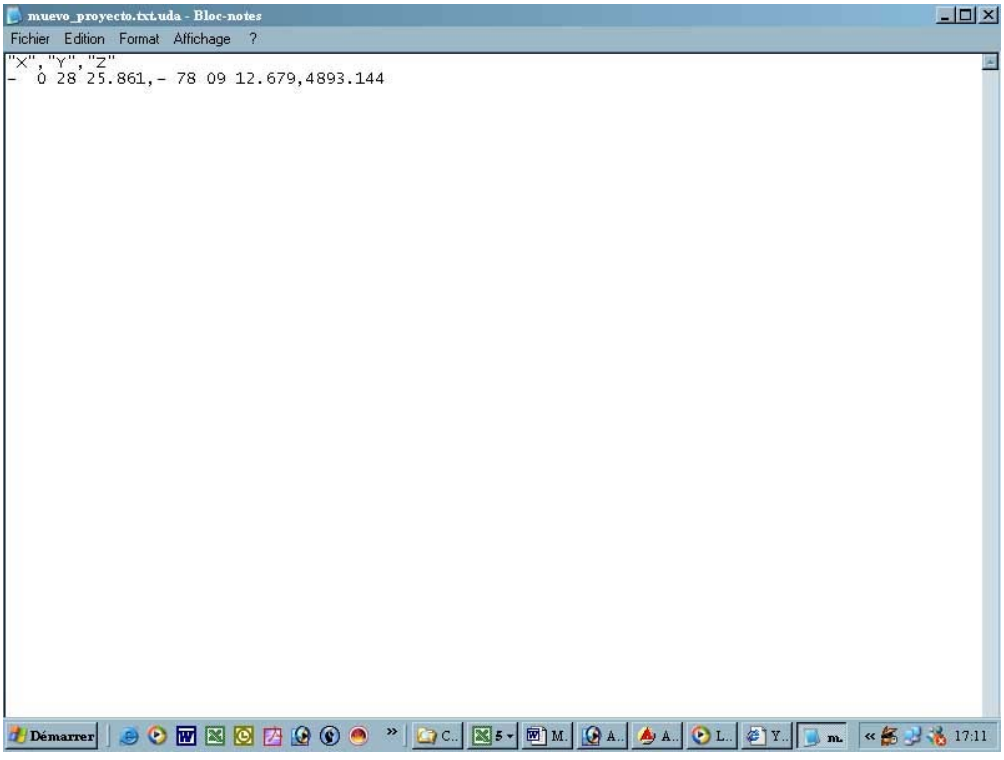


Apretar dos veces OK para volver a la ventana Exportar Datos. Luego, salvar su archivo en el repertorio adecuado.

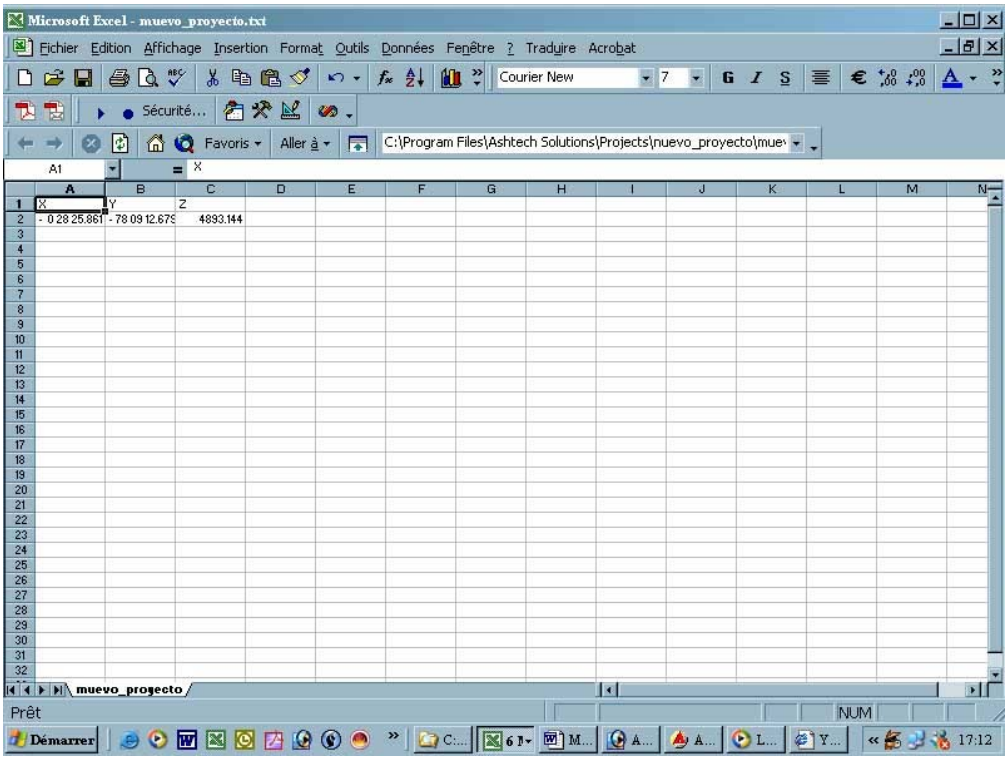
NOTA: Ciertos parámetros como los separadores de campo pueden ser modificados, mientras que otros, como el error, pueden ser agregados al tipo de archivo de exportación.

- Archivo:

El archivo es registrado al formato .txt en el exportador Windows en el repertorio del proyecto y presente la forma siguiente:



Cuando se abre este archivo desde Excel, escogiendo el tipo de datos de origen Delimitados y el separador definido en el archivo de exportación (« , » por defecto), se obtiene el archivo siguiente:



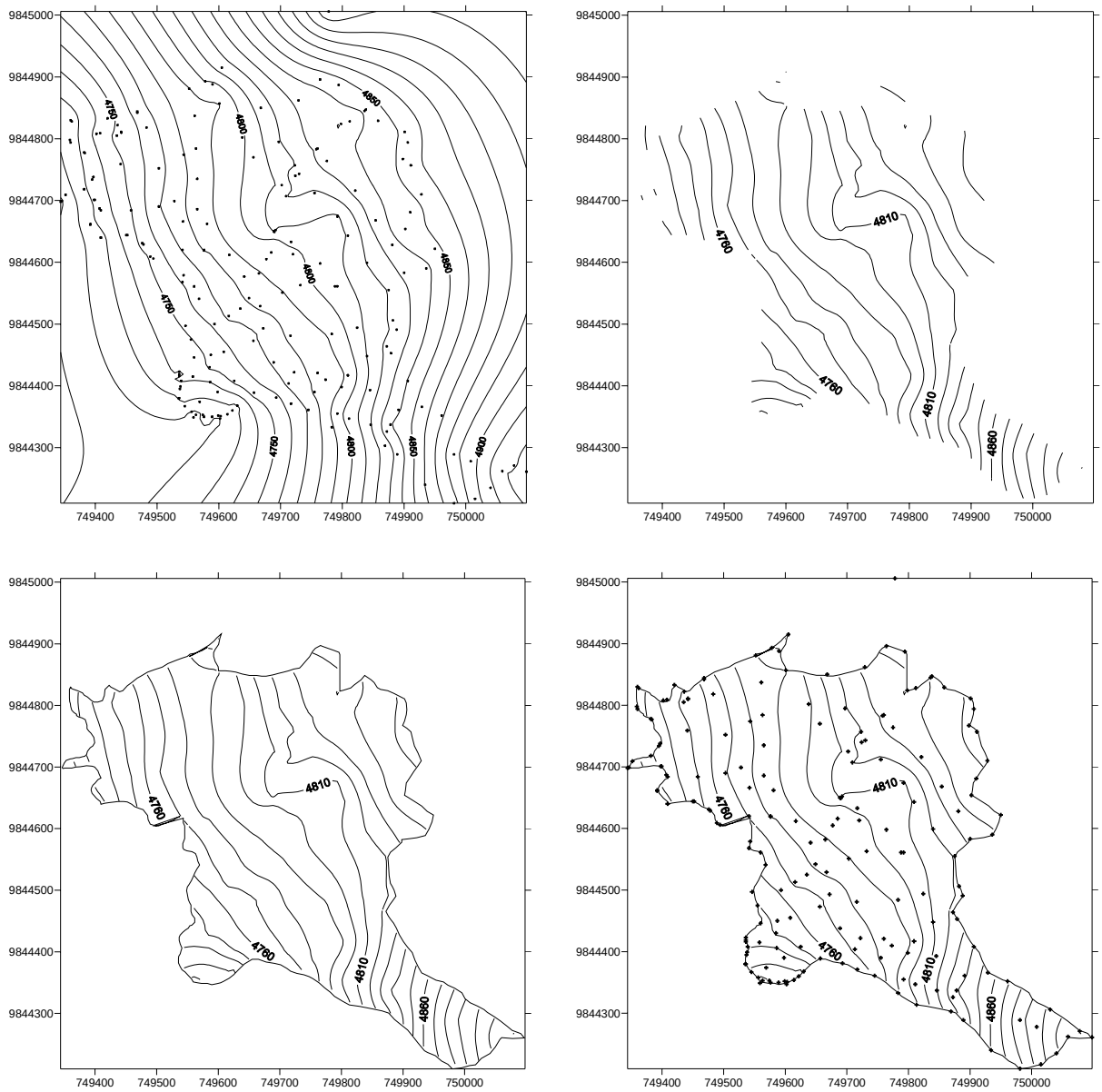
5.4.7. Ejemplo de mapeo de un glaciar con Surfer® :

Para el mapeo del glaciar y los cálculos de superficie, se puede utilizar cómodamente el programa Surfer® (para este ejemplo se utilizó la versión 8).

Las pasos son los siguientes:

- poner los datos brutos en columnas X, Y, y Z de un archivo de tipo EXCEL; se puede eventualmente agregar algunos símbolos en una cuarta columna;
- la opción GRID permite diseñar las curvas del glaciar sin sus límites (fichero con extensión *.grid*); sobre este mapa, se superponen los puntos de medición (figura 5.10A);
- la opción DIGITALIZE permite dibujar el contorno del glaciar y obtener un nuevo archivo con extensión *.bln*; los puntos del contorno del glaciar tienen que ser muchos, para formar una línea casi contínua, ya que en el caso contrario, puede surgir una confusión entre los puntos de contorno y aquellos ubicados sobre la superficie misma del glaciar; si se desea es posible eliminar las curvas de nivel ubicadas afuera del glaciar en forma posterior. En el archivo de datos DIGITALIZE de tipo ASCII la cifra inicial tiene que ser 1 (*blank outside*) y no 0 (*blank inside*) (figura 5.10B);
- más adelante, la opción MAP permite obtener el mapa básico del glaciar (figura 5.10C). Finalmente, se superponen los diferentes mapas, que aparecen como varias capas, con las fucciones “SELECT ALL” y “OVERLAP MAPS”: los puntos de medición originales pueden aparecer en el mapa (POST-MAP, figura 5.10D).
- otras funciones del Surfer permiten calcular los parámetros *superficie*, *diferencias de altura*, etc....y construir modelos 3D.

En cada etapa del proceso, varias opciones son posibles.



- Figuras 10A a 10D: Mapeo del Glaciar SO del Carihuayrazo hecho en 2003 a partir de un conjunto de puntos obtenidos con un GPS. De arriba hasta abajo y de izquierda a derecha. A. Mapa básico con curvas de nivel obtenido con la opción GRID, donde han sido representados los puntos de medición. B. "CONTOUR MAP" obtenido después del proceso de digitalización del contorno a partir de A. C. "BASE MAP" , con contorno del glaciar digitalizado, y D. "POST MAP", con los puntos de medición originales. Programa SURFER®8. Para hacer la topografía de este tipo de glaciar, es recomendado utilizar el modo *Stop-and-Go* o *Cinemático.* En el caso de este primer mapeo, sólo ha sido utilizado el modo navegación con antenna. [Fuente: B.Francou, no publicado, 2003].

5.5. Mapeo por restitución aerofotogramétrica

5.5.1. Generalidades :

Corresponde a un método clásico que presenta la ventaja de poder cartografiar con una precisión aceptable (mejor que 10 m en la mayoría de los casos) macizos enteros cubiertos de glaciares. Por otra parte, es posible describir la evolución de un determinado casquete glaciar comparando fotos antiguas y recientes. Las más antiguas datan de los años 1948 o 1956 en los Andes centrales y ofrecen una buena calidad.

La resolución temporal de las fotografias aéreas es baja y ella depende de los siguientes factores (entre otros):

- de la frecuencia de los vuelos (generalmente uno por decenio en los Andes centrales).
- de la calidad de la imagenes, la cual varía en función de la escala, de la posición del glaciar dentro de la imágen fotográfica, del recubrimiento o traslape de cada foto
- de la presencia/ausencia de nieve o de nubes, etc...

Finalmente, pocas fotografías presentan una configuración óptima para ser restituidas con precisión, sobre todo cuando los vuelos no han sido especificamente diseñados para estudiar los glaciares.

Para el estudio glaciares, la restitución aerofotogrametría se utiliza con los siguientes propósitos:

- comparar la extensión y el volumen de hielo de un glaciar entre fechas distintas de acuerdo con el intervalo de tiempo entre los archivos fotográficos existentes,

- realizar el inventario de glaciares a nivel de un macizo o de una cordillera, para comparar un glaciar intensamente estudiado con otros glaciares del mismo sector, con diferentes tamaños o exposiciones, para la realización de la topografía de una lengua en particular, ubicación aproximada de la altura de la línea de nieve, evaluación de los volúmenes de hielo existentes en un determinado casquete glaciar, etc...

- disponer de una cartografía completa de un glaciar monitoreado, en caso de que algunas partes sean inacesibles para ser medidas con topografía clásica o con GPS-DGPS. En este caso, será importante relacionar la cartografía efectuada por la restitución con la topografía hecha por los métodos clásicos de terreno (ver §5.3.1): la mejor combinación consiste en realizar la cartografía de la zona de acumulación utilizando la restitución aerofotogramétrica (debido a que la morfología de esta zona no sufre cambios importantes en períodos de tiempo relativamente largos) y en topografiar directamente una vez al año la zona de ablación si cambia rápidamente con el tiempo.

En el presente documento se entrega una idea de la diferentes fases de la restitución fotogramétrica sin describir el procedimiento en su totalidad.

5.5.2. Metodología:

Existen 3 fases interrelacionadas en la planificación de un levantamiento fotogramétrico:

- Un trabajo de geo-referenciación en el campo
- La restitución aerofotogramétrica
- El cálculo de los parámetros pertinentes

1) Trabajo de geo-referenciacion en el campo:

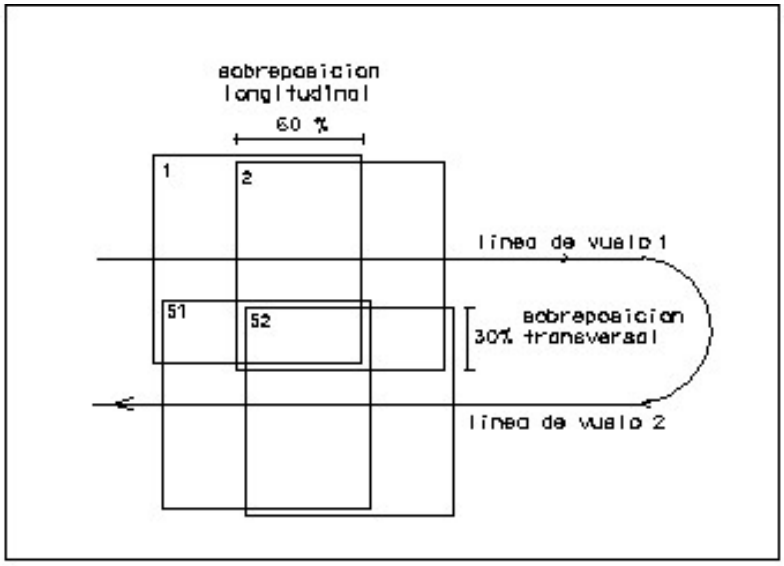
Corresponde a la medida de puntos de control en terreno que sean factibles de ser identificados fácilmente en las fotografías aéreas. Este trabajo se realiza empleando un GPS diferencial. Se recomienda geo-referenciar como mínimo 8 puntos y distribuirlos uniformemente sobre la zona de estudio. Es preferible disponer de un punto estereoscópico para cada par de fotografías. Este trabajo es él más importante, ya que constituye la base del trabajo posterior.

2) Restitución aerofotogramétrica:

Este trabajo consiste, básicamente, en obtener un modelo digital de terreno (MDT o DTM en inglés) del glaciar a través del modelo estereoscópico que proporcionan el bloque de fotografías aéreas ajustadas (figura 5.11). En un instrumento restituidor de alta precisión (manual o digital), se instala el par de fotografías y se realiza, en primer lugar, lo que se denomina la "orientación relativa", que consiste en ubicar en ambas fotografías puntos comunes que al ser unidos por el operador a través del instrumento, permiten apreciar el terreno fotografiado en tres dimensiones. Posteriormente, se lleva a cabo la "orientación absoluta" que consiste en identificar los puntos georeferenciados ubicados previamente en terreno en la imagen estereoscópica que muestra el aparato restituidor. Luego, se ubica el cursor en cada punto con la mayor precisión posible y se introduce sus cordenadas x, y, z. Se procede a realizar la estereocorrelación, (manual o digital) generándose de esta manera el modelo totalmente georeferenciado y listo para trabajar sobre él.

Toda el área que abarca el modelo estereoscópico se encuentra, ahora, georeferenciada, es decir que cualquier punto del área posee cordenadas *x,y*. La coordenada *z* es otorgada por el observador (trabajo manual) o la máquina (correlación) a través del aparato restituidor empleado (manual o digital). De esta manera el observador puede construir un MDT, entregado por el aparato restituidor como un archivo en formato de texto o un archivo gráfico (raster, ortofotografía, etc...).

La tolerancia depende de la escala de restitución que se va a realizar en las fases del proyecto. Por ejemplo: a escala 1: 50 000, la tolerancia es de 5 m en altura y planimetría. A escala 1:10 000, la tolerancia es de 1 m en altura y planimetría.



- Figura 5.11. Principio de superposición de las tomas en la programación de los vuelos

3) Calculo de los parámetros pertinentes:

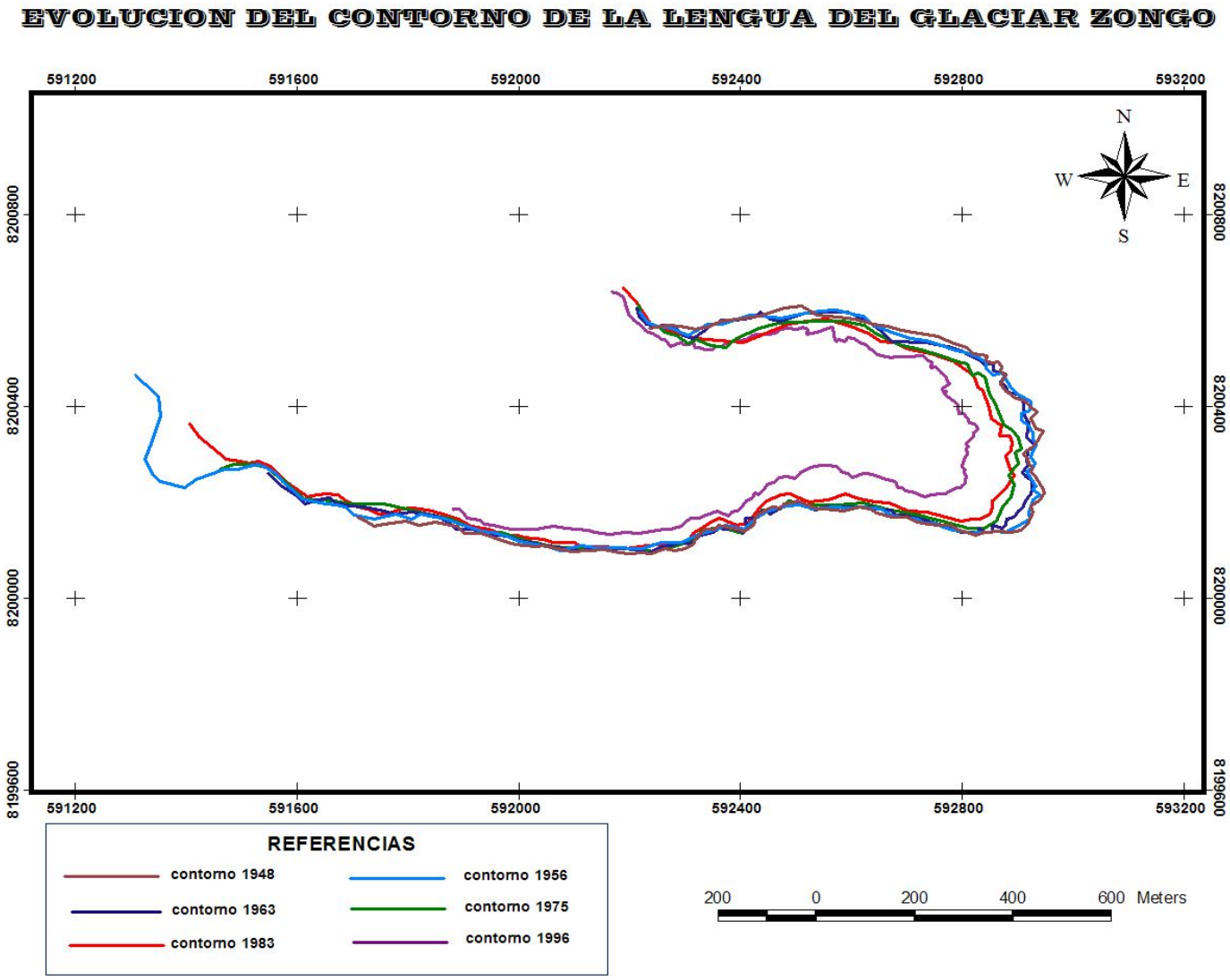
Una vez que se obtiene el MDT de la zona de estudio, se puede realizar todo tipo de trabajos, desde correcciones hasta determinación de áreas, perímetros, volúmenes, etc... Empleando para tal efecto softwares especializados, tales como MICROSTATION®, SURFER®, MAPINFO®, AUTOCAD®, etc...

Generalmente, el objetivo que se persigue es confeccionar una cartografía actualizada de un glaciar, o restituir modelos aerofotográficos de diferentes fechas que permitan evaluar de modo temporal la evolución del glaciar analizado.

5.5.3. Ejemplo de productos obtenidos:

1) Huayna Potosí:

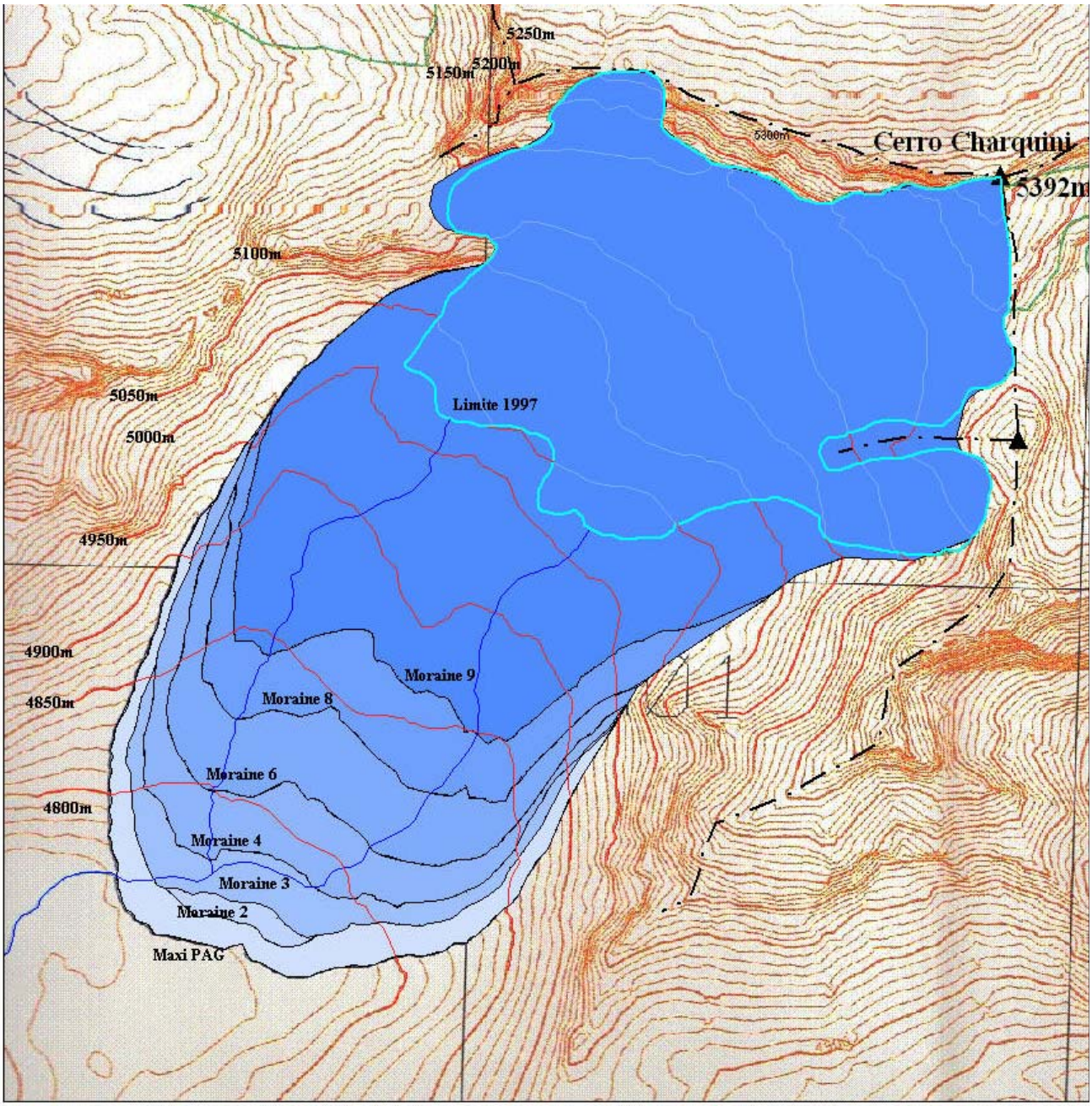
Se restituyeron pares de fotografías aéreas correspondientes a seis diferentes años: 1948, 1956, 1963, 1975, 1983 y 1996. La restitución se centró en el Glaciar Zongo por ser el glaciar que se está estudiando actualmente, sin embargo, se restituyó otro glaciar en algunos modelos. En la figura 5.12, se muestra el mapa de la posiciones del frente del glaciar de Zongo obtenido a partir de las fotos de 1948, 1956, 1963, 1975, 1983 y 1996. Se notan dos fases de retroceso notable, después de 1975 y después de 1983.



- Figura 5.12. Evolución de la zona terminal del Glaciar de Zongo desde 1948 (Fuentes : J. Mendoza, IHH, La Paz).

2) Glaciar del Charquini:

Los cinco glaciares del Charquini ofrecen un ejemplo de restitución aerofotagramétrica a partir de fotos de varios años de los últimos decenios. Además se llevó a cabo un levantamiento de las diferentes morrenas observadas sobre el margen proglacial, morrenas datadas de la Pequeña Edad de Hielo (*Little Ice Age)* y de los primeros decenios del siglo XX. En este caso, se hizo un levantamiento de campo de esas morrenas con un distanciómetro, luego se hizo el ajuste con las mismas identificadas por la aerofotogrametría (figura 5.13). Finalmente, las morrenas fueron datatas por la técnica de la lichenometría y las superficies de las extensiones de los glaciares correspondientes fueron calculadas con MAPINFO® (Rabatel et al., en preparación).



- Figura 5.13. Glaciar Sur del Charquini con sus extensiones pasadas (PAG = Petit Age Glaciaire = Little Ice Age). Fondo + glaciar por aerofotogrametría, morrenas antiguas por levantamiento de campo + aerofotogrametría (Fuentes : Rabatel et al., en preparación).

5.6. Determinación del espesor de hielo con un radar a penetración de suelo

5.6.1. El radar a penetración de suelo (en inglés GPR: Ground Penetrating Radar):

Los radares de impulso fueron introducidos a la glaciología en la mitad de los años 1970 y son los instrumentos más adecuados para medir los espesores de hielo en los glaciares a nivel mundial, aunque existen otros métodos, tales como la gravimetría, la sísmica refracción o la prospección eléctrica (Lliboutry, 1964).

Si se quiere medir el espesor de un glaciar temperado por medio de un sistema de radar, es conveniente trabajar con una frecuencia de emisión inferior a 10 MHz. Con esta baja frecuencia, las ondas penetran más facilmente y más profundamente y son menos sensibles a la presencia de agua liquida. Por encima de esta frecuencia, por ejemplo en las frecuencia medias, tipo 50 MHz, la absorción de las ondas electromagnéticas (EM) por las inclusiones de agua, que caracterizan el hielo templado, son más importantes y pueden volverse demasiado importantes para detectar el bedrock con precisión. A pesar de este inconveniente, se presentará más adelante resultados muy satisfactorios obtenidos en Chacaltaya con el radar a 50 MHz (Descloître et al., 1999; Ramirez et al., 2001).

Los equipos de radar envian impulsos cortos de energía electromagnética de radio-frecuencia al substrato glaciar mediante una antena transmisora. Cuando la onda radiada encuentra heterogeneidades en las propiedades eléctricas de los materiales del hielo, una parte de la energía se refleja de nuevo a la superficie y otra parte se transmite hacia profundidades mayores. La onda en retorno es captada por una antena receptora y el equipo registra los tiempos dobles de transmisión del pulso. El espesor se determina a partir del tiempo empleado por la onda, entre su salida desde un transmisor ubicado en la superficie del glaciar y su retorno (debido a su rebote en el relieve subglacial) a un receptor ubicado en la misma superficie pero a una distancia horizontal del transmisor en el caso de un radar biestático. Los pulsos emitidos por la antena transmisora siguen distintos caminos hacia la antena receptora provocando la presencia de distintas señales en los perfiles de radar.

En la actualidad, el método del radar ha desplazado al método de gravedad debido a que el primero ofrece mejor precisión y capacidad de recolección de datos. Asimismo, es más versátil y menos costoso que otros métodos, como el sísmico, por lo que se ha transformado en el método estandarizado para la determinación de espesores de hielo y la estructura interna de los glaciares.

5.6.2. Sistema:

El sistema de radar consta de un emisor y un receptor. El emisor está constituido por un generador de impulso electromagnético (EM) con un rango de frecuencia de repetición que puede ser elegido entre 0.1 kHz y 3 kHz. Para emitir y capturar las señales, el sistema lo hace a través de dos pares de antenas, un par para el emisor y otro par para el receptor. Ambas antenas son dipolos cargados resistivamente los cuales se colocan a intervalos de un metro. Las dos antenas son idénticas y simétricas alrededor de un punto libre y su longitud está relacionada con el espesor que se quiere evaluar, esto quiere

decir que a mayor espesor mayor debe ser la longitud de las antenas a emplear. Comúnmente se utilizan antenas de 10 metros para espesores de hasta 200 metros y de 20 metros para espesores superiores.

El receptor se basa en un osciloscopio digital que captura la señal y la transmite a un computador portátil donde es analizada. En el receptor, las antenas se conectan a un osciloscopio de captura digital. Los datos son enviados a un disco duro de un computador portátil mediante una conexión vía puerto serial (RS232) y con la ayuda de un software especialmente diseñado para el procesamiento posterior de cada señal.

La medición del espesor de hielo se realiza siguiendo el esquema que aparece en la figura 5.14.

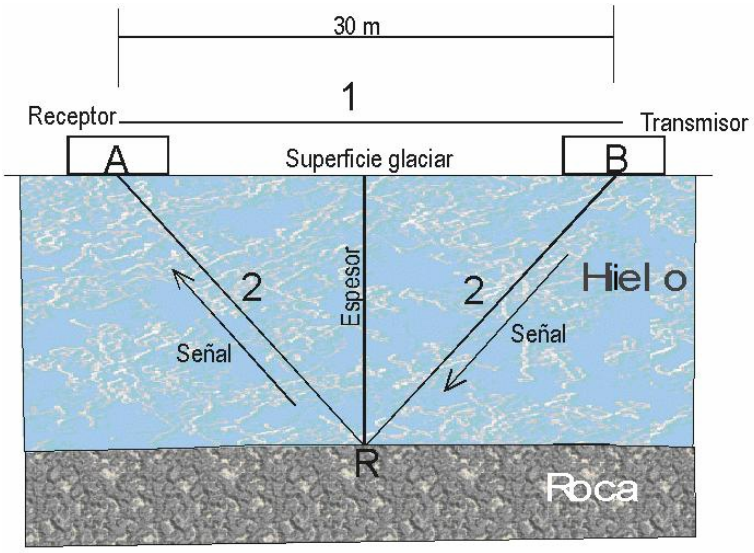
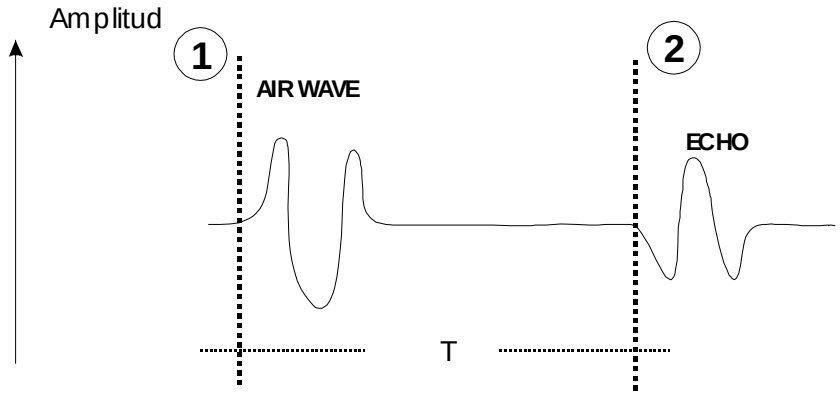


Figura 1. Esquema ilustrativo del trabajo de campo con el sistema de radar de impulso

- Figura 5.14. Ilustración del trabajo de campo con el sistema de radar de impulso.

El emisor **A** y el receptor **B** se ubican sobre la superficie glaciar a una distancia tal que se permita la reflexión de la señal, típicamente 30m. En la figura 5.14, el trayecto **1** es aquel que recorre la onda EM directamente en el aire desde el emisor hasta el receptor y cuya velocidad de propagación es igual a 300 m/µs. La trayectoria **2** representa aquella donde la onda EM viaja a través del glaciar con una velocidad de propagación del orden de 168 m/µs, según Icefield Instrument Inc.(1997). La reflexión de la onda EM en la superficie rocosa representada por el punto R obedece a la ley de Snell. Las coordenadas del punto R de la onda EM sobre el sustrato rocoso son desconocidas inicialmente. Solo el conjunto de los puntos de reflexión puede ser definido. Este conjunto de puntos debe ser la superficie de un elipsoide de rotación que tiene como focos las posiciones del emisor **A** y el receptor **B**. En la medida de las posibilidades, las antenas deben ser ubicadas de tal forma que puedan recibir reflexiones de un plano vertical y perpendicular a la superficie del glaciar y al eje longitudinal de las antenas. Esto permite reducir el elipsoide a una elipse situada en este plano vertical (Funk et al, 1993).

La diferencia de tiempo entre la llegada de la onda en el aire (onda directa) y su respectiva reflexión en el medio glaciar, es el valor que utilizamos para el cálculo del espesor de hielo en el sitio de generación de la onda. Ambos arribos tienen tres lóbulos como se muestra en la figura 5.15.



- Figura 5.15. Trazado ideal de un echo radar

La señal 1 representa el impulso enviado por el emisor al osciloscopio a través del aire. La señal 2, representa el impulso que es reflejado por el sustrato rocoso y que llega como reflexión desde la masa glaciar.

La distancia de separación entre el emisor *A* y el receptor *B* es *AB*. La trayectoria recorrida por la onda EM en el hielo después de salir del emisor y llegar al receptor, pasando por el punto R del sustrato rocoso es *AR + RB.*

El intervalo de tiempo Δt medido en el osciloscopio es la diferencia de tiempo entre la onda EM en el aire y su respectivo eco en el hielo y viene dado por la ecuación (5.1).

$$\Delta t = (AR + RB)\upsilon_E - AB/\upsilon_L \qquad (5.1)$$

donde:

$$\upsilon_E = 168\text{m}/\mu\text{S} \quad \text{y} \quad \upsilon_L = 300\text{m}/\mu\text{S}$$

Como parte final del cálculo de espesor es necesario determinar los parámetros de la elipse en cada medición. Siguiendo la ecuación que describe una elipse con ejes *a* y *b* se tiene:

$$AR + RB. = 2a \qquad (5.2)$$

$$AB^2/2 + b^2 = a^2 \qquad (5.3)$$

Las coordenadas de los puntos *A* y *B* y el intervalo de tiempo Δt permiten obtener la ecuación de la elipse para cada uno de los puntos en donde se ubique el equipo y así

determinar sus parámetros "*a*" y "*b*"(Funk et al, 1993). De esta manera se determina el espesor del hielo para cada punto.

De acuerdo con Narod & Clarke (1994) y teniendo una longitud entre las antenas "d", el espesor del glaciar "*D*" puede ser encontrado a partir de la siguiente expresión:

$$D=1/2\ [168^2(t+d)^2/300-d^2]^{1/2} \quad (5.4)$$

donde:

D = profundidad del hielo en metros.
d = separación de las antenas en metros.
168 m /μs : velocidad de la onda en el hielo
300 m /μs : velocidad de la onda en el aire
t = tiempo de viaje entre la onda de aire y el eco.

La señal 1 representa el impulso enviado por el emisor al osciloscopio a través del aire. La señal 2 representa el impulso que es reflejado por el sustrato rocoso y que llega como reflexión desde la masa glaciar.

Para determinar la línea que define el sustrato rocoso se realizan mediciones sucesivas de espesores de hielo y se calculan las elipses para cada punto. La línea definitiva se determina con la envolvente de todas las elipses propias a cada medición (Funk et al, 1993). Por su tamaño manejable, el sistema de radar es ubicado de manera fácil sobre la superficie del glaciar donde se realizan las mediciones de manera puntual con el siguiente procedimiento:

Inicialmente, se establece el sitio de arranque del trabajo y se define el rumbo de la línea sobre la cual se realizarán todas las mediciones. Enseguida, se ubica el generador de la señal y se extienden las antenas emisoras, luego se mide una distancia de 30 a 50 metros según la forma de la superficie glaciar y en este sitio se ubican las antenas receptoras, el osciloscopio y el computador portable. En el momento de ser generada la onda se captura en el osciloscopio y se pasa al software de procesamiento. Realizada esta operacion, se mueve el generador 30 metros adelante de las antenas receptoras y se repite el proceso de captura de la señal. Este procedimiento se repite a lo largo de la línea de trabajo.

5.6.3. Precisión de las mediciones:

Las principales fuentes de error que se deben tener en cuenta en este tipo de trabajo son:

a) error de lectura de la señal registrada. Este error es generalmente del orden de 0.001 a 0.005 μs correspondiendo a 1-4 metros de espesor de hielo.

b) un error de interpretación del sustrato rocoso a partir de las elipses de espesor. Este tipo de error esta relacionado fundamentalmente con la selección de la mejor disposición de las antenas para así poder lograr que las ondas reflejadas provengan de un plano perfectamente vertical, lo que supone un conocimiento previo de lo

que podría ser el sustrato rocoso. En este punto, la superficie glaciar y su entorno es un buen marcador de lo que se supone puede ser el sustrato rocoso.

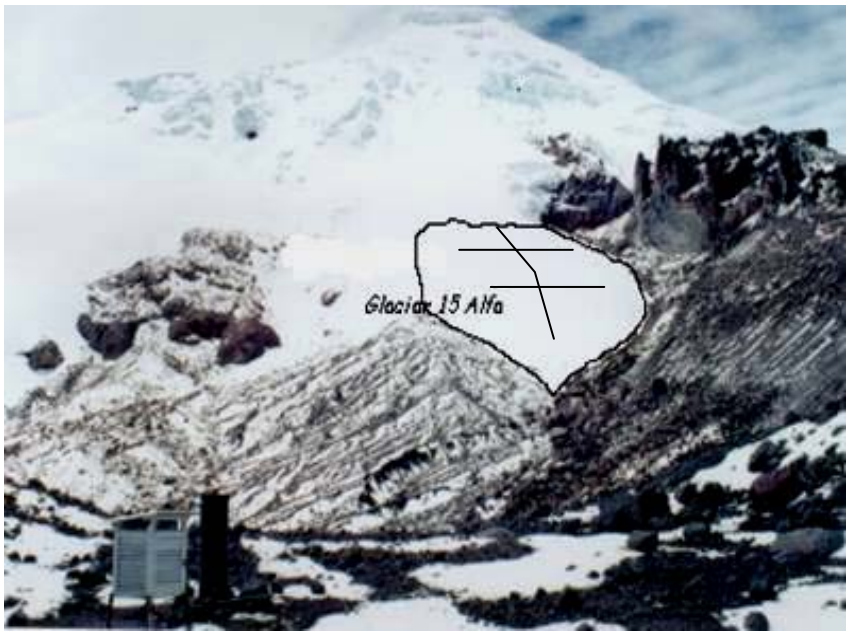
c) la confiabilidad del equipo. Hasta que no se disponga de al menos un dato de perforación de la totalidad de la masa de hielo que sirva de patrón comparativo, no hay otra alternativa que la confiabilidad dada por el fabricante.

d) Las otras fuentes de error se presentan en el calculo de espesores a partir de la interpolación de valores, ya que el sustrato rocoso se asume ligeramente paralelo a la superficie glaciar.. y la falta de mas datos así sean obtenidos por interpolación, para evitar la generalización en el proceso que hace el programa de computo.

5.6.4. Mediciones en la zona de ablación del Glaciar 15α del Antizana:

a) Medidas:

Las medidas de radar se efectuaron a aproximadamente 30 m debajo de la estación meteorológica SAMA (Campbell-2). A partir de este punto y con un azimut de 59 grados se localizaron 9 puntos para espesor de hielo. Posteriormente, se continuó con un azimut de 64 grados hasta completar un total de 15 puntos de medición de espesor, con los cuales se procedió al cálculo de los volúmenes de hielo. En la foto 5.9, se puede observar la zona de estudio y el perfil de georadar realizado. De igual manera se puede apreciar el límite del borde glaciar actual. La longitud del perfil fue de 461 metros.



- Foto 5.9. Vista general de Glaciar 15α del Antizana y las líneas del georadar (J.Ramírez).

b) Procesamiento:

El procesamiento de la información se realiza con la ayuda de los paquetes de computación Surfer®, ACAD 2000® e Ilwis®. Para el cálculo del volumen del casquete glaciar se siguió la siguiente metodología :

1) Digitalización de las curvas de nivel a partir del mapa topográfico. Este mapa posee curvas de nivel con intervalos de 10 m ;

2) Creación del Modelo Digital del Terreno (DTMHIELO). En este modelo se incluye el casquete glaciar como parte del terreno;

3) Elaboración de secciones topográficas a lo largo de las líneas que se utilizaron para la medición de espesores con el radar de impulso. Se midieron 15 puntos en terreno;

4) Elaboración de tres secciones topográficas trazadas en sentido de la dirección de la pendiente e interpolación de los valores de espesor con la ayuda de los 15 valores medidos en terreno

5) Extracción de los valores de espesor en cada punto a lo largo de las secciones topográficas, al igual que los valores de coordenadas X,Y. Se extrajeron 113 puntos para un total de 128 con los cuales se hizo el cálculo final.

6) Sustracción al DTMHIELO los valores de espesor obtenidos en cada punto, para obtener así el valor de altura topográfica del substrato rocoso sin hielo.

7) Eliminación de las curvas de nivel del mapa topográfico que están por encima del límite del glaciar.

8) Adición de los puntos con valor de altura topográfica del substrato rocoso, al mapa topográfico que le fue eliminada la topografía arriba del glaciar.

9) Interpolación entre la topografía abajo del glaciar y los datos de altura topográfica calculados para cada punto del substrato rocoso. Esta interpolación genera el Modelo Digital del Terreno del substrato rocoso sin hielo (DTMROCA)

10) Sustracción del DTMROCA al DTMHIELO. Con este cálculo se obtiene una matriz Píxel Pensional de paralelepípedos en donde la altura es el valor de espesor de hielo y el área el tamaño de Píxel usado en el cálculo.

11) Cálculo del volumen de cada paralelepípedo y sumatoria de los volúmenes individuales para así obtener el volumen del casquete.

c) Resultados :

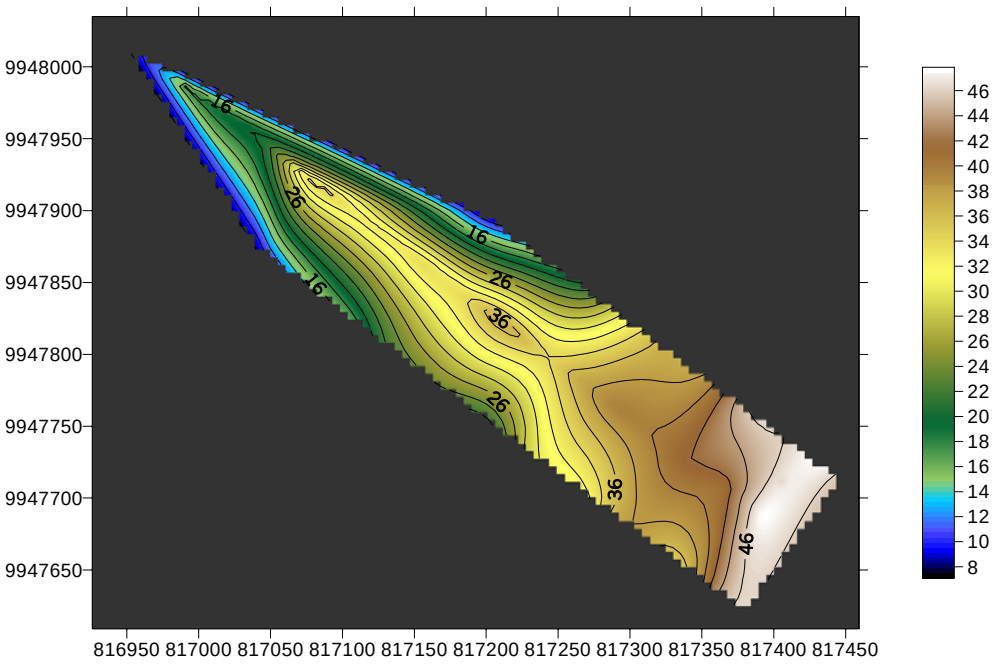
En el cuadro 5.6, se puede apreciar el resumen de los 15 puntos obtenidos al final.

Puntos	Coordenadas Norte	Este	T (μs) reflexión	Espesor m	Altitud m.s.n.m.
1	947914	817069	0.35	34.7	4865
2	947891	817050	0.38	37.4	4865
3	947846	817157	0.35	34.7	4890
4	947822	817139	0.37	36.5	4900
5	947782	817233	0.35	34.7	4925
6	947743	817327	0.37	34.5	4960
7	947730	817319	0.47	45.5	4960
8	947704	817303	0.34	33.8	4960
9	947679	817288	0.39	37.7	4962
10	947729	817435	0.50	48.1	5000
11	947703	817420	0.51	48.9	5002
12	947678	817404	0.50	48.1	5005
13	947652	817389	0.50	48.1	5005
14	947614	817365	0.50	46.5	5002
15	947933	817020	0.20	20.2	4065

- Cuadro 5.6. Resumen de puntos de medición de radar (in Cáceres et al., 2000)

En la figura 5.16, se puede apreciar el DTM correspondiente a los espesores de hielo encontrados en la lengua del Glaciar 15*α*. Los resultados finales para el casquete de hielo que cubre la lengua del Glaciar 15*α* son los siguientes :

- *Altura mínima = 4803 m*
- *Altura máxima = 5005 m*
- *Area de la lengua glaciar estudiada = 91335.6 m²*
- *Máximo espesor de hielo hallado = 48.9 m.*
- *Espesor promedio = 39.3 m.*
- *Volumen del casquete = 1 585.999.5 m³*



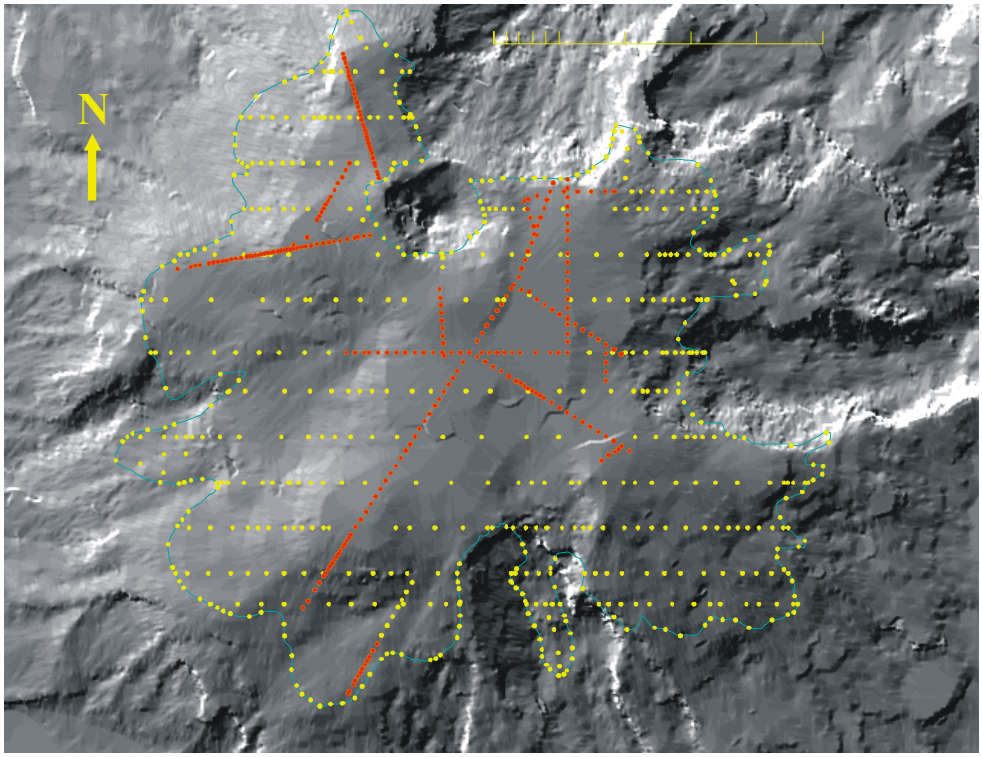
- Figura 5.16. Detalle del DTM correspondiente a los espesores de hielo (Cáceres et al., 2000)

5.6.5. Mediciones de espesores en el volcán Nevado del Ruiz- Colombia:

El volcán nevado del Ruiz se localiza a 4° 54'N y 75° 19'W sobre el eje de la Cordillera Central de Colombia, a una altura máxima de 5320 msnm. y se erige sobre un cono formado por intercalaciones de depósitos piroclásticos y coladas de lava dacíticas producidas por el mismo volcán.

a) Medidas:

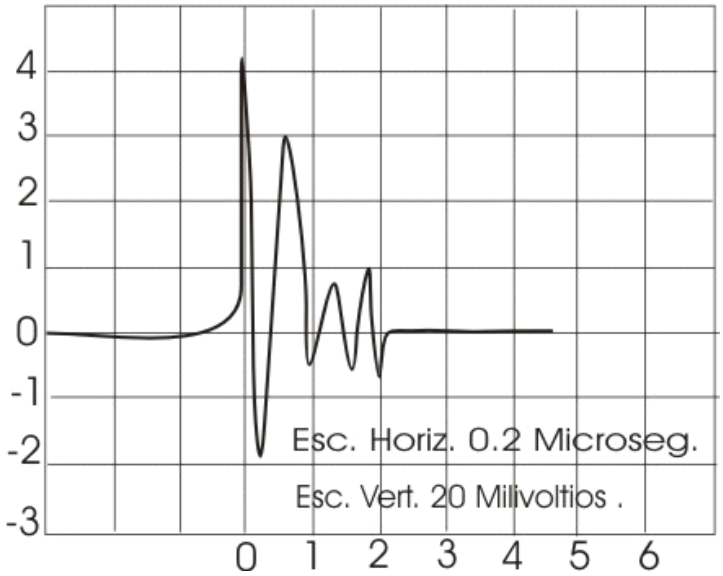
Para la estimación del volumen se realizaron mediciones del espesor del hielo en más de 6 km. lineales de perfil, mediante la utilización de un sistema de radar de impulso y sistema de geoposicionamiento por satélite (GPS) con el objeto de obtener la ubicación precisa de cada lugar de medición. En la foto 5.10 se puede observa la malla de puntos distribuidos sobre los diferentes glaciares del volcán.



- Foto 5.10. Red de puntos de medidas de radar (líneas punteadas) sobre el volcán Nevado del Ruiz

En la foto 5.11 y la figura 5.17, se puede apreciar el sitio y la señal de radar obtenida a partir de una medida de radar con una separación de las antenas de 20 metros. En base a esta señal, se calcularon dos espesores de hielo; uno de 25.3 m y el otro de 34.7 m correspondientes a tiempos de llegada del orden de 0.25 y 0.35 microsegundos respectivamente.

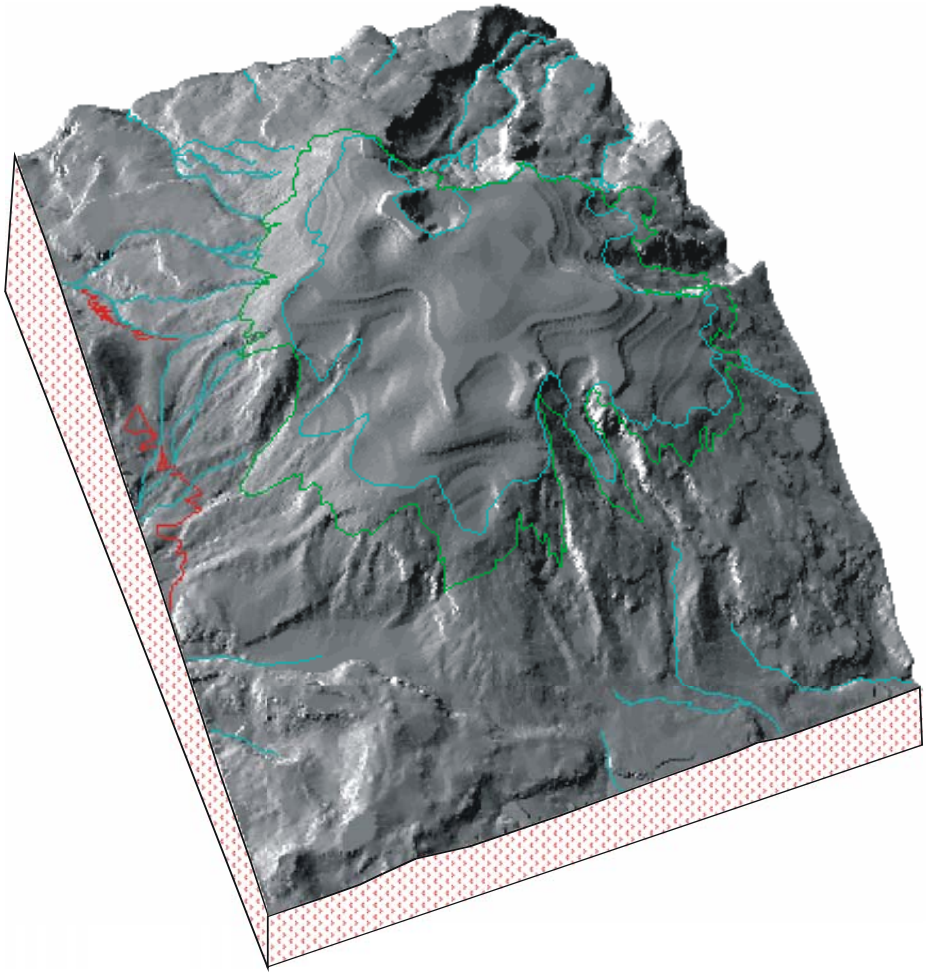
- Foto 5.11. Sitio de medida de la señal de radar (J.Ramírez).



- Figura 5.17. Señal de radar volcán Nevado del Ruiz

b) Procesamiento de la información:

La metodología utilizada para el cálculo de volumen de hielo consistió en la digitalización de la cartografía existente (1:12 500), luego a partir de esta información se procedió al cálculo del modelo de elevación. Sobre este modelo se trazaron las líneas de radar, incluyendo al final 279 puntos. Con la ayuda de cada uno de los perfiles trazados a partir de las medidas de radar, se procedió a interpolar los valores de espesores de hielo para aquellas zonas donde no había sido posible realizar la medición en campo del espesor, obteniendo así un total de 873 puntos que nos serviría para el trazado del sustrato rocoso sobre el cual descansa la capa glaciar. En la figura 5.18 se puede apreciar el modelo de elevación obtenido, como resultado final, a partir de la diferencia del modelo de elevación inicial menos el modelo de elevación del sustrato rocoso.



- Figura 5.18. Modelo de elevación final

c) Resultados:

Los resultados finales para el casquete glaciar que cubre la cima del volcán Nevado del Ruiz son:

- Altura topográfica máxima = 5320 msnm.
- Area del hielo actual = 11.58 km^2
- Máximo espesor de hielo hallado = 190m
- Espesor de hielo promedio = 49m
- Volumen del casquete = 0.57 km3 = 570 000.000 m^3
- Densidad promedio del hielo calculado sobre los primeros 3 m de profundidad = 0.68 g cm^{-3}
- Peso del casquete = 387 600.000 toneladas
- Volumen de agua equivalente = 376 372.426 m^3.

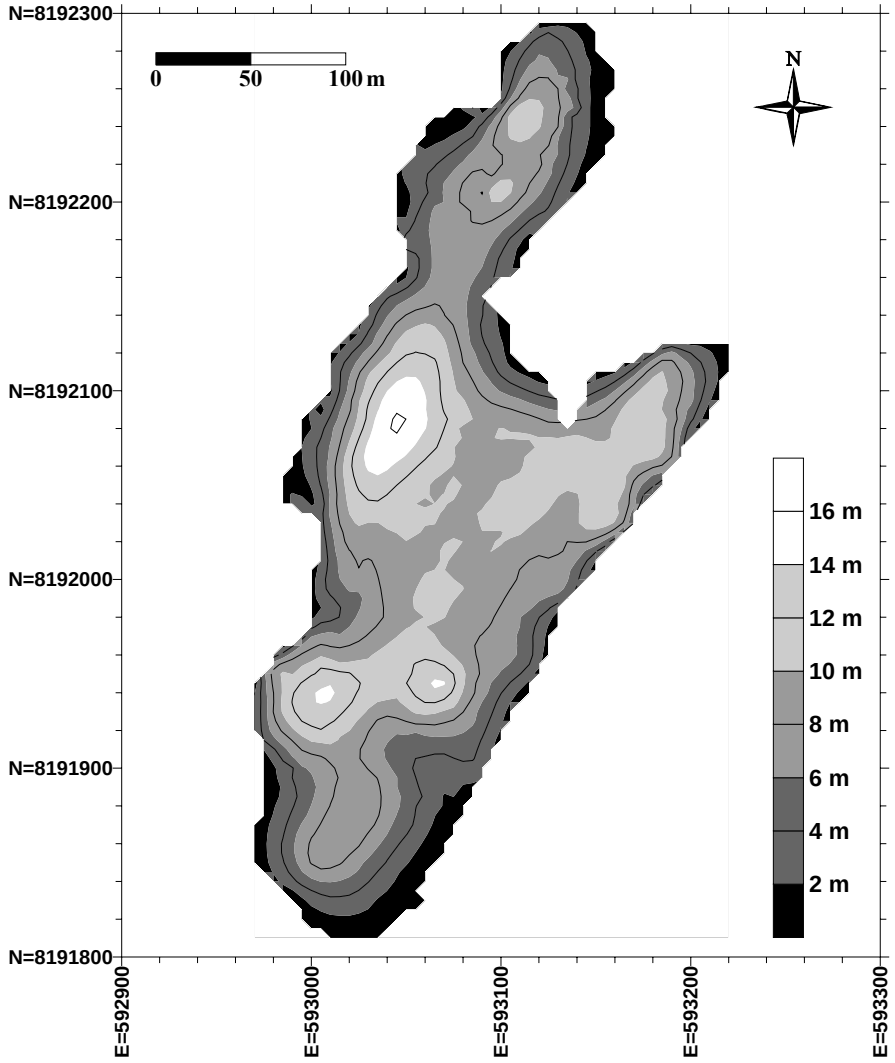
5.6.6. Mapa 3D de Chacaltaya obtenido por GPR de frecuencia 50 Mhz:

a) Medidas:

En 1998, utilizando un georadar « Pulse Ekko 100 » (Sensor and Software Company) y trabajando a una frecuencia de 50 Mhz fue posible trazar dos perfiles longitudinales y ocho perfiles transverales a través del Glaciar de Chacaltaya (Descloîtres et al., 1999; Ramírez et al., 2001). Estos perfiles cubren más 80% de la superficie del glaciar.

b) Resultado:

Se encontró un espesor máximo de 16 m. Un método de *kriging* fue aplicado, con una red de 5 m, para interpolar los datos entre las mediciones de radar. Resultó un mapa de los espesores de hielo que se presenta en la figura 5.19.



- Figura 5.19. Mapa del espesor del Glaciar de Chacaltaya en 1998. Fuente: Ramirez et al., 2001.

5.7. Referencias del capítulo

Cáceres, B., Maisincho, L., Favier, V., Francou, B., Ramirez, J. Chango, R., & Cruz, F. (2002). Glaciar 15 del Antizana (Ecuador). Balance de masa, topografía, meteorología, hidrología y balance de energía. Año 2001. *Rapport 4, IRD, INAMHI, EMAAP-Quito, INAMHI: 100 p. (con una versión CD).*

Cáceres, B., Maisincho, L., Taupin, J.D., Favier, V., Tachker, P., Chazarin, J.P., Francou, B., Cadier, E., & Cruz, F. (2003). El Glaciar 15 del Antizana (Ecuador). Balance de masa, Topografía, Meteorología, Hidrología y Balance de Energía. Año 2002. *Rapport 5, IRD, INAMHI, EMAAP-Quito, 100 p. (con una versión CD).*

Descloîtres, M., Guérin, R., Ramirez, E., Gallaire, R., Ribstein, P., & Valla, F. (1999). Détermination de l'épaisseur des glaciers de Sarennes (Alpes) et de Chacaltaya (Bolivie) par prospection radar au sol à 50 MHz. *La Houille Blanche,* 5 : 29-33.

Funk, M., Bosch, H., & Valla, F. (1993). *Mésures des épaisseurs de glace par la methode radar au glacier de Sarennes*. Inédito.

Icefield Instruments Inc. (1997). Using the Radar. Yukon.

Narod, B. & Clarke, G.K.C. (1994). Miniature High-Power Transmitter for Radio-Echo Sounding, *J. Glaciology*, 40, 134:190-194.

Rabatel, A. (2004). Glaciar Sur del Cerro Charquini. Informe 2004. *Documento GREAT-ICE, IRD-IHH, La Paz, Bolivia, 10p.*

Ramirez, E., Francou, B., Ribstein, P., Descloîtres, M., Guérin, R., Mendoza, J., Gallaire, R., Pouyaud, B., & Jordan, E. (2001). Small glaciers disappearing in the tropical Andes. A case study in Bolivia : Glaciar Chacaltaya (16°S). *J. Glaciology, 47, 157 : 187-194*.

- Foto 5.12. Estación fija del DGPS sobre el BM-1 del Antizana en 2004 (B.Francou)

- Foto 5.12. GPR de 10 MHz con antenas de 10 metros y DGPS durante la campaña de medición sobre el Cotopaxi en enero del 2004. (J.P. Eissen).

6. El Balance Hidrológico

6.1. La cuenca vertiente

6.1.1. Generalidades sobre la cuenca vertiente:

Para los hidrólogos, la noción de cuenca representa la piedra angular de su disciplina, la "piedra roseta" natural, que les permitirá descifrar los comportamientos hidrológicos naturales. La cuenca vertiente se define como el espacio geográfico sobre el cual se basa el análisis del ciclo hidrológico y de sus efectos (Musy y al., 2001). En su utilización hidrológica, la cuenca vertiente es la unidad sobre la cual van a efectuarse balances hidrológicos sobre periodos de tiempo característicos y representativos de los fenómenos y procesos hidrológicos estudiados. En consecuencia, la cuenca vertiente queda definida como un espacio geográfico limitado por su salida (punto de desagüe). Dicho espacio geográfico corresponde a la localizacion sobre el cauce por donde pasará tarde o temprano el agua precipitada, transitada o acumulada sobre la superficie de la cuenca, en sus lagos y dentro de sus suelos. No existe siempre una coincidencia entre las cuencas superficiales y subterráneas: en un punto de salida conocido puede transitar el agua proveniente de regiones exteriores a la cuenca superficial (superficie de la cuenca) o inversamente.

Siempre, es posible determinar los limites de una cuenca superficial sobre un mapa, sobre una foto aérea o imagen de satélite, trazando una línea de demarcación a la altura de la línea de cresta o divisoria de aguas, y después identificando las trazas que conectan esta línea divisoria al punto de desagüe, diferenciando así las zonas donde el agua confluye aguas arriba o debajo de esta salida. La disponibilidad de un par fotográfico permite un análisis estereofotogramétrico que puede ser de gran ayuda. La existencia sobre los mapas de curvas de nivel lo mas precisas posible, o mejor aun si se cuenta con un modelo numérico de terreno, es una ayuda apreciable para la definición de la cuenca vertiente.

Una vez definida dicha cuenca, como el componente espacial del balance hídrico, queda precisar los pasos de tiempo significativos sobre los cuales se efectuarán los balances. La Naturaleza impone al naturalista investigador dos ciclos principales, el ciclo diario con un ritmo en alternancia de días y de noches y el ciclo anual que esta determinado por las estaciones. No es extraño, entonces, de encontrar estos dos pasos de tiempo, el diario y el anual como los principales sobre los cuales se efectuarán los balances.

El estudio de la variabilidad de estos balances caracteriza también la ciencia hidrológica:

- Abajo de los balances diarios, el estudio de la variabilidad infra-diaria utilizará los balances horarios, y por el contrario el estudio supra-diario utilizará los balances semanales, mensuales, etc.
- El estudio de la variabilidad infra-anual o estacionaria, necesitará los balances estacionales y mensuales, acercandose de la escala de tiempo precedente. El estudio de la variabilidad supra-anual se interesará a los balances interanuales, es decir al estudio de los caudales promedios interanuales.

Las cuencas que poseen una superficie glaciar significativa presentan dos grandes diferencias de las cuencas "clásicas":

- Las superficies glaciares y las superficies no glaciares tienen comportamientos hidrológicos extremadamente diferentes resultando de procesos originales y de regímenes hidrológicos diferentes, variando además de acuerdo a su ubicación regional.

- Las dinámicas hidrológicas y glaciológicas se efectúan simultáneamente en la cuenca misma, pero con constantes de tiempo que difieren bastante en orden de magnitud. Mientras la cuenca sin glaciar reacciona a cada evento de lluvia y presenta a menudo una dinámica mas rápida en la escala estacionaria, la cuenca glacial presenta una dinámica donde la inercia es plurianual, ver secular o plurisecular segun el tamaño de sus glaciares.

6.1.2. Generalidades sobre el balance hidrológico:

Un balance de una cuenca con un fuerte componente glaciar no tiene mucho significado sobre pasos de tiempo muy cortos, a la escala horaria o a nivel diario (a excepcion de interesarse en la interface entre el glaciar y la atmósfera, por ejemplo con el balance energético). Las "buenas" escalas de tiempo para los balances de estas cuencas con fuerte componente glaciar se extienden del nivel mensual a interanual, lo que es determinando los dispositivos de medidas y la frecuencias de estas mismas. Sobre un espacio definido, la cuenca vertiente, y para un paso de tiempo definido apropiadamente, la ecuación del balance hidrológico no es otra cosa que la traducción, en este caso particular, de la ecuación de conservación. Lo escribimos clásicamente (Musy A. et al., 2001) de la forma siguiente:

$$P+S=R+E+(S+/-\Delta S) \qquad (6.1)$$

Con:

- P: precipitaciones liquidas y sólidas para el paso de tiempo del balance, [mm]
- S: recursos (agua de superficie y subterránea, humedad del suelo, nieve , hielo, etc.) en aguas dentro de la cuenca al final del paso de tiempo precedente, [mm]
- R: escurrimiento superficial (escurrimiento) y subterráneo (escurrimiento base) durante el paso de tiempo del balance, [mm]
- E: evaporación (de la superficies de agua libre), sublimación (nieve y hielo) y evapotranspiración (cobertura vegetal) durante el mismo paso de tiempo, [mm]
- S+/-ΔS: estados de los recursos al final del paso de tiempo del balance, [mm]

Los componentes del balance hídrico se expresan clásicamente en volúmenes [m^3], o en altura de agua [mm], si los relacionamos con la superficie de la cuenca. Hablaremos entonces de "lamina de agua" (precipitada, escurrida, evaporada, almacenada, etc.). Esta ecuación de conservación aplicada a la cuenca, expresa simplemente que la diferencia entre la cantidad de agua entrante (I) y saliente (O) de un sistema entregado (la cuenca) durante un periodo determinado (el paso de tiempo durante el balance) es igual a la variación del volumen de agua almacenada (ΔS) por el sistema durante el mismo paso de tiempo. Clásicamente, esta diferencia es también llamada déficit de escurrimiento (D) o simplemente "Déficit":

$$I - O = \Delta S = D \qquad (6.2)$$

Con:

- I: volumen entrante [m^3] o [mm],
- O: volumen saliente [m^3] o [mm],
- D: déficit hídrico [m^3] o [mm],

Con nuestras notaciones precedentes, tenemos siempre :

$$I = P \qquad (6.3)$$
$$O = E + R \qquad (6.4)$$

Encontramos la ecuación :

$$P - E - R = \Delta S \quad (6.5)$$

similar a (6.1) si eliminamos la parte estable, *S*, del stock hídrico

En el caso de una cuenca hidrológica simple, relativamente impermeable, sin glaciar ni aguas subterráneas, podemos generalmente considerar ΔS como cero. La ecuación (6.5) se convierte en:

$$E = P\text{-}R \qquad (6.6)$$

Esto viene a decir para este tipo de cuencas, que el déficit D es equivalente a la evaporación (incluyendo la evapotranspiración) de la cuenca, esto se escribe :

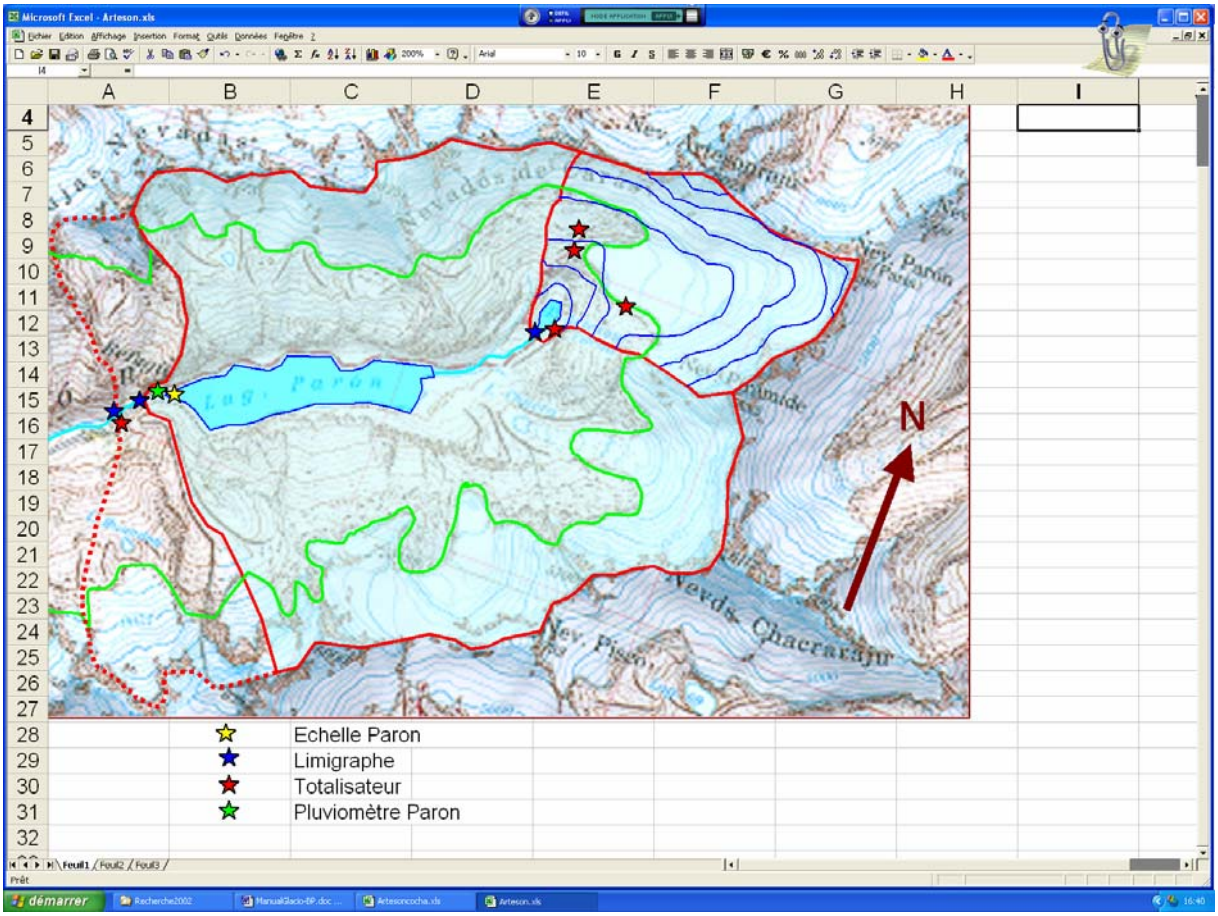
$$P\text{-}R = E \# D \qquad (6.7)$$

6.1.3. Caso particular de una cuenca glaciar:

La formulación precedente puede también aplicarse a las cuencas glaciares con fuerte superficie glaciar, por lo tanto que sus glaciares esten en "equilibrio" con el clima. Esto quiere decir que en promedio interanual los aportes (acumulación) son (en promedio) iguales a sus pérdidas (ablación) por deshielo y sublimación. Lo anterior difiere de la realidad, ya que para estas mismas cuencas glaciares dentro del contexto actual de cambio climático donde la enorme cantidad de agua almacenada por los glaciares es progresivamente restituida a la cuenca por deshielo, mucho mas rápido que la que es renovada por las precipitaciones. **En este caso, no podemos entonces considerar que ΔS sea despreciable**.

Dentro de las condiciones actuales de los glaciares tropicales, podemos continuar en definir el déficit *D* como la diferencia entre *P* y *R*, pero ésta es una definición relativamente abusiva, diferente en todo caso de la definición hidrológica clásica y correcta que lo define como $I - O$, sea $P - R - E$.
Sin embargo, sobre una cuenca glaciar, ningun sabe efectivamente bien medir la precipitación P, y totavía menos la evaporación E... Lo que es medido o más exactamente "estimado" por los glaciólogos, sobre un paso de tiempo de referencia, es la cantidad de nieve y de hielo "acumulada" dentro de la zona de acumulación (sea $P - E$) o desaparecida por ablación dentro de la zona de ablación (sea $P - E - R$). Dentro de todos los casos es muy importante de seguir la evolución del parámetro $P - R$ y considerarlo como el equivalente de un "déficit de escurrimiento", recordándo que el termino *P* no deberia ser la cantidad de precipitación caída sobre el glaciar durante el paso de tiempo del balance (nosotros podemos estimarla por extrapolación desde los valores de la precipitación medidos mas abajo), pero la parte de esta precipitación total que se queda sobre el glaciar al fin del paso de tiempo del balance, después

de la sublimación (zona de acumulación), de la fusión y de la evaporación (zona de ablación), en principio proporcionado por el balance de masa de los glaciólogos...
De todas maneras, la interpretación que puede ser hecha de las variaciones de este déficit *D* es significativa : positivo, el déficit D quiere decir que la cuenca acumula recurso en agua en la reserva de los glaciares que aumentan en volumen y avanzan. Negativo, el déficit D traduce en lo contrario la desglaciación y el retroceso de los glaciares, la cuenca tomando dentro de sus glaciares el suplemento del recurso necesario para equilibrar su balance, el escurrimiento quedando superior a las precipitaciones.



- Figura 6.1. Ejemplo de cuencas fuertemente glaciares, las cuencas de Parón y Artesón

La figura 6.1. muestra a modo de ejemplo, las cuencas Parón y Artesón. La separación entre cuencas glaciares y no glaciares fue hecha sobre el mapa hecho por un equipo austríaco al 1/100000 y realizado a partir de imágenes de satélite de 1991. Las curvas de nivel han sido presentadas sobre la cuenca Artesón. Este tipo de mapa , que puede ser establecido sobre un soporte cartográfico o imagen de satélite, y mejor aun sobre un modelo numérico de terreno (MNT) bastante detallado, permite calcular para cada cuenca las superficies totales, glaciares y no glaciares y el coeficiente de superficie glaciar. Esto representa la relación entre la superficie glaciar y la superficie total de cada cuenca. Se destaca sobre este mapa que la cuenca de Parón ha cambiado a lo largo del periodo de disponibilidad de información. Del origen (1953) de los datos hasta 1994 el limnigrafo había estado instalado aguas debajo de la laguna y de la salida del túnel actual, posteriormente fue destruido como consecuencia de un vaciado anormal y fuerte, después de la instalación de nuevas compuertas en el túnel de evacuación de la laguna Parón. Mas tarde, la cuenca de Parón fue evaluada solamente a traves del balance hidrológico de la laguna Parón, hasta febrero del año 2003, año en que fue

instalado un nuevo control limnigrafico fiable a la salida del túnel de evacuación. Este ejemplo ilustra el interés que puede tener el seguimiento preciso de las modificaciones del equipamiento hidrométrico de una cuenca si queremos disponer de datos coherentes entre ellos, sobre el periodo total de medida.

Conviene recordar que cuando estudiamos una cuenca glaciar, es el estudio de su parte glaciar lo prioritario. La estación limnimetrica que cierra la cuenca, debe ser instalada lo más cerca posible del glaciar de salida a fin de que el coeficiente de superficie glaciar se haga lo mas grande posible. Al parece este parámetro debe ser siempre superior a 0.5 si queremos que los procesos glaciares sean siempre los dominantes y representados de manera significativa por los caudales en la estación limnigráfica.

Esta exigencia de proximidad entre la estación hidrológica y el glaciar entra a menudo en conflicto con otras limitantes. En primer lugar, se puede mencionar, la imposibilidad frecuente de encontrar cerca del glaciar sitios favorables para la instalación de una estación limnigrafica. En segundo lugar, que los escurrimientos sean demasiado difusos para poder ser concentrados hacia la estación. En tercer lugar, que la pendiente o la geometría del cauce no sean compatibles con la instalación de una estación dentro de las reglas de la obra de arte. Finalmente, que la ubicación sea demasiado expuesta a los riesgos glaciares, caidas de seracos, avalanchas, etc.

Por otra parte, es imperativo que el escurrimiento entre el glaciar y la estación limnigrafica sea visible y sencillo: en ningún caso estos escurrimientos deben diseminarse y/o infiltrarse dentro de las morrenas. La existencia de hielo muerto y de karts glaciares entre el frente del glaciar y la estación esta prohibida totalmente. Conviene recordar que el objetivo del estudio es analizar el comportamiento de un glaciar a través de sus escurrimientos y no el comportamiento de estos escurrimientos antes de su llegada a la estación limnigrafica.

Si estas condiciones no pueden ser respetadas, lo mejor es cambiar de glaciar (de la misma manera que los glaciólogos renunciarón a estudiar un glaciar demasiado peligroso y agrietado para ser equipado de balizas, o mal delimitado con sus vecinos). La calidad de las medidas hidrológicas dependen primeramente, en general, de la calidad de la estación limnigráfica. Esto quiere decir que se debe escoger su implantación adecuada. Lo anterior cobra una importancia mas significativa en el caso de las cuencas glaciares.

6.2. Medida de las precipitaciones *(adaptado de Musy et al., 2001)*

(ver también los capítulos 7.1 y 7.2)

Para el hidrólogo que no quiere estudiar solamente los escurrimientos, pero entender el funcionamiento de la cuenca explicando como una parte solamente de las precipitaciones se escurre en el punto de salida (desagüe), con un retrazo variable, es indispensable conocer lo mejor posible la precipitación P sobre la cuenca total.

Con el escurrimiento R, que sale de la cuenca, la precipitación P es indispensable para calcular los dos principales parámetros hidrológicos que podemos deducir de ellos: el déficit D que es su diferencia ($D = P - R$) y el coeficiente de escurrimiento K que es su relación ($K = R / P$). La medida de la precipitación no es simple, esto es debido a que no es posible hacer una medida global de la precipitación sobre una cuenca. Los métodos que teóricamente harían esto posible (radares metereologicos en el suelo o embarcados sobre satélites) se encuentran

en estado embrionario y su utilización en zonas montañosas es mas un problema que una ayuda. La evaluación de la precipitación sobre una cuenca se hace por la extrapolación de medidas puntuales, sin olvidar que por otra parte se tienen problemas con ellas.

6.2.1. Medida de la altura del agua precipitada:

Cualquiera que sea el tipo de precipitación, liquida o sólida, medimos la cantidad de agua caída durante un cierto lapso de tiempo. La presentamos generalmente en altura de precipitación, o lámina de agua precipitada por unidad de superficie horizontal (mm). Definimos también su intensidad (mm/h) como la altura de agua precipitada por unidad de tiempo. La precisión de la medida no es mejor que el orden de 0,1 mm y mas a menudo del mm. En Suiza, toda precipitación superior a 0.5 mm es considerada como lluvia efectiva.

Los diferentes instrumentos que permiten la medida de las precipitaciones, son descritos mas adelante en el capitulo 7. Indicamos acá solo los dos aparatos fundamentales de medición:

- **El pluviómetro:**

Instrumento basico para la medición de precipitaciones liquidas o sólidas. Dicho instrumento, indica la cantidad total de agua precipitada y recibida al interior de una sección calibrada de superficie variable (100, 314, 400, 1000 cm^2, etc) dentro de un intervalo de tiempo que separa dos observaciones (3, 6, 24 horas, etc.). Tomando en cuenta la superficie calibrada, unas probetas graduadas en altura de agua precipitada o un cálculo simple transformando el volumen recibido en altura de agua, permitien una medida directa o indirecta de la altura de precipitación. En general, el volumen de agua recibido es medido todos los días a la misma hora (6 o 7 de la mañana a menudo). En esto caso, la altura de agua medida debe ser atribuida al día que comienza en la víspera a las 7h00. Además de los riesgos considerables de error pueden proceder de malos cálculos o de la elección de una mala probeta correspondiente a una mala superficie de intercepción, el principal inconveniente de un pluviómetro es que necesita obligadamente un observador, esto es raramente posible cerca de los glaciares en estudio.

La instalación de redes de pluviómetros “totalizadores”, a observación lo mas a menudo de nivel mensual en concordancia con los balances de masa, descritos en el capitulo 7.1, es a menudo la única alternativa restante. Por otra parte, ellos recogen mejor que los pluviómetros clásicos, las precipitaciones sólidas (nieve y granizo) frecuentes dentro de las zonas glaciares.

- **El pluviógrafo:**

Instrumento que capta la precipitación de la misma manera que el pluviómetro pero con un dispositivo automático de registro, permite conocer: la altura total de agua, su distribución en el tiempo, ciertas veces la intensidad (ver capitulo 7.2). El conocimiento de las intensidades de las precipitaciones es extremadamente útil para un buen análisis hidrológico de las pequeñas cuencas, sobre todo para su dinámica rápida. El pluviografo, salvo para los modelos especiales que tienen un importante consumo de energía, no es apropiado para la medida de precipitaciones sólidas. La fuerte inercia que acompaña la mayor parte de los procesos de las cuencas glaciares, junto con sus dificultades de explotación, hace muy a menudo inútil, o por lo menos de poca importancia, la instalación

de pluviografos en la proximidad de los glaciares, si este no está a veces dentro de su parte no glaciar.

Las medidas puntuales adquiridas al nivel de pluviómetros o de pluviografos son analizadas y controladas con diferentes tratamientos estadísticos.

6.2.2. Noción de aguacero y de intensidad:

Definimos en general por "aguacero" un conjunto de lluvias asociada a una perturbación metereológica bien definida. La duración de un aguacero puede variar de pocos minutos a una centena de horas y puede abarcar una superficie de pocos kilómetros cuadrados (tormenta) a varios millares (lluvias ciclónicas). Definimos finalmente un aguacero como un episodio lluvioso continuo, pudiendo tener varios puntos de intensidad. La intensidad media de un aguacero se define como la relación entre la altura de lluvia observada y la duración *t* del aguacero:

$$i_m = h / t \quad (6.8)$$

Con:

i_m : intensidad media de la precipitación [mm/h, mm/min] o en función de la superficie [l/s.ha],

h : altura de la lluvia del aguacero [mm],

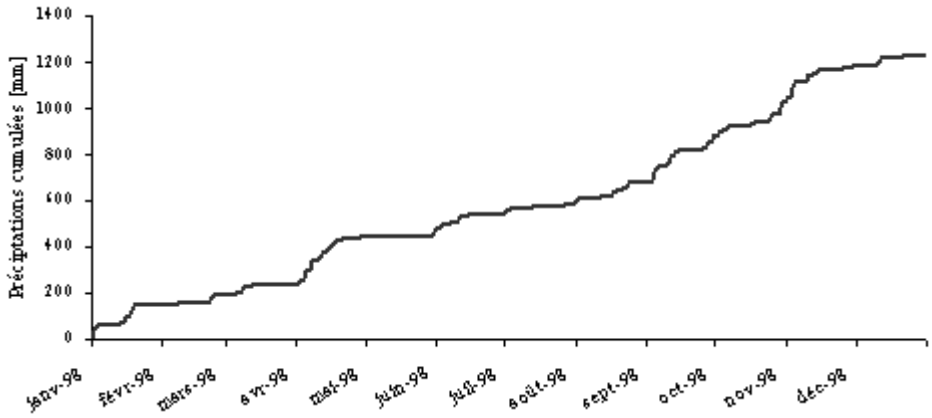
t : duración del aguacero [h o min].

La intensidad de las precipitaciones varía cada instante en el curso de un mismo aguacero siguiendo las características metereológicas de aquel. En lugar de considerar el aguacero entero y su intensidad media, podemos interesarnos en las intensidades observadas sobre unos intervalos de tiempo al curso de los cuales tendríamos registrado las mas grandes alturas de lluvia. Hablamos entonces de *intensidad máxima.*

Dos tipos de curvas deducidas de los registros de un pluviografo (pluviograma) permiten analizar los aguaceros de una estación:

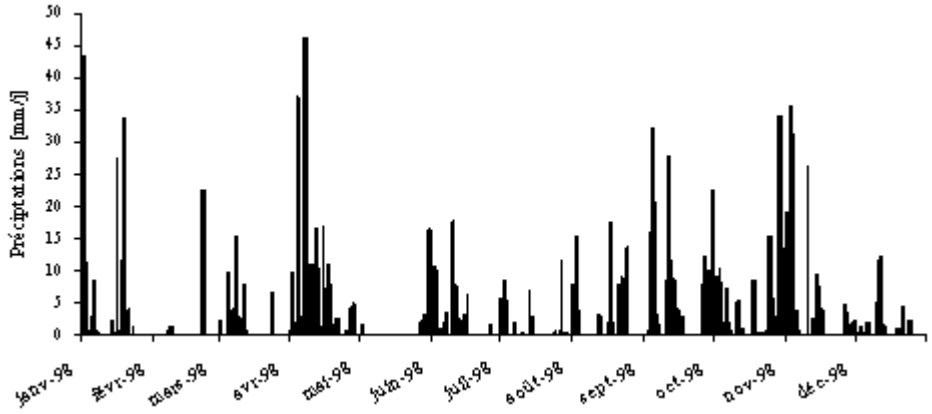
- La curva de alturas de lluvia acumulada,
- El hietograma.

- **La curva de las alturas de lluvia acumulada** representa en el eje de ordenadas, para cada instante t, la integral de la altura de lluvia caída desde el comienzo del aguacero.



- Figura 6.2. Curva de las lluvias acumuladas

- **El hietograma** corresponde a la representación, bajo la forma de un histograma, de la intensidad de la lluvia en función del tiempo. Representa el gradiente en un punto dado, en relación con el tiempo, de la curva de las precipitaciones acumuladas. Los elementos importantes de un hietograma son el paso de tiempo *Dt* y su forma. Comúnmente, escogemos el mas pequeño paso de tiempo compatible con las capacidades de los instrumentos de medida. En cuanto a la forma del hietograma, ella es en general una característica del tipo de aguacero y varia de un evento a otro.



- Figura 6.3. Hietograma

6.2.3. Transformación de lluvias puntuales a lluvias medias sobre una superficie:

Entre los métodos generalmente propuestos para calcular el promedio de las lluvias a partir del conjunto de medidas puntuales obtenidas en varias estaciones pluviométricas sobre la cuenca o en su proximidad, distinguimos el método del promedio aritmético, el método del polígono de Thiessen y la utilización de isoyetas. La elección del método dependerá particularmente de la longitud de la serie de datos que disponemos, de la densidad de la red de medida y de la variación del campo pluviometrico.

6.2.4. Cálculo de la media aritmética:

Este método es el mas simple que consiste en calcular el promedio aritmético de los valores obtenidos en las estaciones estudiadas, se aplica únicamente si las estaciones son bien repartidas y si el relieve de la cuenca es homogéneo. Este método es particularmente mal adaptado a las zonas montañosas donde existe un fuerte gradiente altitudinal y donde los pluviometros se ubican principalmente en los valles y no sobre las altas montañas de la cuenca. Necesitamos entonces preferentemente usar métodos gráficos (traza de isoyetas) o estadísticos que permitan obtener pesos diferentes a cada punto de medida (promedios ponderados).

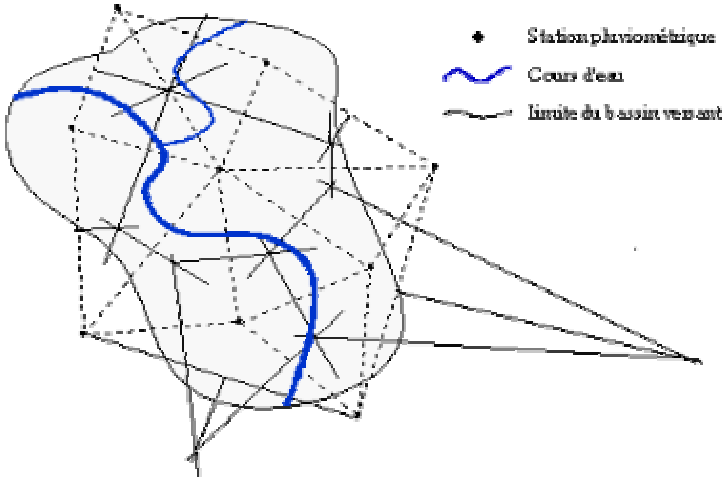
6.2.5. Cálculo de la media ponderada – método del polígono de Thiessen:

El método de los polígonos de Thiessen es el mas corrientemente utilizado, porque su aplicación es sencilla y entrega generalmente buenos resultados. Este método conviene cuando la red pluviométrica no es homogénea espacialmente (pluviómetros distribuidos irregularmente).
Este método permite estimar valores ponderados tomando en consideración cada estación pluviométrica. Este asigna a cada pluviométro una zona de influencia de área, en porcentaje de superficie de la cuenca, que representa el factor de ponderación del valor local. Las diferentes zonas de influencia son determinadas por recorte geométrico de la cuenca sobre un mapa topográfico. La precipitación media ponderada P_{med} para la cuenca, se calcula entonces efectuando la suma de las precipitaciones P_i de cada estación, multiplicadas por sus factores de ponderación (área A_i), todo dividido por la superficie total A de la cuenca. La precipitación promedio sobre la cuenca se escribe (6.9):

$$P_{med} = (\Sigma A_i * P_i) / A \qquad (6.9)$$

Con:

P_{med} : Precipitación media sobre la cuenca,
A : área total de la cuenca,
P_i : precipitación registrada sobre la estación i,
A_i : superficie del polígono asociada a la estación i.



Estación pluviométrica

Curso de agua

Limite de la cuenca

- Figura 6.4. Ejemplo de determinación de los polígonos de Thiessen.

Las estaciones disponibles ubicadas sobre una carta geográfica, trazamos una serie de segmentos derechos releyendo las estaciones adyacentes. Trazamos perpendiculares al centro de cada línea (mediatrices); las intersecciones de éstas perpendiculares determinan los polígonos.

En cada polígono, la altura de precipitación escogida es la de la estación ubicada al interior de ella misma. Los lados del polígono y/o la línea de partición de aguas representan los limites del área (y del peso) acordados a cada estación. El área de cada polígono A_i es determinado por planímetro o numéricamente.

Otros criterios para la determinación de los valores de ponderación pueden ser adoptados. Estos pueden estar determinados en función del aguacero, del relieve, de la posición geográfica, etc.

6.2.6. El método de las isoyetas (isovalores):

El método mas riguroso, pero que presenta el inconveniente de quedar muy fastidioso a pesar de los medios actuales, es basado en el método de las isoyetas.
Las isoyetas son las líneas de un mismo valor de lluvia (isovalores de las lluvias anuales, mensuales, diarias, etc.). Gracias a los valores pluviométricos adquiridos en cada estación de la cuenca y a las otras estaciones vecinas, podemos trazar la red de las isoyetas. El trazo de las isoyetas no es unico como el de las curvas de nivel. Este debe de ser diseñado con el máximo de verosimilitud teniendo en cuenta la región, la red, la calidad de la medida, etc. En el caso de las cuencas de montaña, para el trazo de las isoyetas, necesitamos poner en cuenta el gradiente altitudinal, esto quiere decir la relación lluvia / altitud. Prácticamente, esto conduce casi siempre al trazo de isoyetas paralelas a las curvas de nivel. Existen hoy en día métodos que efectúan el trazo de isovalores por medios estadísticos elaborados (técnicas de krigeaje). Pero la utilización de estos métodos presenta problemas en las zonas de alta montaña con la escasez o la ausencia de datos. Cuando las curvas isoyetas han sido trazadas, la lluvia promedia puede ser calculada de la manera siguiente :

$$P_{med} = (\sum_{i-1}^{K} A_i * P_i) / A, \text{ con } P_i = (h_i + h_{i+1}) / 2 \qquad (6.10)$$

Con :

P_{med} : precipitación promedia sobre la cuenca.

A : superficie total de la cuenca y A_i : superficie entre dos isoyetas i y i +1

K : numero total de isoyetas

P_i : promedio de alturas h de precipitaciones entre dos isoyetas i y i + 1

6.2.7. El método « precipitación / altitud »:

Cuando el número de puntos sobre la cuenca es débil, donde se conoce la precipitación, es siempre interesante reagrupar todo lo que es conocido en materia de precipitación en torno a la cuenca.

Cuando el paso de tiempo tomado en cuenta es bastante grande (meses, años, interanual, etc) observamos en general que aparece una relación entre la precipitación y la altitud. Por exemplo, en la Cordillera Blanca, la precipitación crece con la altitud, pero podria ser al contrario en otras cuencas... Esta relación es generalmente una característica de una cuenca (o de un grupo de cuencas vecinas), es decir dentro de un contexto geográfico y climático, de una orientación preferencial de las cuencas, de una hipsometria entregada, etc. Dentro del mejor de los casos, esta relación se conserva para pasos de tiempo diferentes. Esto no es generalmente válido para los pasos de tiempo demasiado cortos, y "*a fortiori*" a la escala del aguacero cuya repartición sobre todo en montaña, es extremadamente aleatoria. Sin embargo, dentro del caso de la Cordillera de los Andes, las precipitaciones orográficas son lo más a menudo centradas sobre los relieves, y entonces sistemáticamente las partes mas bajas son las mas secas, lo que se traduce bien en el aumento observado de la precipitación de acuerdo con la altitud.

En la literatura, existen pocos datos publicados sobre la evolución de las precipitaciones para las grandes altitudes. Dentro de las islas tropicales (Guadalupe, Martinica, La Reunión, etc.) o sobre los macizos tropicales (Monte Camerún, Andes Bolivianos, etc.), admitimos generalmente que después de una fase de aumento regular de las precipitaciones con las altitudes crecientes, se llega a un piso maximo (después a una tendencia inversa de disminución, cuando las altitudes continúan creciendo). La altitud de este limite es variable y depende de las características climáticas y aerológicas del lugar. En el caso de la Cordillera de los Andes, la situación parece extremadamente variable: en Bolivia sobre la Cordillera Real, las precipitaciones parecen ser mas o menos estables (alrededor de 1000 mm), a partir de 4500 metros de altitud. En la Cordillera Blanca, parecería que el aumento de la precipitación podría proseguirse mas alto. Sobre su vertiente noreste, en Safuna hacia 4500 metros, observamos precipitaciones que alcanzan 1500 mm en valores interanuales. Al sur de la Cordillera Blanca, en Cahuish a 4800 metros de altitud, la precipitación es aun superior a 1000 mm. En el norte de la Cordillera Blanca, en los valles relativamente cerrados que parten hacia el oeste, las precipitaciones son mas débiles (alrededor de 830 mm para Parón a 4200 metros de altitud, y de 630 mm para Llanganuco a 3900 metros de altitud). Por lo tanto, las acumulaciones medidas por abajo de 5000 metros sobre el glaciar de Artesoncocha parecen entregar valores netamente superiores a 1000 mm, lo que indicaría que la precipitación continuaría acá creciendo con la altitud.

Podemos por otra parte interrogarnos sobre la naturaleza de estas precipitaciones y asimismo sobre la adecuación de la palabra "precipitación" en esta situación particular donde se observa la formación de cornisas de nieve impresionantes por accreción de la humedad de las nubes arrastradas por el viento del este que pasan sobre las crestas y se congelan al contacto de las cornisas que se desarrollan en forma de hongos inestables.
El método precipitación / altitud consiste pues en establecer con todos los datos disponibles (precipitaciones de las estaciones pluviométricas, pero también equivalentes en agua de las acumulaciones de nieve) una relación la mas fiable posible entre la precipitación y la altitud para cada cuenca o grupo de cuencas.

La escasez de los datos hace mas a menudo que sea ilusorio escoger una curva muy compleja y una simple línea de correlación resuelve el problema. Para la cuenca y para el paso de tiempo escogido, entonces es posible definir para cada clase de altitud determinada por un MNT, un valor promedio de lluvia. La precipitación promedio sobre la cuenca es reconstituida (de la misma manera que el método de las isoyetas) utilizando el peso de cada traza altitudinal, según la formula siguiente:

$$P_{med} = (\sum_{i-1}^{K} A_i * P_i) / A, \text{ con } P_i = f(h_i, h_{i+1}) \qquad (6.11)$$

Con :

P_{med} : precipitación media sobre la cuenca,

A : superficie total de la cuenca y A_i : superficie entre las dos líneas de nivel i y i+1,

K : numero total de clase de altitud,

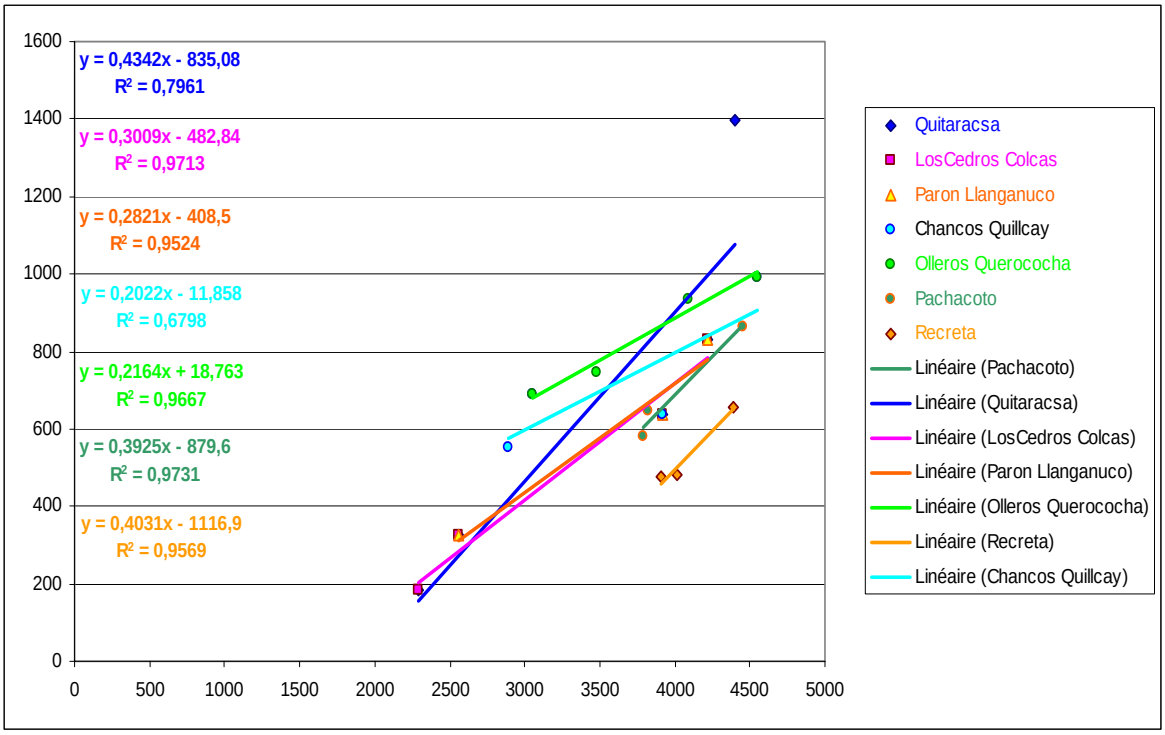
P_i : altura h de precipitaciones calculada para la traza entre las líneas de nivel i y i+1.

Los gráficos y tablas siguientes ilustran los resultados de este método, en la escala interanual, realizada para diversas cuencas de la Cordillera Blanca.

Este método parece ser el mejor entre los disponibles dentro de un contexto de alta montaña que dificulta la adquisicion de datos e influye en su calidad. Dicho metodo presenta al menos la ventaja de ser "automático" y de generar lluvias medias de manera autónoma y homogénea requiriendo que el usuario intervenga solamente en la elección de las estaciones retenidas y de las curvas que representan la relación precipitación / altitud

Station pluvio	LATini	LONGini	ALTini	T-hid
Safuna	8:50:00	77:37:00	4400	*1397*
Paron	8:59:57	77:41:05	4215	830
Caraz	9:02:43	77:48:25	2286	182
Llanganuco	9:04:43	77:39:05	3918	637
Yungay	9:09:09	77:44:28	2557	324
Chancos	9:19:10	77:34:30	2895	552
Huaraz-Quillcay	9:29:34	77:30:49	3050	689
Cahuish	9:41:05	77:15:17	4550	989
Querococha	9:43:46	77:19:57	4087	935
Ticapampa	9:45:09	77:26:32	3480	744
Shacaypampa	9:45:13	77:23:46	3820	645
Pachacoto	9:51:12	77:24:04	3786	583
Collota	9:57:02	77:19:33	3910	478
Yanacocha	10:02:27	77:12:27	4450	866
Recreta	10:02:27	77:17:00	4020	480
Punta Moron	10:05:00	77:12:21	4390	658

- Tabla 6.1. Datos pluviométricos de la Cordillera Blanca que han servido para el establecimiento de las curvas lluvia / altitud.



- Figura 6.5. Curva lluvia / altitud para algunas cuencas de la Cordillera Blanca.

Altitud	Quitaracsa	Los Cedros	Colcas	Paron	Llanganuco	Chancos	Quillcay	Olleros	Querococha	Pachacoto	Recreta	Arteson
1400-1600	0,14											
1600-1800	0,41											
1800-2000	0,54	0,09										
2000-2200	0,49	0,54	0,57									
2200-2400	0,75	0,99	1,78									
2400-2600	0,73	1,15	2,44									
2600-2800	0,92	1,47	3,60									
2800-3000	1,26	2,20	3,22			1,01						
3000-3200	1,54	2,52	2,11			3,99	1,11					
3200-3400	2,06	1,94	1,90			6,84	2,71					
3400-3600	2,99	2,93	2,14			7,46	4,14	1,85				
3600-3800	4,34	3,07	3,05			4,52	6,13	6,43		0,98		
3800-4000	7,28	4,55	5,70		6,07	4,79	7,70	9,52	3,69	6,82		
4000-4200	16,79	7,34	5,82	7,54	5,79	6,55	8,92	16,99	10,70	7,89	48,51	
4200-4400	21,67	8,36	8,22	8,13	8,15	8,38	8,42	12,46	19,60	12,89	23,79	1,66
4400-4600	15,61	11,47	11,08	8,28	13,96	11,02	9,93	14,04	28,74	17,66	18,11	5
4600-4800	9,96	12,72	15,23	11,08	16,03	12,53	13,79	15,31	23,59	23,24	7,90	8,33
4800-5000	6,53	16,17	14,77	19,11	16,55	10,81	15,31	12,09	12,32	18,94	1,64	33,33
5000-5200	3,58	10,11	9,39	18,80	12,85	8,74	12,35	7,28	1,35	9,32	0,04	25
5200-5400	1,57	8,15	5,39	16,46	7,88	6,17	5,80	3,22		1,75		13,33
5400-5600	0,66	3,36	2,43	7,66	4,56	3,75	1,94	0,70		0,50		8,33
5600-5800	0,19	0,64	0,90	2,59	3,09	2,00	1,02	0,10				3,33
5800-6000	0,00	0,19	0,25	0,35	2,21	1,11	0,63					1,66
6000-6200		0,04	0,04		1,13	0,32	0,09					
6200-6400					0,74							
6400-6600					0,65							
6600-6800					0,35							
Total (%)	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,97

- Tabla 6.2. Distribución hipsométrica de las cuencas de la Cordillera Blanca.

Altitud	Quitaracsa	Los Cedros	Colcas	Paron	Llanganuco	Chancos	Quillcay	Olleros	Querococha	Pachacoto	Recreta	Arteson
Pluie Moy (mm)	**999**	**857**	**823**	**976**	**954**	**881**	**901**	**979**	**993**	**922**	**609**	**1016**
1400-1600	28,66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1600-1800	81,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1800-2000	107,93	18,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2000-2200	98,07	108,83	114,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2200-2400	150,71	207,79	371,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2400-2600	183,27	310,35	656,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2600-2800	310,40	483,16	1185,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2800-3000	532,79	856,05	1254,95	0,00	0,00	580,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
3000-3200	786,80	1134,97	949,26	0,00	0,00	2453,31	684,95	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
3200-3400	1233,36	991,18	966,91	0,00	0,00	4482,02	1777,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
3400-3600	2047,81	1673,84	1218,42	0,00	0,00	5188,42	2878,29	1437,67	0,00	0,00	0,00	0,00
3600-3800	3349,04	1932,53	1922,29	0,00	0,00	3331,20	4512,29	5267,02	0,00	563,07	0,00	0,00
3800-4000	6246,26	3142,09	3938,55	0,00	4199,16	3722,14	5982,55	8213,71	3181,43	4441,39	0,00	0,00
4000-4200	15867,03	5514,27	4372,34	5641,26	4331,11	5353,79	7290,11	15394,94	9697,22	5759,47	25994,01	0,00
4200-4400	22360,79	6778,51	6670,59	6543,73	6556,65	7186,59	7221,69	11825,18	18606,63	10418,62	14667,00	1335,52
4400-4600	17461,02	9990,70	9651,00	7125,22	12018,20	9899,68	8916,75	13938,68	28527,31	15661,35	12625,51	4304,75
4600-4800	12007,19	11844,53	14181,89	10163,82	14701,84	11761,03	12943,50	15860,75	24435,32	22430,64	6146,05	7641,69
4800-5000	8439,54	16033,12	14641,18	18613,98	16117,60	10582,41	14988,54	13051,63	13300,09	19763,13	1405,20	32456,42
5000-5200	4938,79	10631,22	9881,11	19369,59	13233,65	8907,22	12589,47	8169,23	1518,12	10457,50	37,48	25755,25
5200-5400	2302,38	9059,47	5991,49	17881,38	8562,33	6539,74	6143,57	3750,80	0,00	2098,35	0,00	14484,78
5400-5600	1018,66	3935,62	2842,68	8754,81	5207,06	4127,10	2138,84	850,81	0,00	643,42	0,00	9521,61
5600-5800	305,16	794,82	1107,81	3102,97	3707,00	2280,72	1168,11	126,33	0,00	0,00	0,00	3994,24
5800-6000	4,58	248,65	316,82	441,95	2776,04	1315,41	738,64	0,00	0,00	0,00	0,00	2084,78
6000-6200	0,00	48,05	50,52	0,00	1478,93	388,89	112,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
6200-6400	0,00	0,00	0,00	0,00	1012,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
6400-6600	0,00	0,00	0,00	0,00	932,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
6600-6800	0,00	0,00	0,00	0,00	519,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total (%*mm)	99861,24	85738,01	82285,19	97638,71	95354,12	88100,24	90087,06	97886,75	99266,12	92236,94	60875,25	101579,03

- Tabla 6.3. Cálculo de la lluvia media por el método lluvia / altitud.

6.3. Medida de los caudales *(adaptado de Musy et al., 2001)*

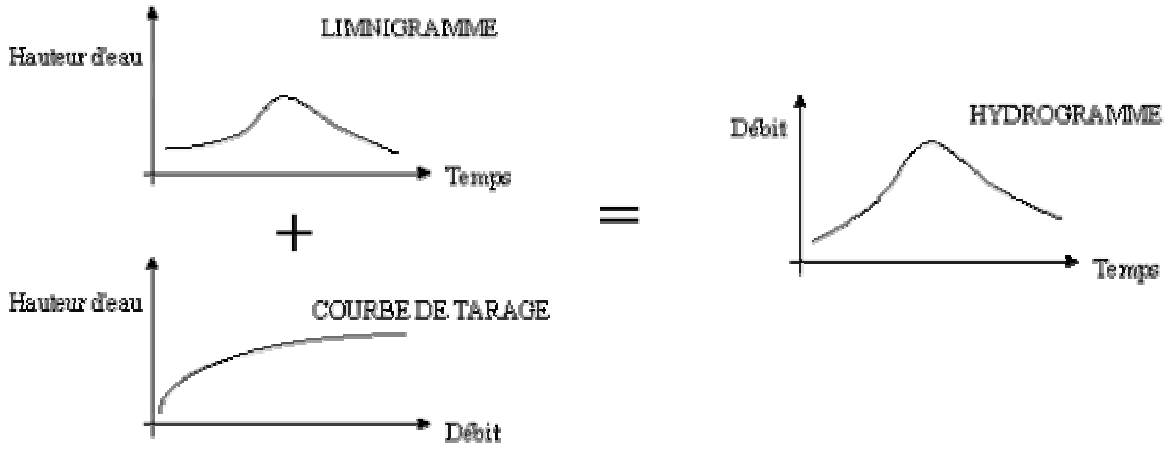
Llamamos "hidrometría" al conjunto de técnicas de medición de los diferentes parámetros que caracterizan los escurrimientos de cursos de agua naturales o artificiales de las cuencas vertientes. Las dos variables principales que caracterizan un escurrimiento son:

- La cota del espejo de agua libre, notada H y expresada en metros. Su medida concierne a la limnimetría.
- El caudal del curso de agua es denotado Q y se expresa en m^3/s o l/s, representando el volumen total de agua que atraviesa una sección recta del curso de agua durante la unidad de tiempo considerada. Su medida es el resultado de la caudalometría.

6.3.1. Altura del agua y curva de calibración:

El nivel de agua de un tramo del curso de un río es fácilmente observable. Dichas observaciones seran representativas unicamente del segmento observado (que puede estar sometido a rápidas modificaciones) y no de la totalidad del rio. Solo la variable caudal refleja físicamente el comportamiento de la cuenca y puede ser interpretada en el tiempo y en el espacio.

En lugar de una medida directa y continua de los caudales disponemos, en general; de un registro de las variaciones de altura del agua en una sección dada (estación limnimétrica). Se puede pasar entonces desde esta curva de altura de agua en funcción del tiempo, $H=f(t)$, (llamada "limnigrama") a la curva de caudales, $Q=f(t)$, (llamada "hidrograma") considerando como intermediario una curva de calibración, $Q=f(H)$, (figura siguiente)



- Figura 6.6. Pasaje de un limnigrama a un hidrograma por la intermediación de la curva de calibración. Temps = Tiempo; Débit = Caudal; Hauteur d'eau: Altura del agua.

Una **curva de calibración** es generalmente obtenida a traves de la medición de caudales instantáneos en terreno (campaña de aforos), cuyas frecuencias determinan tanto la calidad como la precisión de la curva de calibración y de los hidrogramas obtenidos.

Para poder determinar una curva de calibración es necesario contar con un numero de puntos que se aproxima por lo menos a la decena. Ellos deben estar distribuidos tanto en las aguas bajas como en las altas.

Llamamos "aforo" al conjunto de operaciones destinadas a medir el caudal de un río. Es necesario verificar constantemente una curva de calibración con el fin de tomar en cuenta eventuales deficiencias del aparato de medida o de modificaciones propias de la sección del curso de agua.

Una estación limnimetrica posee tres cualidades/caracteristicas principales : su biunívocidad (un caudal y solo uno debe corresponder a cada altura de agua y asi recíprocamente), su estabilidad (ella es inamovible en el transcurso del tiempo) y su sensibilidad (presenta el mismo grado de presición tanto en las aguas altas como en las bajas).

En el caso de un curso de agua glaciar, es excepcional encontrar una sección natural que permita un fácil seguimiento de las alturas de agua representativas de los caudales y que presente a la vez las caracteristicas descritas en el parrafo anterior.

Los cauces presentan a menudo una pendiente importante. Ellos se adicionan a los caudales a veces de mayor orden para presentar lechos muy inestables.

En las secciones naturales, las descalibraciones son frecuentes y las curvas de calibración efímeras necesitan de numerosas y costosas campañas de calibración.

Es excepcional encontrar una sección natural que sea a la vez sensible en las aguas altas (una ligera variación de la altura de agua corresponde a una variación significativa del caudal) y se muestre susceptible de resistir a la destrucción provocada por las fuertes crecidas glaciares.. Los caudales sólidos de aquellos ríos glaciares pueden ser importantes, se almacenan rápidamente en las secciones y asi modifican las curvas de calibración.

El lecho natural puede ser totalmente dispersado de tal punto que sea imposible encontrar una sección donde la altura de agua (por lo menos en bajas y medias aguas) sea representativo de la totalidad del escurrimiento. Todas estas razones hacen indispensable acondicionar sistematicamente secciones naturales sobre los lechos de agua glaciares a traves de la construcción de secciones con vertederos apropiados a cada caso particular.

6.3.2. La medida de las alturas de agua:

La medida de las alturas de agua (la limnimetría) de un curso o de un espejo de agua se efectúa generalmente de manera discontinua traves de la lectura de una regla graduada (escala limnimetrica o mira) fijada sobre un soporte. Dicha operación requiere la presencia de un observador sobre el sitio. Para conocer en forma continua las variaciones de un espejo de agua, utilizamos limnigrafos que generan sobre un soporte físico, electrónico o informático, un registro continuo de las variaciones en función del tiempo del nivel de agua dentro del río (registro gráfico sobre una banda de papel, registro magnético sobre un cassette, sobre cartucho EPROM, EEPROM, memoria informática, etc.).

6.3.2.1. El limnímetro o “escala” limnimétrica:

El **limnimetro** es el elemento de base de los dispositivos de lectura y registro del nivel de agua: generalmente se constituye de una escala limnimetrica (figura) que corresponde a una regla o una barra graduada en metal (eventualmente en madera o piedra) instalada verticalmente o en posición inclinada, de tal manera que permita la lectura directa de la altura de agua en la estación.

No diremos nunca suficientemente que todas las estaciones limnimetricas y tambien los limnigrafos, deben ser proveídas de una escala limnimetrica que servirá de referencia de registro. Esta aun debe ser puesta dentro de la misma vena acuática, de manera que la lectura de la escala corresponda efectivamente a la altura registrada por el limnigrafo.

Si la escala se encuentra en una posicion inclinada, la graduación debe ser corregida en función del ángulo de inclinación con la vertical. La complejidad de su lectura y de su ulterior interpretación indica que las escalas inclinadas deben ser utilizadas solamente cuando es imposible instalar una escala vertical. Por ejemplo cuando una escala puede comprometer el buen escurrimiento dentro de la sección, o aun si las condiciones del escurrimiento hacen que la existencia de la escala esté comprometida.

La lectura de la escala limnimetrica se hace generalmente con una aproximación del medio centímetro. El cero de la escala limnimetrica debe ser puesto lo mas bajo posible en el lecho del río, dentro de la sección de control, para no tener cotas negativas.

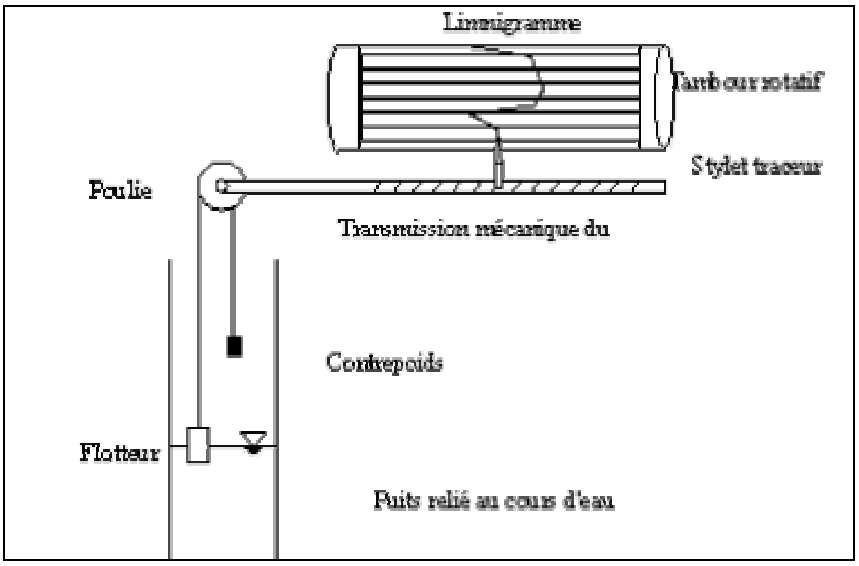
- Foto 6.1. Escalas limnimetricas en dos vertederos (Humbolt-Ecuador y Parón-Tunel-Perú) (B.Pouyaud)

6.3.2.2. Los limnigrafos:

- **El limnigrafo con flotador**

El limnigrafo a flotador corresponde al primer tipo de registrador automático de alturas de agua utilizado en la historia. Es un aparato que mantiene un flotador en la superficie del agua gracias a un contra peso, por intermedio de un cable y una polea. El flotador sigue las

fluctuaciones del nivel de agua, que son reportadas sobre un gráfico puesto sobre un tambor rotatorio (a razón de una vuelta por 24h o por semana o mes). La precisión de la medida es de 5mm en promedio.



- Figura 6.7. Esquema del limnigrafo a flotador

- **El limnígrafo CHLOE-LIMNI 92 de SERPE-IESM®**

Con las técnicas modernas se han inventado otros sensores para la medida de alturas de agua. Ellos funcionan utilizando sondas sensores destinadas a reemplazar las escalas limnimetricas y otros limnigrafos clásicos, permitiendo asi la automatización de la red de medidas de alturas de agua.

El punto común de la mayor parte de aquellos sensores radica en el empleo de parámetros eléctricos que varían en función de la presión ejercida sobre el sistema. Citamos a modo de ejemplo el sensor capacitivo y el sensor a ultra sonido. Una mención particular debe hacerse a las diversas generaciones de limnigrafos "CHLOE", creados con la experiencia de los hidrólogos del IRD que equipan, actualmente, la mayoria de las estaciones hidrológicas en las zonas glaciares.

Dotado de un sensor piezo-resistente (SPI III) o piezo-capacitivo (CCI V1.0), los limnigrafos CHLOE o LIMNI 92 se consideran como limnigrafos "inteligentes", ya que ellos almacenan una información exhaustiva en un espacio mínimo de las memorias empleadas.

Su precisión de los limnigrafos CHLOE o LIMNI 92 fluctua entre un orden del cm y el mm como ocurre para aquellos más recientes. La conexión entre el sensor y la central de adquisición se hace en formato digital, éste vuelve sensores y centrales de adquisición intercambiables.

El sistema es alimentado por una batería de 12 voltios que es alimentada a su vez por un panel solar con o sin regulador. La experiencia de la alta montaña ha mostrado que estos

reguladores son muy sensibles a las sobre tensiones causadas por los impactos de rayos y que usualmente se recomienda la utilizacion de pequeños paneles solares de 20 watts y grandes baterías clásicas de al menos 60 A.H, y sin regulador.

La información limnigráfica es guardada en el terreno. En los sistemas mas antiguos, esta información se almacenaba en un cartucho que debía ser transportado a un laboratorio para ser recuperada y tratada. Las informaciones limnimétricas de los equipos más modernos pueden ser recuperadas sobre el terreno gracias a una interface de registro y de lectura (IEL 512 : granada de adquisición + interface con la conexión paralela RS232) fácilmente transportable.

El control del aparato y su calibración a la cota apropiada y la lectura de la escala de referencia se hacen gracias a un terminal de dialogo (TD91) que permite ajustar la hora, la cota y de disponer de una cierta cantidad de informacion sobre el captor (cota, diferencia de nivel entre cota y sensor, temperatura del agua) o sobre la central de adquisición (memoria utilizada y memoria disponible, tensión interna, tensión de batería, tensión del panel solar, etc). Este terminal puede ser incluido dentro de la central de adquisición (CHLOE C y D antiguos) o portátil (LIMNI 92 mas moderno) y es, entonces, utilizable en varios sitios.

La utilización de estos aparatos es original y requiere de una cierta familiarización.

- Primeramente, programamos el "periodo de interrogación". Esto quiere decir el periodo sobre el cual la central interroga al sensor para conocer la altura del agua. Dicho periodo de interrogación puede ser reglado de 5 a 99 minutos. Para los ríos glaciares, un periodo de 5 o 15 minutos es un bueno compromiso entre la precisión del limnigrama y el volumen de los datos almacenados.

- Enseguida, se programa el umbral de adquisición. Esto quiere decir la variación de la altura del agua a partir de la cual el dato será guardado después de cada nueva interrogación. Esta altura es regulable desde 1 cm (excepcionalmente 1mm sobre ciertos aparatos modernos) hasta 99 cm. El valor de 1 cm debe ser programado obligatoriamente en los pequeños ríos glaciares.

En contrapartida de la considerable economía de espacio dentro de la memoria (2 memorias fijas de 32 K octetos cada uno, tecnología EEPROM, que permiten el guardar 11000 medidas de altura de agua, sea la acumulación de mas de 1 año de datos limnimetricos), los datos son al paso de tiempo variable, ya que no es guardado un nuevo dato que si el esta diferente de 1 cm al menos del dato precedentemente guardado. Esto supone enseguida un tratamiento particular de estos datos que será abordado ulteriormente.

La estructura de los archivos de datos se compone de una serie de parejas "fecha – altura del agua" bajo la forma siguiente : año, mes, día, hora, minuto, altura de agua. Este será presentado ulteriormente, igualmente los esquemas de instalación tipo respondiendo a las diversas situaciones que pueden encontrarse dentro de un contexto glaciar.

- Foto 6.2. El limnigrafo LIMNI 92 de SERPE-IESM (ex CHLOE) (B.Pouyaud)

- Foto 6.3. La sonda piezo-capacitiva CCI V1.0 y su cable de conexión con el sensor de presión atmosférica (B.Pouyaud).

- Foto 6.4 Registrador limnigrafico LIMNI 92 y terminal de inicialización y lectura TD91 (B.Pouyaud)

- Foto 6.5. Antiguo registrador limnimetrico CHLOE C y su terminal integrado (B.Pouyaud).

- Foto 6.6. Granada de lectura IEL, su soporte de interface con la unión paralela RS232 (B.Pouyaud).

6.3.3. La medida de los caudales:

La medida de los caudales es indispensable para establecer las curvas de calibración. Estas ultimas a su vez permitirán, posteriormente, calcular los caudales que transitan en cada estación a partir de medidas de altura de agua.,.

Para medir el caudal de un escurrimiento natural (río, canal, derivación, etc.), existen cuatro grandes categorías de métodos.

- Los métodos *"volumétricos"* (o aforo capacitivo) permiten determinar el caudal directamente a partir del tiempo necesario para llenar un recipiente de una capacidad determinada de agua. Teniendo en cuenta los aspectos prácticos inherentes al método de medida (talla del recipiente necesario, incertidumbres sobre la medida de los tiempos, acondicionamientos especificos eventuales para desviar toda el agua del río glaciar...), este

método se usa generalmente para los caudales muy pequeños (varios l/s y no más). El presente metodo se considera como el mas seguro y preciso.

- Los métodos de *" exploración del campo de la velocidad"* consisten en determinar la velocidad del escurrimiento en diferentes puntos de una sección, midiendo también la superficie de la sección mojada. Estas técnicas necesitan un material especifico (molinete, percha, correntómetro, etc.) y un personal preparado para su aplicacion. Se parte del supuesto que es posible identificar un tramo bastante regular para permitir la medida de las velocidades del corriente dentro de un lecho del río glaciar en la proximidad del sitio de la sección limnimetrica.. Entre los numerosos métodos de exploración del campo de la velocidad, los aforos con molinete y con flotador son presentados acá abajo.

- Los métodos *"hidráulicos"* toman en cuenta las fuerzas que rigen los escurrimientos (gravedad, inercia, viscosidad, etc.). Ellos obedecen a las leyes de la hidráulica. Estos suponen que la sección linmigrafica sea equipada de un vertedero con características bien definidas.

- Los métodos *"físico – químicos"* consideran las variaciones de ciertas propiedades físicas o quimicas del liquido que se presentan en el transcurso de un escurrimiento, (concentración de ciertos elementos disueltos). Estos métodos consisten generalmente en inyectar dentro del curso de agua un cuerpo en solución y de seguir aguas abajo la mezcla y la evolución de la concentración en el tiempo. Estos son los métodos llamados *"por dilución"* o *"químicos"*.

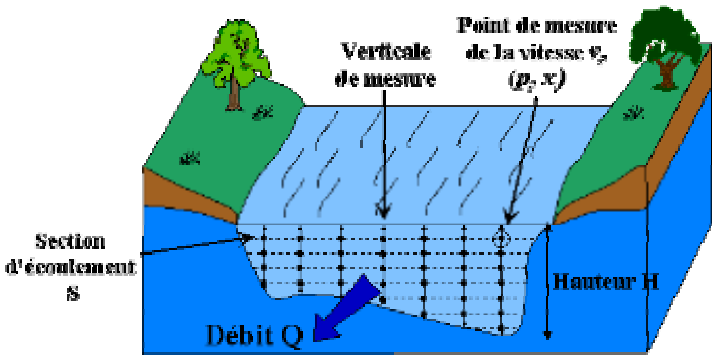
Todos estos métodos de medidas de los caudales necesitan generalmente un régimen de escurrimiento en régimen fluvial, salvo los aforos químicos, que son apropiados en casos de escurrimiento torrencial.

6.3.3.1. Aforo por exploración del campo de velocidad:

Recordemos que la velocidad de escurrimiento nunca es uniforme dentro de la sección transversal de un curso de agua, incluido que sea acondicionada. El principio de este método consiste en calcular el caudal a partir del campo de velocidad determinado dentro de una sección transversal del curso de agua. Este ultimo debe ser calculado para un cierto numero de puntos situados a lo largo de verticales repartidas sobre el ancho del curso de agua.
Simultaneamente a esta exploración del campo de velocidad, levantamos el perfil a través del cauce midiendo su ancho y efectuando medidas de profundidad. El caudal Q [m^3/s] saliente dentro de una sección perpendicular S [m^2] de un río puede ser definido a partir de la velocidad media V [m/s] perpendicular a esta sección por la relación

$$Q = V * S \qquad (6.12)$$

La sección de escurrimiento puede ser evaluada relacionando la profundidad del agua en diversas verticales repartidas regularmente sobre todo el ancho. Varios métodos permiten determinar la velocidad media del agua.

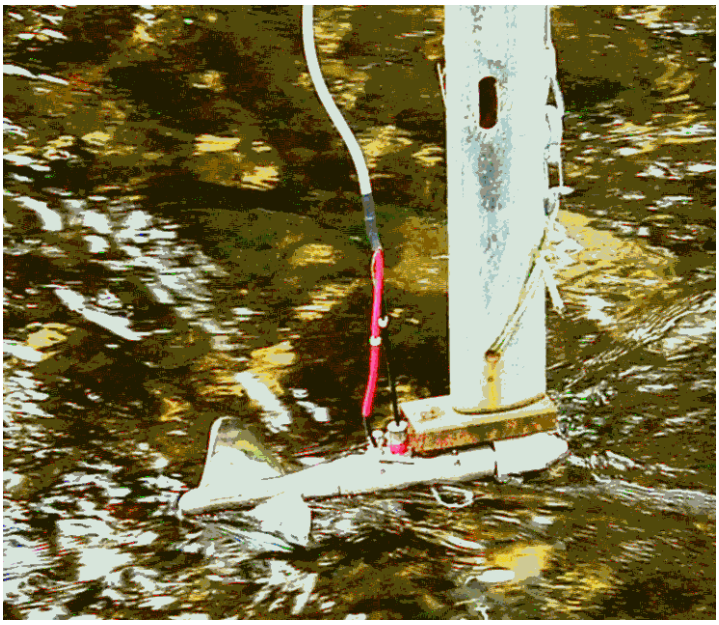


- Figura 6.8. Caudal y campo de las velocidades a través de una sección

- **Aforo con molinete:**

El molinete hidrométrico (foto 6.7) permite medir la velocidad puntual de un escurrimiento. El numero de medidas a realizar sobre una vertical se escoge en razón a obtener una buena descripción del escurrimiento sobre esta vertical. En general, se realizan 1, 3 o 5 medidas segun la profundidad del lecho y la regularidad del escurrimiento.

La velocidad de escurrimiento es medida en cada uno de los puntos a partir de la velocidad de rotación de la hélice situada aguas arriba del molinete (numero de vueltas n por unidad de tiempo). La función V = f (n) es establecida por una operación de calibración (curva calibración del molinete). Segun el modelo operativo adoptado para la calibración, el molinete puede ser instalado sobre una pértiga rígida sostenida en la mano (figura 6.7) o sobre un lastre llamado "Salmón". Generalmente, para los pequeños ríos de agua glaciar el aforo con la pértiga es el mas apropiado, aunque las fuertes velocidades existentes pueden imponer la indispensable construcción de una pasarela de aforamiento.



- Foto 6.7. Molinete sobre su pértiga de soporte (J. Musy).

En el caso del montaje sobre la pértiga, el molinete puede ser maniobrado de dos maneras :

- Directamente por el operador localizado en el escurrimiento (aforo a vadeo). En este caso la pértiga se ubica sobre el fondo del lecho del río. Este método es utilizado dentro de las secciones de profundidad inferiores a 1 metro y con velocidades de escurrimiento inferiores a 1m/s.
- A partir de una pasarela, la pértiga esta suspendida en un soporte permitiendo los desplazamientos verticales y horizontales.

Finalmente, el cálculo de la velocidad media del escurrimiento sobre el conjunto de la sección *S* de ancho L se hace por integración de las velocidades v_i definidas en cada uno de los puntos de la sección de profundidad p_i (variando para cada vertical desde 0 hasta una profundidad máxima *P*) y de abscisa x_i (varíando de 0 a L) *:*

$$Q = \int_S \int V*dS = \int_0^p \int_0^x v_i*dp*dx \qquad (6.13)$$

El método de aforo con el molinete presenta la considerable ventaja de ser una técnica que ha sido probada en todos sus modos operatorios. El molinete queda como el aparato mas utilizado para la medida de los caudales en ríos por exploración del campo de las velocidades. Pero para este método se necesita un material especializado y un personal calificado.

- **Aforo con flotador:**

Cuando el aforo a molinete no puede ser efectuado debido a la presencia de velocidades y de profundidades excesivas o por el contrario muy débiles, o de la existencia de material en suspensión, es posible medir la velocidad de escurrimiento utilizando algunos flotadores. Este se basa en la medida única de las velocidades de superficie, o mas exactamente de las velocidades dentro de la parte superficial del escurrimiento (los 20 primeros centímetros).

Los flotadores pueden ser artificiales (botellas plásticas), naturales (arboles, ramas, etc.), pero cuidado con la contaminación del río!!! El desplazamiento horizontal de un flotador de superficie durante un tiempo t permite determinar la velocidad del escurrimiento en la superficie.

Varias medidas de velocidad del flotador deben ser realizadas. El promedio de estas medidas es multiplicado por un coeficiente apropiado con el objeto de obtener la velocidad promedio del elemento de sección. En general, la velocidad media en la sección es del orden de 0,4 a 0,9 veces la velocidad de superficie. Por supuesto, se necesita conocer la profundidad y el perfil de la sección.

Este método entrega buenas aproximaciones del caudal, a veces suficientes para los estudios cuando no disponemos de un material más adecuado.

6.3.3.2. Determinación del caudal con la ayuda de obras de calibración:

La construcción de un vertedero (o de un canal calibrado) (foto 6.8 y 6.9) permite conocer los caudales de un río tiene a traves de la determinación de una relación unívoca entre el nivel del agua H y el caudal Q (en principio sin aforos sobre el terreno).

Luego, el caudal es obtenido mediante la aplicación de formulas hidráulicas y la calibración sobre modelos hidráulicos. Los canales aforadores y los vertederos calibrados son utilizados mas frecuentemente cuando se trata de pequeños cursos de agua que presentan lechos estrechos, inestables, con bloques, y de débil tirante de agua, en los cuales la instalación de estaciones a escalas limnimetricas y la utilización de aforos con molinete no son posibles. Su funcionamiento obedece a las leyes de la hidráulica clásica.

En el caso particular de los ríos glaciares, la geometría de sus lechos (pendiente, longitud, divagación) impone un acondicionamiento mas frecuente de la estación: ya sea porque se necesita acomodar los escurrimientos entre digas, debido a que la pendiente es demasiado fuerte o, por ultimo, porque la presencia de una fuerte sedimentación impone la construcción de una fosa de estabilización del escurrimiento.

Frente a dichas condiciones se recomienda aprovechar la construcción de la estación para instalar un vertedero de características conocidas donde la calibración obedece a las leyes de la hidráulica. De hecho, muy a menudo será indispensable contar con aforos de control (si ellos son posibles) para controlar las ecuaciones de calibración teóricas.

Existe una gran cantidad de tipos de vertederos. Cada uno de ellos es adaptado a condiciones hidráulicas particulares. Primeramente, presentaremos la descripcion teorica de varios tipos de infraestructuras que corresponden a los clasicamente utilizados en un contexto glaciar. En un capitulo posterior, ilustraremos su aplicación a traves de ejemplos reales de construcciones efectuadas tanto en Bolivia como en el Perú.

Distinguimos dos grandes familias de infraestructura:

- Los vertederos (ellos mismos divididos en aquellos de pared delgada y gruesa) que tienen diversas formas: rectangulares, triangulares y trapezoidales.

- Los canales auto-aforadores, como el canal Venturi, que pueden ser de formas muy variadas según el contexto y el tamaño del río.

Se recomienda la construccion de vertederos de pared delgada en los escurrimientos con débiles transportes sólidos (por ejemplo aguas debajo de una laguna natural o de un reservorio de decantación), y aquellos de pared gruesa en las aguas que presenten una carga mas importante de sedimentos. Los canales auto-aforadores pueden ser utilizados en los dos casos, a condición de ser también auto-limpiador en las gamas de los caudales susceptibles de ser encontrados en el contexto geográfico entregado.

- Vertederos **de pared gruesa:**

Los vertederos de pared gruesa son frecuentemente utilizados como evacuadores de crecidas. Su principal función, es actuar como dispositivo de medida de los caudales. La principal desventaja que ellos presentan es su falta de sensibilidad, sobretodo cuando se trata de caudales débiles donde la lamina de escurrimiento sobre el vertedero es poco importante.

Existen varios tipos de vertederos de pared gruesa, los vertederos a perfil Graeger, que son bastante bien auto calibrados por lo tanto que sus dimensiones funcionales sean respetadas.

La fórmula general de los vertederos a pared gruesa sin contracción lateral (el vertedero tiene la misma anchura que su canal de llegada de aguas) se escribe de la manera siguiente:

$$Q = C * L * H^{3/2} \qquad (6.14)$$

Con :

- Q : caudal del curso de agua [m^3/s] o [l/s],
- C : coeficiente de escurrimiento (sin dimensiones),
- L : ancho del vertedero [m],
- H : altura del agua por encima del vertedero (incluyendo la perdida de nivel de acercamiento) [m],

El coeficiente C puede tomar valores bastante diferentes según el perfil del vertedero, el ancho y la profundidad del canal de llegada de aguas e incluso su altitud (por intermedio de la presión atmosférica). La altura del agua que pasa por encima del vertedero debe ser medida suficientemente lejos de él con el fin de considerar la diferencia de nivel necesaria para la puesta en velocidad.

La escala no debe perturbar el escurrimiento y ella debe estar situada de preferencia dentro de una zona sin turbulencias de agua. Es bueno que su cero coincida con la cota de cresta del vertedero. Lo importante es notar que el caudal evoluciona según la potencia 2/3 de la altura del agua encima de la cresta del vertedero.

A menudo es indispensable disponer de aforos (al menos para las bajas y medias aguas) que permitan calibrar el coeficiente C. Normalmente, este coeficiente crece con la altura del agua y tiende hacia un valor constante para las medias y altas aguas que es posible determinar a partir de los aforos disponibles. La extrapolación de la curva de calibración es entonces fácil sobre algunas bases hidráulicas.

Siempre es posible ajustar sobre la serie de aforos disponibles una curva de tendencia del tipo “potencia”. Conviene, entonces, verificar que la cota utilizada presenta su cero que coincidente con la cresta del vertedero.

- Foto 6.8. vertedero a pared gruesa del túnel Parón (B.Pouyaud).

- Foto 6.9. El vertedero Graeger de Llanganuco (B.Pouyaud).

Citamos la formula de Lencastre (1996), para el vertedero rectangular a pared gruesa:

$$Q=0,423*L*H*\sqrt{2gH} \qquad (6.15)$$

Las anotaciones son las mismas presentadas anteriormente, "*g*" corresponde a la aceleración de la gravedad, 9,81 m/s^2.

- Vertederos **a pared delgada:**

Los vertederos a pared delgada son buenos dispositivos de aforamiento, sobretodo dentro de una configuración con contracción (el vertedero es menos angosto que el canal que transporta las aguas: hay una contracción de la sección). La sección del vertedero puede ser rectangular, triangular o trapezoidal. Las dos ultimas configuraciones mejoran la sensibilidad de la relación altura/caudal del vertedero. Para el cálculo de la ecuación de caudal de los vertederos, se necesita tomar en cuenta ciertos aspectos:

- El flujo debe ser uniforme aguas arriba del vertedero dentro del canal de llegada de las aguas. Esto supone que la superficie del escurrimiento sea paralela al fondo. Esta condición puede ser difícil de obtener en un contexto de torrente de montaña y más aun cuando se anota un caudal sólido importante.
- Las leyes de iso-presión hidrostática deben ser respetadas.
- Los efectos de la viscosidad y de la tensión superficial son considerados despreciables.
- Para que un vertedero funcione correctamente, la lámina de agua vertida debe estar siempre a presión atmosférica.

  - Vertederos **rectangulares:**

Ellos pueden ser con o sin contracciones laterales (esto garantiza que la lámina vertida sea a la presión atmosférica). El vertedero sin contracciones laterales, o vertedero de Bacín, es un simple dique donde la cresta posee el ancho del canal de llegada del agua. Se necesita entonces asegurar por conductos apropiados la ventilación de la lámina vertida. La ecuación de base del caudal vertido de un vertedero rectangular a paredes delgadas se escribe :

$$Q = 2/3 * C_d * L * \sqrt{2g} * H^{3/2} \qquad (6.16)$$

Con:

- Q : caudal del curso de agua [m^3/s] o [l/s],
- C_d : coeficiente de escurrimiento (sin dimensiones),
- L : ancho del rectángulo del vertedero [m],
- g : aceleración de la gravedad (9,81 m.s^{-2})
- H : altura del agua encima del vertedero (incluyendo la perdida de nivel de acercamiento) [m],

*

Para un vertedero rectangular con contracción, el valor Cd es aproximadamente 0.63.

- Vertederos **triangulares:**

El vertedero triangular es particularmente apropiado para equipar secciones donde las variaciones de caudal son importantes (por ejemplo los débiles caudales nocturnos de la estación seca y fría, en oposición a los fuertes caudales diurnos de la estación calida donde el deshielo es importante). Para los caudales débiles, la forma en V conduce a variaciones en las cotas importantes, esto aumenta la sensibilidad y la precisión del equipo, permitiendo también el pasaje de caudales importantes. La ecuación de un vertedero triangular a pared delgada se escribe :

$$Q = 8/15 * C_d * \sqrt{2g} * tang\,(\theta/2) * H^{5/2} \qquad (6.17)$$

Con:

- Q : caudal del curso de agua [m^3/s] o [l/s],
- C_d : coeficiente de escurrimiento (sin dimensiones),
- g : aceleración de la gravedad (9,81 $m.s^{-2}$)
- θ : Angulo total de la abertura [°]
- H : altura del agua encima del vertedero (incluyendo la pérdida de nivel de acercamiento) [m],

Para un vertedero triangular con contracción, el valor *Cd* es aproximadamente de 0.593 para las velocidades entre 0.05 y 0.25 m/s.
La forma equiláteral del vertedero triangular (ángulo 60°) es un bueno compromiso entre volumen y sensibilidad.

Citamos la fórmula de Kindsvater (Carlier, 1968) para el vertedero triangular a borde delgado:

$$Q=1,32*tang(\theta/2)*h^{2,47} \qquad (6.18)$$

Con las mismas anotaciones que preceden.

Anotaciones importantes:

Para el funcionamiento armonioso de los vertederos *rectangulares y triangulares se deben respetar algunas reglas:*

- *El* vertedero *a pared delgada debe poseer una forma de arista fina, ya que prácticamente realizada dentro de una placa metálica afilada, afin que el contacto con el fluido se hace en bisel, reduciendo los efectos de la viscosidad y de la tensión superficia. Pero la placa debe de ser bastante resistente para que no se doble con la presión de los fluidos, ni se desgaste rápidamente.*
- *En condiciones normales de trabajo, la profundidad de la lamina de agua V del* vertedero *debe estar comprendida entre 0.05 y 0.6 metros.*
- *La medida de H debe efectuarse lo suficientemente lejos del* vertedero *para que la lectura no sea afectada por la depresión de la puesta en velocidad. Al mismo tiempo ella debe ser realizada en una zona sin olas (pequeño oleaje). Una distancia de la escala al* vertedero *de 5 veces la altura de la lámina vertida parece ser la mas adecuada.*

- Foto 6.10. El vertedero triangular de la estación Taypi Kuchu en Bolivia (B.Pouyaud)

- Vertederos **compuestos:**

Con el fin de explotar al maximo las ventajas presentadas por los vertederos triangulares (mejor sensibilidad) y rectangulares (fuertes caudales) es interesante trabajr con ambos en conjunto. Clásicamente, partimos de un vertedero rectangular a contracción (placa de acero dentro del escote de un muro rectangular de concreto) e incluimos dentro de la cresta de la lamina rectangular una incisión triangular. El caudal se obtiene entonces, como la suma de los caudales de un vertedero triangular con el de un vertedero rectangular adicional cuando la cota del vertedero triangular está superada. Mas adelante presentaremos realizaciones efectivas de vertederos y a esa ocasion veremos las ecuaciones de calibración correspondientes a este tipo de vertederos.

En el caso de un acoplamiento de dos vertederos (triangular y rectangular), la curva de calibración se compone de dos curvas de "potencias" sucesivas. Cada una de ellas posee una ecuación general de tipo : $Q = a*H^b$.

Donde Q es el caudal del vertedero. H, la altura por encima del vertedero (medido desde la base del V del vertedero). a y b son constantes numéricas.

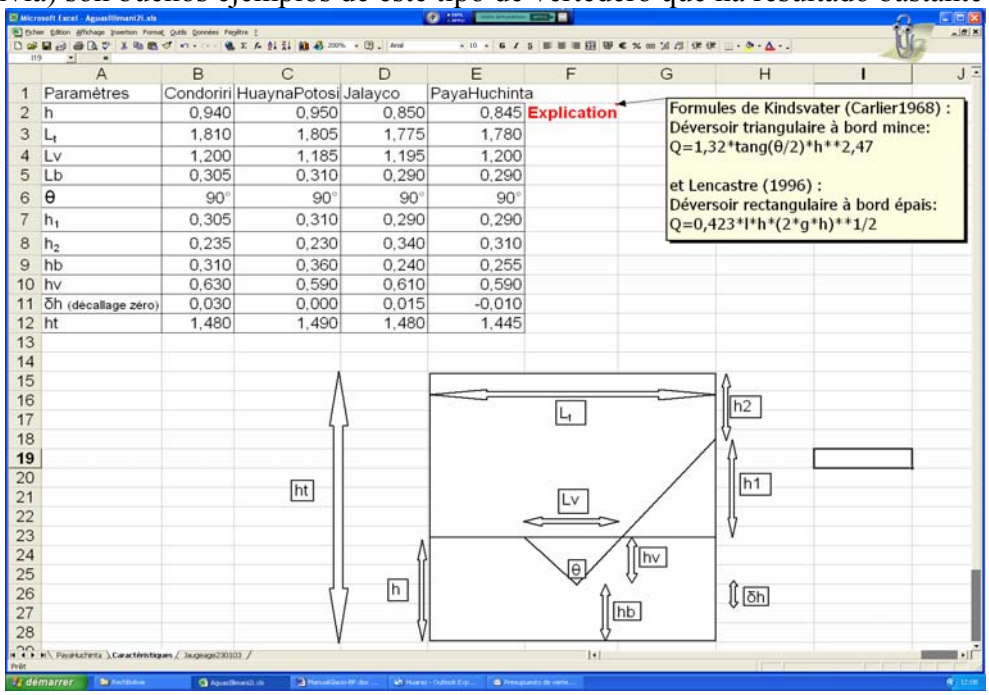
Algunas ecuaciones teóricas pueden ser establecidas para representar el funcionamiento de vertederos triangulares simples. Del mismo modo sucede para el funcionamiento compuesto (triangular + rectangular). Cabe destacar que es siempre de mucha utilidad (e incluso indispensable) verificar aquellas formulas con algunos aforos, al menos en bajas y medias aguas en cada gama de altura correspondiente.

Si dichos aforos existen, es entonces mas apropiado utilizarlos para ajustar directamente las curvas de calibración, lo que puede realizarse directamente a traves de un ajuste automático de una curva de tendencia de forma "potencia". Lo anterior se lleva a cabo linearizando la expresión potencia precedente por una transformación logarítmica (log Q=log a + b * log H) que permitirá definir "a" como ordenada y "b" como pendiente de la línea ajustada sobre los resultados de aforos.

- Foto 6.11. El vertedero compuesto de Artesoncocha, Perú. (B.Pouyaud)

- **Ejemplos de características geométricas de** vertederos **compuestos:**

Los 4 vertederos compuestos instalados por Aguas del Illimani sobre las cuencas de Tuni (La Paz, Bolivia) son buenos ejemplos de este tipo de vertedero que ha resultado bastante eficaz.



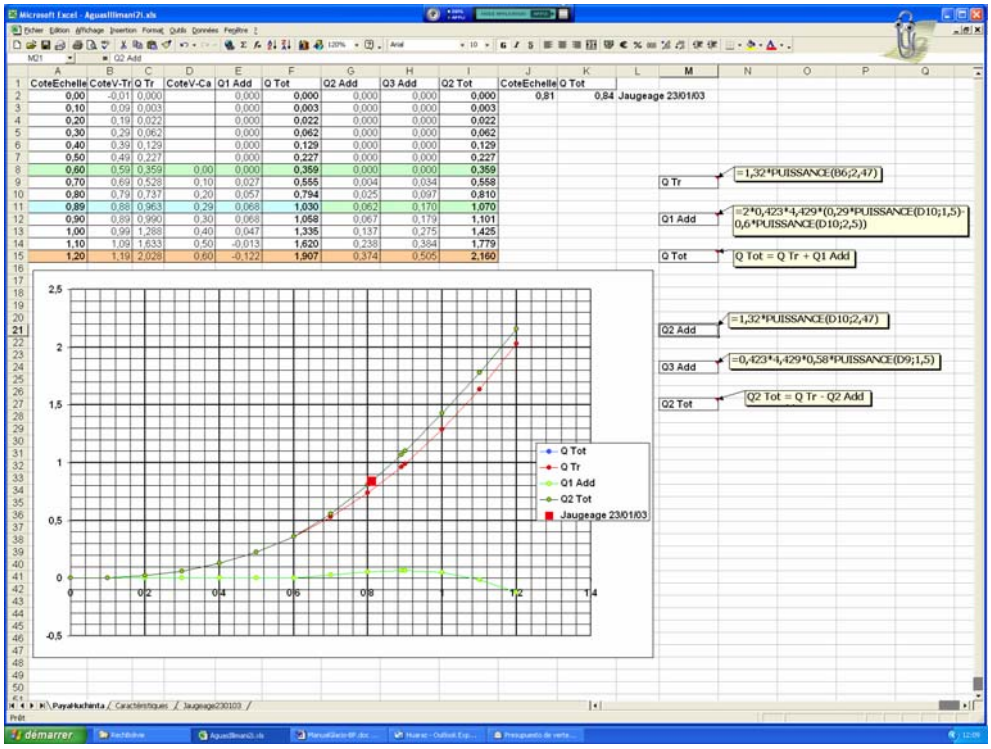
	A	B	C	D	E
1	Paramètres	Condoriri	HuaynaPotosi	Jalayco	PayaHuchinta
2	h	0,940	0,950	0,850	0,845
3	L_t	1,810	1,805	1,775	1,780
4	Lv	1,200	1,185	1,195	1,200
5	Lb	0,305	0,310	0,290	0,290
6	θ	90°	90°	90°	90°
7	h_1	0,305	0,310	0,290	0,290
8	h_2	0,235	0,230	0,340	0,310
9	hb	0,310	0,360	0,240	0,255
10	hv	0,630	0,590	0,610	0,590
11	δh (décallage zéro)	0,030	0,000	0,015	-0,010
12	ht	1,480	1,490	1,480	1,445

Explication

Formules de Kindsvater (Carlier1968) :
Déversoir triangulaire à bord mince:
Q=1,32*tang(θ/2)*h**2,47

et Lencastre (1996) :
Déversoir rectangulaire à bord épais:
Q=0,423*l*h*(2*g*h)**1/2

- Figura 6.9. Características geométricas de varios vertederos de Aguas del Illimani (La Paz, Bolivia)



- Figura 6.10. Vertedero de Paya Huchinta (cuenca vertiente principal de Tuni): en este caso, el establecimiento de la curva de calibración teórica se hace a partir de dos métodos, y comparación con un aforo de control.

- **Canales auto-aforadores:**

El arquetipo del canal auto-aforador es el del canal *Venturi*. Existe una cantidad de tamaños y diseños apropiados a cada caso particular. Este tipo de vertedero ha sido poco utilizado por el programa GREATICE, pues su puesta en funcionamiento es mas difícil que la instalación de un vertedero a pared delgada donde la construcción de un muro soporte es generalmente suficiente.

La construcción de un vertedero Venturi requiere respetar exactamente medidas precisas a fin de que los caudales de tránsito sean bien los previstos. La obra debe ser también horizontal. Este respeto por las medidas del plano de estudio permite no solamente el correspondiente del caudal con las ecuaciones, sino también la auto-limpieza del vertedero, que es la principal ventaja de este tipo de vertedero, si ellos son bien construidos. Veremos, dentro de la presentación ulterior de la estación Yanamarey que hay a menudo diferencias entre la ecuación de la calibración esperada y la ecuación real, obtenida por interpretación de los aforos realizados. Estos vertederos *Venturi* pueden tener también perfiles transversales variados: rectangulares, triangulares o trapezoidales; El objetivo de estas diferentes secciones es asegurar una mejor sensibilidad y/o una mejor auto limpieza. Para este fin los perfiles trapezoidales parecerían los mas apropiados, ver triangular en caso de muy fuerte sedimentación (de manera de asegurar una puesta en velocidad suficiente para la buena auto-limpieza en bajas aguas).

Para una construcción que se efectúa en lugares alejados y de difícil acceso, con un personal relativamente especializado (que a menudo no podria respetar las cotas precisas de la construcción), puede resultar ventajoso construir una forma metálica de la obra. Ella podria, eventualmente, efectuarse en varias partes que posteriormente serán ancladas sobre el concreto. Lo anterior podria convertirse en una ventaja complementaria, ya que eliminaría los problemas de erosión sobre el concreto, proceso que se presenta frecuentemente con las aguas glaciares a menudo muy ácidas. Otra ventaja de los vertederos de tipo Venturi es que en principio ellos son menos sensibles al congelamiento que los triangulares donde observamos a menudo una congelación del agua en los puntos de contacto vecinos con la punta del V, lo que modifica la sección de escurrimiento y en consecuencia la curva de calibración.

- Foto 6.12. El vertedero auto-aforador de Yanamarey (B. Pouyaud)

6.3.3.3. Aforos por dilución:

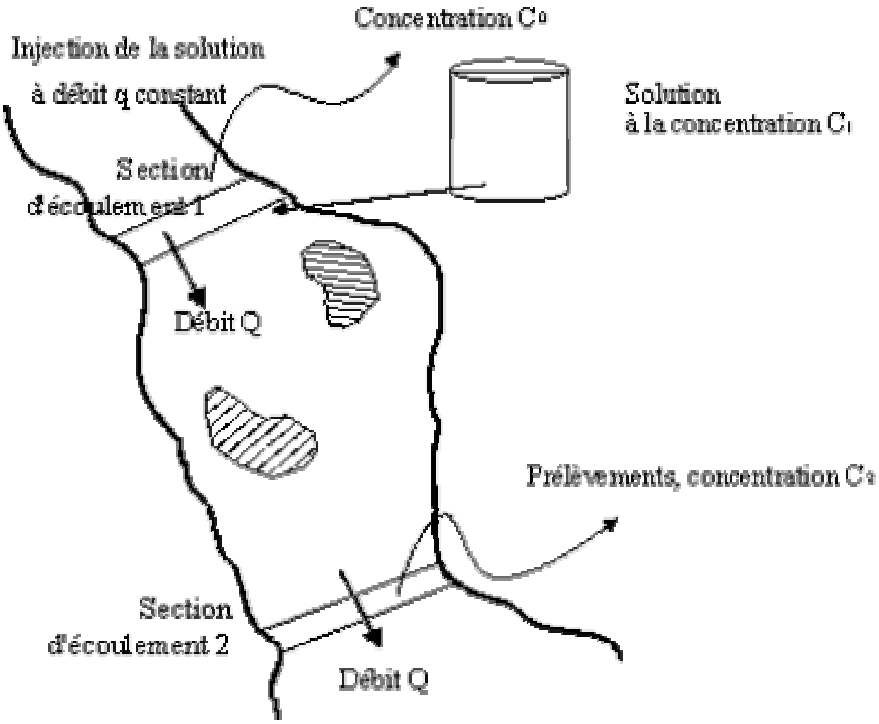
Este metodo se aplica a los torrentes o a los ríos con fuerte pendiente donde el escurrimiento es turbulento o para los cuales no se puede encontrar secciones que se prestan para un aforo con molinete.

El principio general consiste en inyectar dentro del río una solución concentrada de un trazador (sal, colorante, etc.) y buscar dentro de qué proporción ésta solución ha sido diluída por el río, con algunas muestras de agua, aguas abajo del punto de inyección (ver figura 6.11). Esta dilución es netamente una función del caudal, supuesto ser constante a lo largo del tramo concernido, durante la duración de la medida. Tenemos la siguiente ecuación donde la relación C_1/C_2 representa la dilución :

$$Q = k^* (C_1 / C_2) \qquad (6.19)$$

Donde :

- Q : caudal del curso de agua [l/s] ;
- C_1 : concentración initial de la solución inyectada dentro del lecho de agua [g/l] ;
- C_2 : concentración de la solución diluida dentro de las muestras tomadas aguas abajo del punto de inyección dentro del lecho de agua[g/l] ;
- k : coeficiente característico del proceso y del material utilizado.



- Figura 6.11. Principio del aforo por dilución; modo operativo

Las siguientes condiciones son necesarias para que los métodos por integración o dilución puedan ser aplicados:

- El caudal del río debe ser más o menos constante durante la medida;
- El trazador debe pasar en su totalidad por el emplazamiento de la toma de las muestras;
- A la altura de los puntos de medición, la muestra debe ser tal que en cada punto de una misma sección del río, debe pasar la misma concentración de trazador.

Utilizamos diferentes trazadores minerales u orgánicos, tales como los fluorescentes o la rodamida, segun el caudal a evaluar.

- **Método de inyección a caudal constante:**

Este método consiste en inyectar dentro del río un caudal constante conocido *q* de una solución de trazador, a la concentración C_1 (solución madre), durante un tiempo determinado. La duración de la inyección debe ser tal que la concentración C_2 del trazador en la sección de muestreo sea constante durante un cierto lapso de tiempo, llamado "piso". Conservamos las hipótesis precedientes:

Luego, considerando la hipótesis de conservación de la masa del trazador, tenemos:

$$Q = k * q * (C_1 / C_2) \quad (6.21)$$

- Foto 6.13. Aforo por dilución a caudal constante (J. Musy)

- **Método por integración (inyección instantánea):**

Este método consiste en inyectar en un punto del curso de agua un volumen V del trazador en solución concentrada C_1. Al término de un tramo de lecho suficientemente largo para que la mezcla con el agua del río sea buena, las muestras son tomadas de manera continua durante todo el tiempo T de pasaje del trazador. Las muestras se hacen en varios puntos de la sección para obtener un valor promedio de la concentración C_2 que evoluciona en función del tiempo y del punto de muestreo.

La integración al curso del tiempo de diferentes valores de concentración $C_2(t)$ entrega un valor medio $<C_2>$.

Dentro de la hipótesis de la conservación de la masa del trazador, podemos presentar el caudal como sigue:

$$Q = \int_0^T M / C_2(t) * dt = (V * C_1) / (T * <C_2>) \qquad (6.21)$$

Con :

- Q : caudal del curso de agua [l/s o m^3/s] ;
- M : masa del trazador inyectado[g] ; M = V . C_1 ;
- V : volumen de la solución insertada en el agua [l o m^3] ;
- C_1 : concentración de la solución lanzada en el río [g/l] ;
- $<C_2>$: concentración promedio del trazador dentro de la muestra, obtenido por integración [g/l] ;
- $C_2(t)$: concentración de la muestra tomada a los tiempos t [g/l];
- T : duración del muestreo [s].

- **Caso particular de aforo con sal utilizando una sonda conductimétrica:**

En este caso, inyectamos en un punto del río una masa conocida de sal (NaCl) diluida en un volumen de agua del río. Instalamos una sonda conductimétrica aguas abajo de la inyección, a una distancia suficiente para que la mezcla sea buena. La sonda mide la conductividad eléctrica del agua durante el transcurso del paso de la nube de sal. Podemos trazar entonces la curva de conductividad en función del tiempo.

Una relación lineal existe entre la conductividad del agua y su concentración en sal disuelta. Podemos entonces deducir la curva de concentración en función del tiempo. El caudal es obtenido por integración de la concentración al curso del tiempo.

6.3.4. Ejemplo de estaciones hidrológicas "glaciares":

6.3.4.1. Estaciones hidrológicas instaladas "a favor de la corriente":

- **La estación hidrológica del glaciar Zongo (Bolivia, 4860 msnm):**

La estación hidrológica del glaciar Zongo fue la primera instalada por el programa del IRD sobre los glaciares tropicales. La COBEE realizó la parte mas importante de la obra. Ella consiste en un muro de contención de concreto armado concentra los escurrimientos hacia un vertedero compuesto triangular en acero montado sobre un vertedero rectangular. La central de adquisición armada con un CHLOE, en seguida un limnigrafo a flotador OTT XX, después de nuevo fue colocado un LIMNI 92 moderno.

En la siguiente foto se puede apreciar que la principal dificultad de gestión de dicha estación se produce a causa del rápido cubrimiento con gravas aguas arriba, que requiere limpiezas, por lo menos una vez al año, después de cada estación de lluvia.

Instalada a gran altitud (4860 metros) dicha estación es también bastante sensible al hielo, que es capaz de cubrir parcialmente la base del V, durante las frías mañanas de la estación seca, donde los caudales son particularmente pequeños.

El vertedero es seguido por un largo canal de estabilización donde se efectúan aforos, completando los aforos volumetricos de los pequeños caudales. La curva de calibración es satisfactoria si la acumulación de gravas aguas arriba no es demasiado grande.

- Foto 6.14. Estación hidrológica Zongo, 4860 msnm (vista aguas arriba) (B.Francou)

- Foto 6.15. Estación hidrológica Zongo, 4860 msnm (vista aguas abajo) (B.Pouyaud)

- **La Estación hidrológica de Llanganuco (Perú, 3800 msnm):**

Esta estación fue instalada por la Corporación Peruana del Santa (ELECTROPERU) al comienzo de los años 50 sobre el punto de desagüe de la laguna Llanganuco. Ella está equipada de un vertedero a pared gruesa, convergente – divergente , realizado en mampostería recubierta de una capa de cemento que asegura un excelente control hidráulico. La serie de datos que se termina abruptamente en 1997 es la mejor de la Cordillera Blanca.

Un limnigrafo moderno LIMNI 92 suministrado por el IRD fue de nuevo instalado en febrero del 2003 por el INRENA-UGRH, dentro de la antigua cabina de acero del limnigrafo a flotador. Los aforos de control muestran que la curva de calibración no había sido modificada bastante.

- Foto 6.16. La estación limnimetrica de Llanganuco, 3800 msnm (B.Pouyaud)

6.3.4.1 Estaciones hidrológicas construidas en el desagüe de las lagunas y "a nivel" de las lagunas:

La instalación de estaciones hidrológicas a la salida de las lagunas glaciares es interesante, ya que presenta la ventaja de que las aguas que transitan están libres de sedimentos. Desafortunadamente, presenta a su vez el inconveniente de que la medicion se efectua unicamente en los caudales que salen de la laguna y no aquellos que llegan en la laguna

Si éstas lagunas son de gran tamaño (Llanganuco) ellas distribuyen el caudal entrante y no es posible ver la variación posible diaria del caudal glaciar ni tampoco reconstituir, por ejemplo, los caudales aportes horarios. Si por el contrario la laguna es de pequeña dimensión en relación con los caudales que pasan, es posible (conociendo las variaciones finas de su nivel) reconstituir los caudales glaciares entrantes a la escala horaria e incluso menos. Es el caso de los dos ejemplos siguientes: Artesoncocha y Yanamarey donde las lagunas miden en promedio 6;5 y 3 Has, respectivamente.

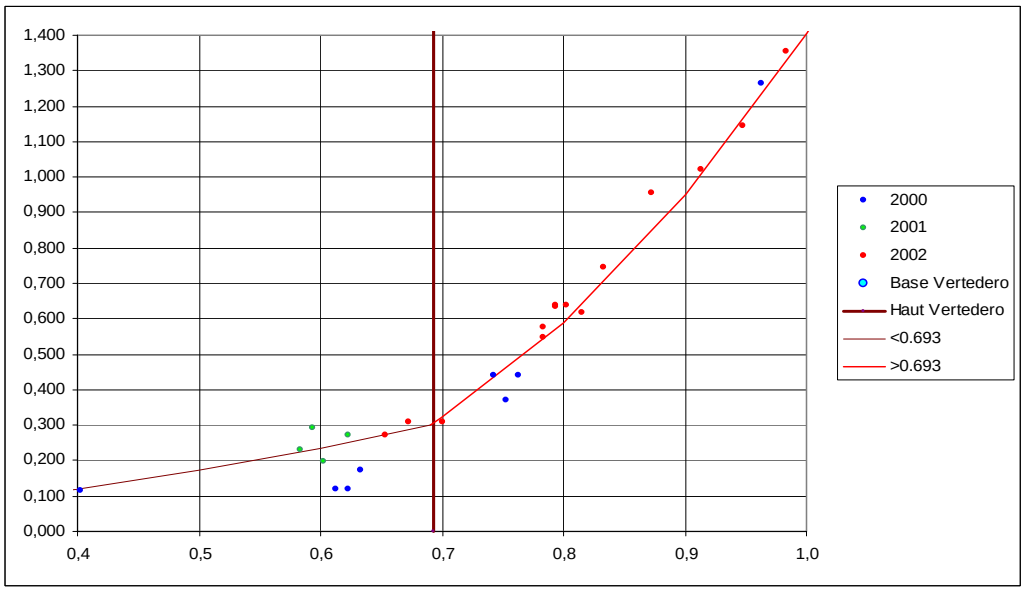
- **La estación hidrológica de Artesoncocha (Perú, 4300 msnm):**

La estación hidrologica de Artesoncocha fue instalada en 1996 por ELECTROPERU con los planos del IRD. Ella se encuentra equipada de un vertedero triangular de acero, insertado dentro de un muro de concreto. Desde 1996, posee un antiguo limnigrafo CHLOE C con cartucho que entrega información de buena calidad. Los aforos de control se hacen dentro del canal de evacuación a la salida del vertedero.

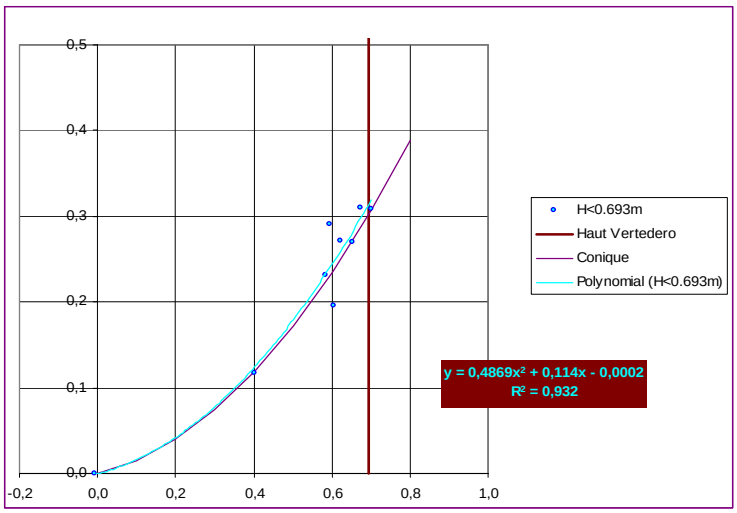
Una técnica original ha sido utilizada para realizar los aforos de crecidas difíciles de encontrar "naturalmente" sobre este sitio alejado: una presa provisional eleva el nivel de la laguna hasta las cotas correspondientes a los mas fuertes caudales de salida. A la ruptura de la presa, los aforos clásicos son realizados durante el desagüe. También es posible verificar sus resultados gracias al conocimiento del volumen evacuado por la laguna entre las cotas sucesivas de dichos aforos.

- Foto 6.17. Sitio de la estación de Artesoncocha (Perú) (B.Pouyaud)

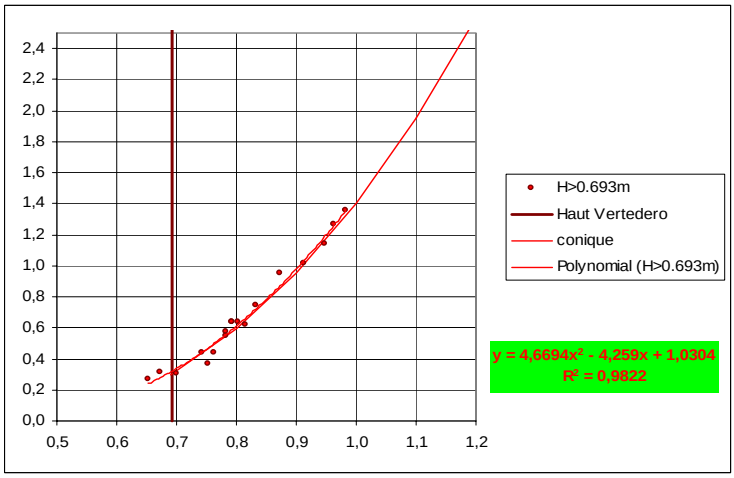
- Foto 6.18. La estación hidrológica de Artesoncocha, 4300 m (B.Pouyaud).



- Figura 6.12. Curva de calibración de la estación Artesoncocha



- Figura 6.13. Calibración de las aguas bajas (vertedero triangular) de Artesoncocha



- Figura 6.14. Calibración de altas aguas (vertedero triangular + rectangular) de Artesoncocha

- **La estación hidrológica del glaciar de Yanamarey (Perú, 4500 msnm)**

Fue instalada en diciembre del 2001 por el INRENA-UGRH con los planos del IRD. A pesar de que no fue necesario, la estación ha sido equipada de un vertedero de tipo Venturi trapezoidal. Esta se encuentra equipada con un limnigrafo LIMNI 92. Su calibración ha sido efectuada gracias a aforos de control dentro del canal de fuga del vertedero, en las mas altas, aguas aprovechando la técnica de la presa temporal descrita anteriormente.

- Foto 6.19. Estación hidrológica de Yanamarey, 4300 msnm, Perú. (B. Pouyaud).

6.3.5. Calculo de los caudales a partir de las alturas de agua medidas en los limnigrafos:

6.3.5.1. Alturas de agua instantáneas, caudales instantáneos y caudales medios sobre un periodo:

El principio general de este cálculo reposa sobre la transformación de las alturas de agua en caudales por la curva de calibración de la sección que hace corresponder a cada altura de agua el caudal que atraviesa la sección en este momento. La curva de calibración es obtenida por un ajuste sobre la serie de aforos disponibles (evitando cualquier descalibracion ya sea a causa de la modificación de la sección de control o del cambio de cero en la escala limnimetrica, etc.), o es deducida de la fórmula de calibración específica de cada tipo de vertedero. Siempre es prudente verificar las fórmulas teóricas con algunos aforos de control.

Los limnigrafos tradicionales registran las alturas de agua sobre una cinta (banda) de registro. A partir de la banda de registro, es posible crear archivos "tiempo – altura" con el paso de tiempo constante conveniente, en función de la variabilidad de las alturas de agua. Posteriormente; cada una de dichas alturas es transformada por lectura de la curva de calibración o de la tabla que se puede constituir. Para automatizar este cálculo, es oportuno ajustar sobre la curva una fórmula matemática. Al termino de esta primera operación dispondremos de archivos "tiempo – caudal".

El desagüe de una pequeña cuenca presenta variaciones suficientemente rápidas para que los pasos de tiempo convenientes sean bastante pequeños (del orden de 5 a 15 minutos). Al contrario de un río regulado por un lago donde pasos de tiempo horarios, multi horarios, ver diarios son suficientes para describir con bastante precisión estas variaciones de alturas de agua. La mayor parte de los limnigrafos modernos han conservado unos periodos de observación de duración constante y programados. La hidrología, ciencia de los balances, se interesa principalmente en el concepto de "caudal promedio", sobre un periodo de referencia bien definido: la hora, el día, el mes, el año, el promedio interanual o modulo, etc., según la naturaleza de la pregunta hidrológica propuesta. Cuando la información de base es conocida, así que definido precedentemente, en la salida de los periodos de los tiempos constantes, es fácil calcular los caudales promedios sobre periodos superiores. Por ejemplo, el caudal promedio diario será la media aritmética de los 24 caudales promedios horarios, estos mismos serán la media aritmética de 12 caudales infra-horarios calculados sobre periodos de 5 minutos... Las curvas de calibración no son generalmente lineales, entonces es conveniente calcular los caudales promedios como promedios de caudales instantáneos o de caudales promedios sobre periodos mas pequeños, y no como el caudal correspondiente a una altura promedio obtenida a partir de aforos instantáneos. Sino, el error podria ser muy importante si la curva de calibración se alejara de la linearidad.

Como se ha visto anteriormente, los limnigrafos llamados CHLOE y sus sucesores LIMNIS almacenan las alturas de agua de una manera diacrónica, a fin de poder guardar un máximo de información sobre una memoria dada, siempre permitiendo conservar la totalidad de la información de base.

Los caudales medios sobre un periodo determinado no pueden ser obtenidos nuevamente como simples promedios aritméticos de los caudales instantáneos. Adicionalmente, se necesita atribuir a cada caudal instantáneo el peso baricéntrico del periodo de tiempo donde

este es representativo. De no ser asi, el error compuesto sería tan grande como el error es sistemático: la información es almacenada unicamente si ella difiere de mas de 1cm del dato guardado precedentemente.

Los limnigramas son una sucesión de crecidas (donde el nivel cambia rápidamente) y de periodos de aguas bajas (donde el nivel pueden quedarse igual mas o menos largo tiempo). La naturaleza misma de la adquición de datos permite la toma en cuenta mas frecuente de grandes alturas de agua (con pequeño periodo de referencia) que de bajas alturas de agua (con largo periodo de referencia). Un promedio aritmético simple conduce obligatoriamente a una sobrestimación sistemática de los caudales. Conviene de remplazarla por un promedio baricéntrico donde cada caudal será afectado por su periodo de referencia.

El IRD ha desarrollado programas informáticos (HYDROM y HYDRACCES) destinados a la gestión de datos hidrológicos de redes hidrológicas enteras. Aunque son de buena performance, éstos programas concebidos para la gestión de grandes redes hidrológicas no son necesariamente los mas indicados para satisfacer las necesidades de gestión de pequeñas cuencas glaciares donde el número de estaciones es generalmente limitado (una o algunas).

En el capitulo siguiente presentaremos algunas hojas de cálculo Excel que efectúan automáticamente el cálculo de caudales, tomando el ejemplo de los caudales promedios horarios (y después diarios y mensuales) obtenidos a partir de alturas de agua instantáneas y de sus caudales correspondientes.

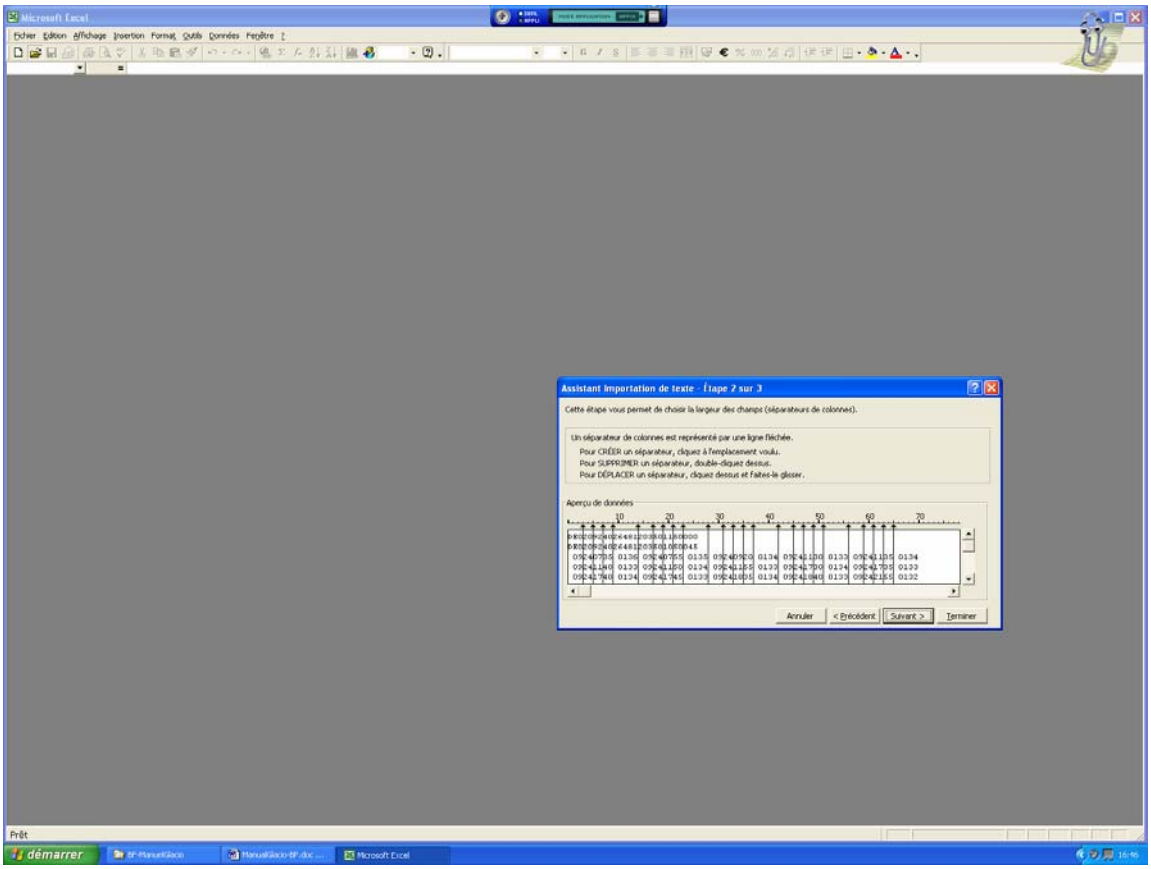
6.3.5.2. Cálculo de los caudales medios horarios, diarios y mensuales:

Los archivos obtenidos de los antiguos cartuchos CHLOE y de las nuevas memorias EEPROM se presentan bajo archivos de extensión ".chc" que pueden ser abiertos por el programa Excel utilizando la opción "todos los tipos de archivos". Dichos archivos, (una vez que se ha indicado el tipo de limnigrafo y de sensor, sus números de serie, la fecha de comienzo de las observaciones tal como sea indicado en las intrucciones), presentan los datos en línea. Cada una de ellas compone 5 paquetes de xx letras, donde se describe una pareja "tiempo-altura del agua" según la sintaxis siguiente:

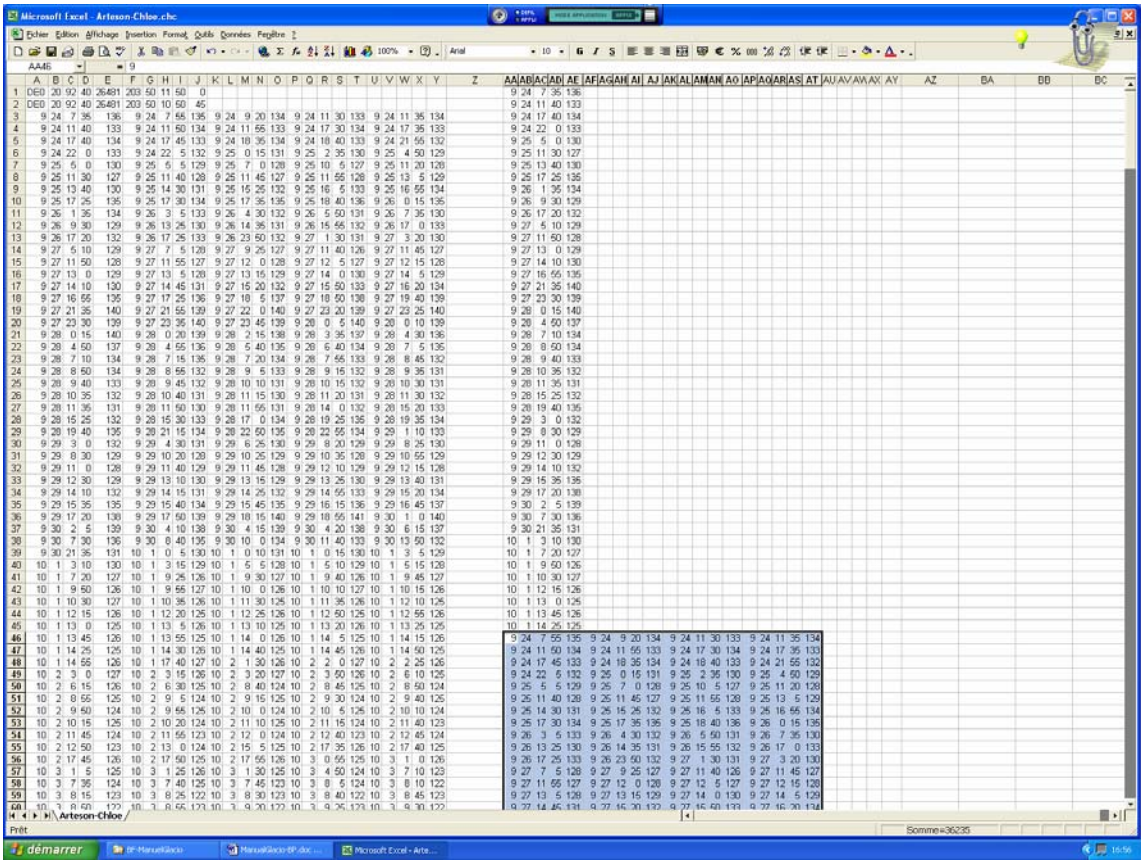
aa(mes)bb(hora)cc(minuto)dd(segundo)xxx(altura del agua), sean 10 caracteres.

En la figura 6.15 que corresponde a la tabla de entrada en Excel, conviene primeramente de separar utilizando las herramientas existentes, los parámetros de diversa naturaleza (tiempo: mes, día, hora, minuto ; altura de agua : centímetros), para obtener un archivo Excel clásico con 5 columnas desde A hasta Y), como aparece en la figura 6.16.

Posteriormente, es conveniente ordenar este archivo conservando solo las parejas "tiempo – altura" ordenadas en una sola columna (AA a AE) con la acción "desplazar – pegar". Esta columna de parejas "tiempo – altura" no se presentará entonces en un orden cronologico (después de pasar de líneas a columnas). Lo anterior puede corregirse rápidamente realizando una doble selección: primero sobre las columnas " día, hora, minuto" (columna AB a AD) y luego sobre las columnas "mes, día, hora" (columnas AA a AC).



- Figura 6.15. Tabla de entrada en Excel



- Figura 6.16. Maniobras para ordenar los datos.

Este ultimo archivo, muestra los indicadores de tiempo a las columnas A y D:

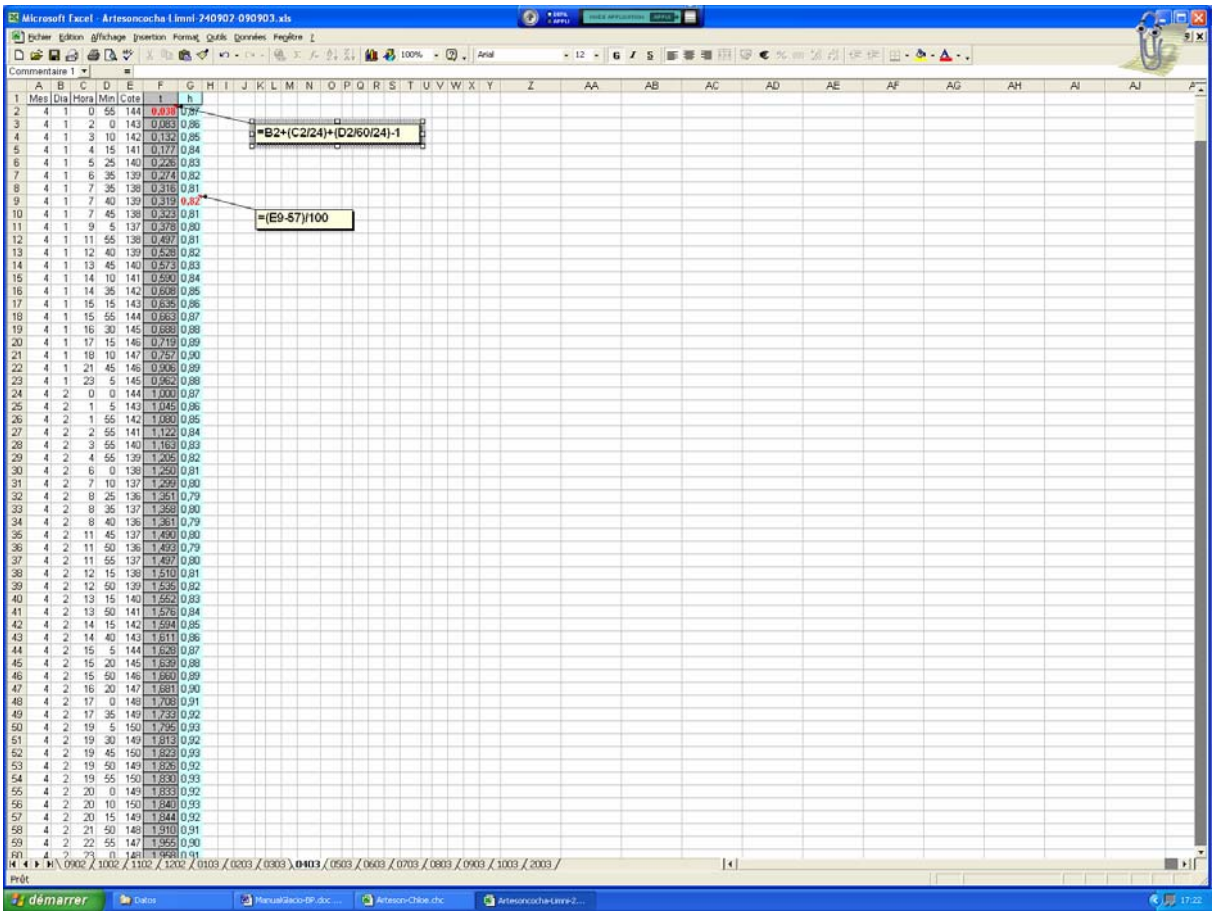
Mes	Dia	Hora	Min

y la altura de agua en la columna E:

Cote

El es utilizado después para calcular tiempos absolutos “t” (en fracción de día) y de cotas “h” (en metros), (por ejemplo en caso de descalibración del cero), en la columnas F y G:

t	H



- Figura 6.17. Calculos del tiempo absoluto “t” (en fracción de día) y de la ctas “h” (en metros).

En lo sucesivo, las parejas “tiempo – cota”, sea: “t,h” descritas anteriormente, van a ser utilizadas en la entrada de hojas de cálculo Excel con el fin de obtener los caudales promedios.

La primera hoja de cálculo denominada “rutina-rio” se establece para tratar el caso de una estación hidrológica clásica instalada en una sección donde existe una curva de calibración unívoca que entrega para cada altura de agua instantánea el caudal instantáneo correspondiente que atraviesa la sección. Tomando en cuenta las dos columnas “t” y “h” de los tiempos absolutos y de las alturas de aguas instantáneas, respectivamente se generan automaticamente, en primer lugar, los caudales instantáneos. En segundo lugar, se obtienen las alturas de agua y los caudales promedios (horarios, diarios y mensuales). La hoja de

calculo Excel propone también un conjunto de graficos para verificar facilmente como estan generadas las alturas de agua promedio horarias, y los caudales promedios correspondientes.

- **Utilización de la hoja de calculo "rutina-rio" (¡a elaborar con la ayuda de la hoja de calculo Excel para para facilitar la tarea!):**

Esta hoja se utiliza a la escala mensual y tiene como finalidad generar las medias horarias y diarias para los datos de un mes completo.

Para su utilización se busca un tratamiento simple: es suficiente introducir en las columnas A y B las series de parejas "tiempo – altura de agua". Luego es necesario completar la columna C copiando la fórmula matemática de la calibración de la sección con el fin de calcular el caudal Q corespondiente. Posteriormente, todos los cálculos se realizan en forma automatica.

Dichos cálculos son complejos y es necesario disponer de algunas explicaciones.

En la primera parte de la tabla (de la columna A hasta la M), los cálculos se llevan a cabo línea por línea. Cada una de ellas corresponde a un instante entregado, para el cual se debe determinar el peso baricéntrico dentro de la composición de los promedios de altura y caudal:

- Las columnas "A" (t en fracción de día), "B" (h en m) y "C" (Q en m^3/s),forman entonces parejas "tiempo-altura de agua" y "caudal" instantáneos.

- Las columnas "D" y "E" calculan el paso de tiempo de la línea, en horas y fracciones de hora ("D" : tl-HR), después el valor entero de este tiempo en "D" ("E" : tl-Hrent)

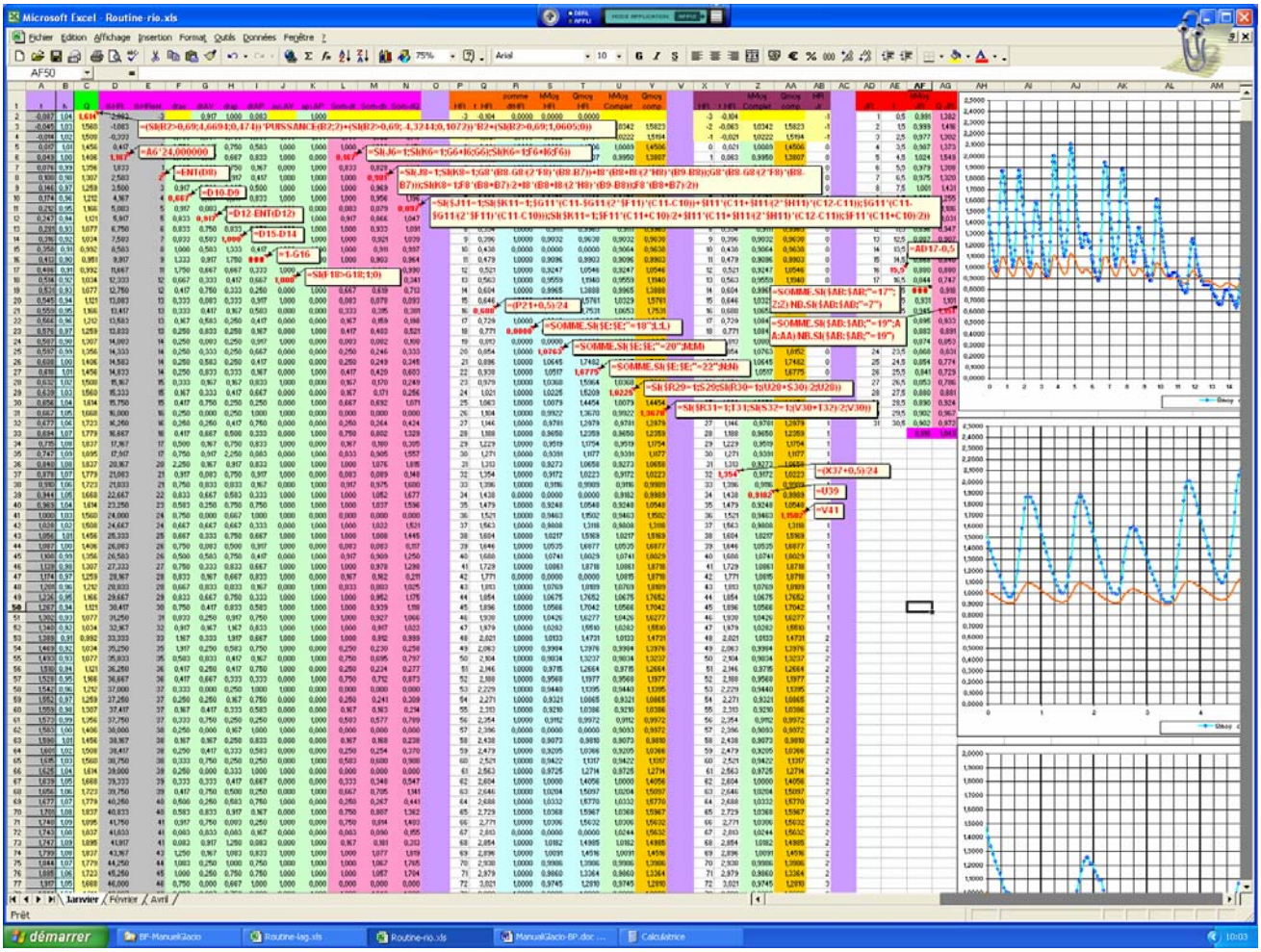
- Las columnas "F" hasta "I" contienen cálculos que permiten situar temporalmente el tiempo "t" de la línea en referencia con el de la línea precedente ("F" : tav), de la línea siguiente ("H" : tap), así que este tiempo en referencia con la hora en punto precedente ("G" : tAV) y de la hora en punto siguiente ("I" : tAP).

- Las columnas "J" y "K" verifican si las proposiciones ("J" : ¿tav > tAV?) y ("K" : ¿tap > tAP?) son verdaderas (1) o falsas (0). El conocimiento de los valores de "J" y "K" permite decidir del "caso" de la línea : si "J"=1 y "K"=1 esto paso horario no tiene más que una unica observación que servirá al cálculo del caudal "antes" y "después" que ella; si "J"=1 y "K"=0, la línea corresponde a la primera observación de un paso horario (que trae al menos una otra observación) y la línea servirá exclusivamente al cálculo del caudal "antes" que ella; si "J"=0 y "K"=0, la línea no es la primera ni la ultima del paso horario y la línea servirá exclusivamente al cálculo del caudal "antes" que ella; para terminar si "J"=0 y "K"=1 la línea es la ultima del paso horario y servirá al calculo del caudal "antes" y "después" que ella.

- Para cada línea, la columna "L" calcula la suma de los tiempos "peso" baricéntricos utilizando los datos de la línea. Si "L"=1,000, este significa que ésta línea corresponde a la unica observación de la hora. Si no, debemos llegar a 1,000 sumando los valores "L" de líneas sucesivas siguientes.

- Las columnas “M” y “N” calculan, respectivamente, para las alturas de agua y los caudales, las partes de la media baricéntrica correspondiente a la línea, las cuales serán enseguida utilizadas para el cálculo definitivo de estas medias horarias de la altura de agua y del caudal.

- Para que la hoja de cálculo funcione, utilizando la funcion “copiar – pegar”, se necesita ajustar el número de líneas de las las columnas “C” hasta la “N” (que contienen fórmulas) al número de líneas de las columnas de datos “A” y “B”.



- Figura 6.18. Ejemplo de hoja de calculo Excel “Rutina-Río”.

En la segunda parte de la tabla (columna “P” hasta “V”), hay tantas líneas como horas en un mes (sea 744 para un mes de 31 días) ;

- Cada línea corresponde a una de estas horas marcada en la columna “P” (0 corresponde a la primera hora del mes, 1 a la segunda, etc.), cuyo tiempo t en fracción de día figura en la columna “Q”.

- Línea por línea, la hoja de cálculo suma los valores de las columnas “L”, “M” y “N” correspondientes a esta hora calculados a partir de las observaciones instantáneas, en referencia con el valor anotado en la columna “E” de la parte de la tabla precedente.

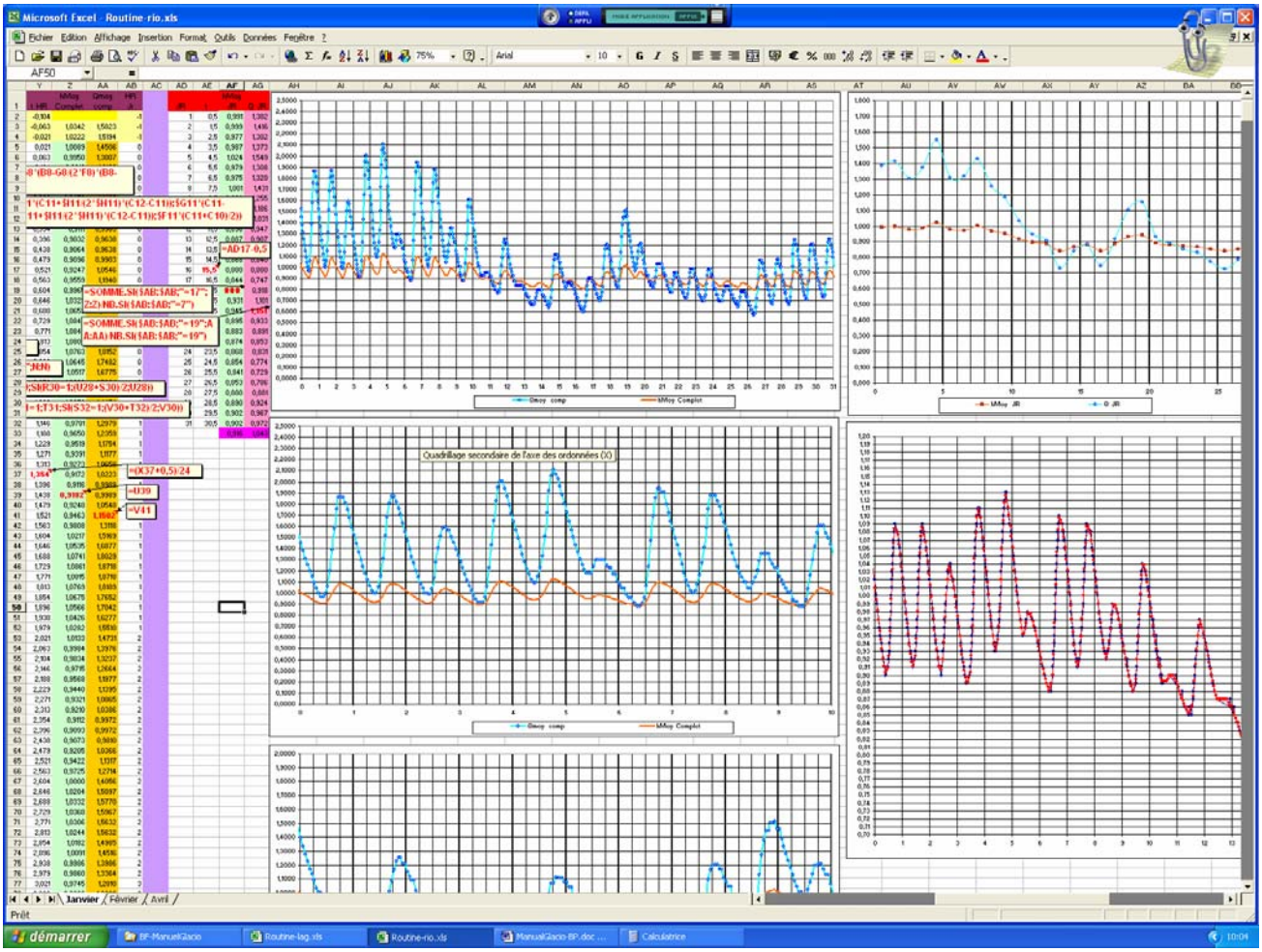
- Si la columna “R” contiene un 1, significa que la hora correspondiente tenia una o varias observaciones que por medias baricéntricas entregan las alturas medias horarias de la columna “S” y de los caudales medios horarios de la columna “T”.

- Si la columna “R” es un 0, significa que no no hubo observación para la hora correspondiente y que la altura se mantuvo estable con una sensibilidad de menos de 1 cm, con ella de la hora precedente.

- Las columnas “U” y “V” permiten entregar valores de alturas de agua y de caudales medios horarios a las horas sin observación con una regla simple: conservamos los valores de la hora precedente hasta que la hora siguiente tenga un valor calculado de la altura y del caudal, y en ese caso tomamos la media entre la hora precedente y la hora siguiente.

- El numero de líneas de la tabla para estas columnas debe ser ajustado al numero de días del mes (28 a 31).

La tercera parte de la tabla considera nuevamente los resultados precedentes (columnas “X” hasta “AB”) e introduce la columna “AB” como abscisa de los gráficos. Para terminar efectuamos en las columnas “AD” hasta “AG” el cálculo final de las alturas de agua y caudales medios (diarios y también mensuales).



- Figura 6.19. Continuación de la hoja de calculo Excel “Rutina-Río”.

A la derecha de la hoja de cálculo, los gráficos presentan, para el mes entero y decadas, las alturas del agua y caudales medios horarios. Como lo hemos indicado precedentemente, un gráfico particular permite visualizar en azul las alturas de agua instantáneas tal como ellas han sido registradas por el limnigrafo y en rojo las alturas de las aguas medias horarias calculadas por la hoja de cálculo Excel que hemos aprovechado enseguida para la elaboración de los caudales medios horarios, luego diarios y por fin mensuales.

- **Utilización de la hoja de calculo "rutina – lago":**

En Perú, se ha decidido instalar algunas estaciones (Artesoncocha, Yanamarey, Shallap, Sullcon Atlántico, etc.) en el desagüe de lagunas de pequeñas dimensiones. En un comienzo esta decisión fue tomada porque aguas arriba de las lagunas, en la desembocadura del glaciar, la situación era desfavorable para la implantación de una estación linmigrafica, ya sea porque podria derrubarse en forma amenazante al sitio o porque no existe alguna sección favorable suficientemente estable.

De todos modos dichas lagunas son igualmente utiles ya que ellas retienen los sedimentos provenientes del glaciar. El inconveniente que presenta este dispositivo es que la estación entrega los caudales que provienen de la laguna (y no aquellos que salen del glaciar), después de la amortiguación inducidos por la laguna.

Siempre es posible reconstituir con bastante precisión los caudales del glaciar a partir de los caudales provenientes de la laguna, a condicion de que el espejo de agua de la laguna sea de una dimensión bastante pequeña en relación a los caudales glaciares. Para ello, conviene que el limnigrama de la estación registre las variaciones del espejo de agua, esto quiere decir que el nivel de referencia del vertedero corresponda bien al espejo de agua de la laguna. Para un periodo "dt" de referencia, por ejemplo la hora, el caudal medio "Q_{gla}" entregado por el glaciar puede ser calculado a partir del caudal medio "Q_{lag}" de salida de la laguna durante el mismo periodo, si conocemos la variación "dV" del volumen de la laguna durante este mismo periodo :

$$Q_{gla} = Q_{lag} + dV / dt \qquad (6.22)$$

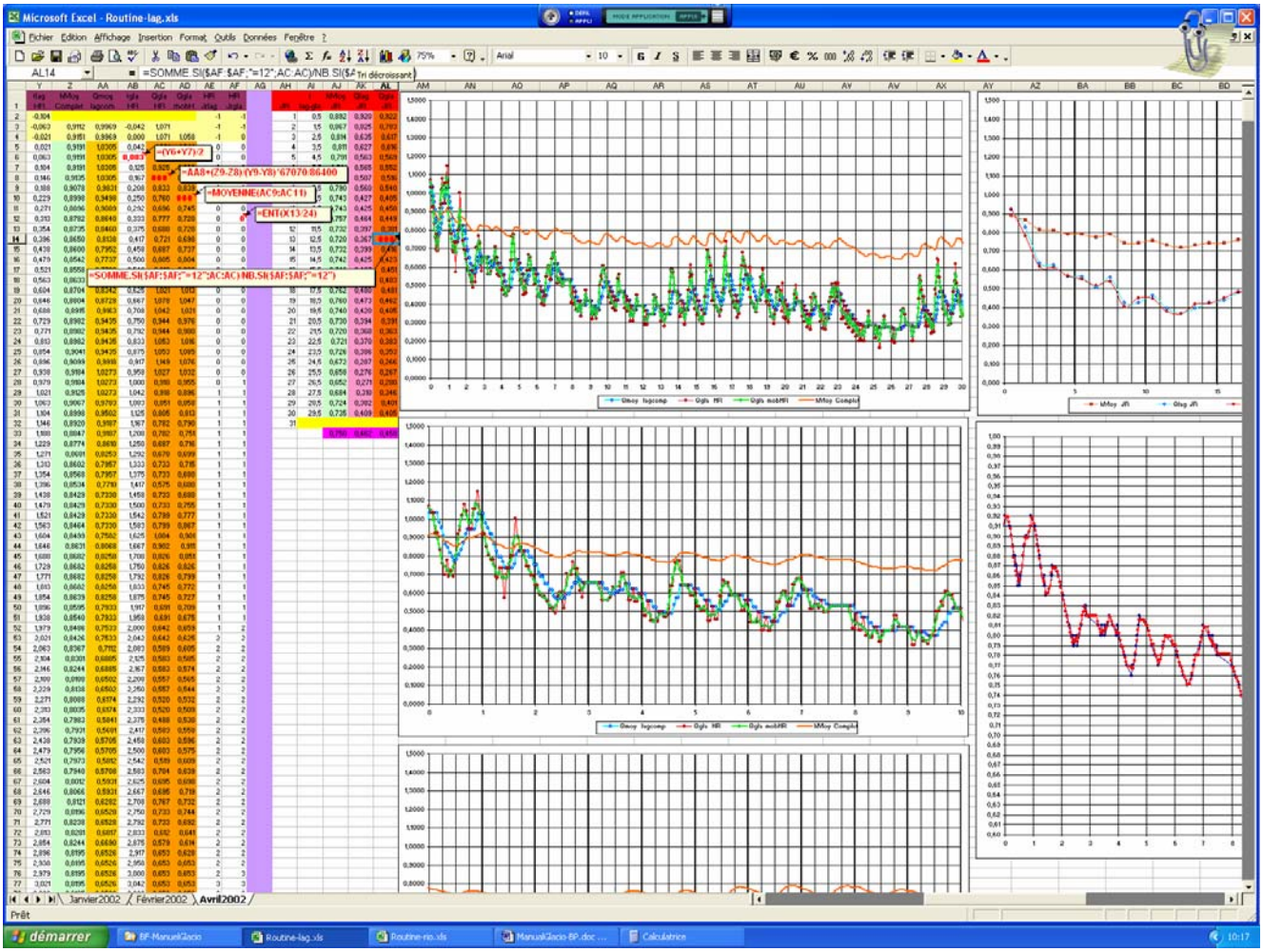
Pues $dV / dt = S * dh / dt$. si "*S"* es la superficie de la laguna en función de la altura de agua *h*. *S* varia poco si *dh* o *dt* se queda pequeño.

La hoja de cálculo "rutina-rio" ha sido adaptada para considerar las especificaciones de las estaciones situadas aguas abajo de la laguna de superficie conocida. A continuacion indicamos las modificaciones introducidas :

- En la columna "AA" el caudal "Qmoy comp" se convierte en "Q moy lagcomp"

- 3 nuevas columnas, "AB" hasta "AD", han sido introducidas para calcular el caudal saliente del glaciar ("AC") a partir del caudal saliente de la laguna con la superficie conocida (6.607 ha, en el caso de la laguna Artesoncocha). En la columna "AD" es calculado un caudal medio "suavizado" sobre 3 horas consecutivas. En efecto, cuando los caudales del glaciar (estación fría) son pequeños, las variaciones del nivel de la laguna que corresponden a los ajustamientos de los caudales de salida con las variaciones de caudal de entrada

pueden ser demasiados pequeños para ser bien y rápidamente anotados por las variaciones del limnigrafo cuya sensibilidad es solo de un 1 cm. Se conviene pues hacer una media de esos errores para eliminarlas.



- Figura 6.20. Ejemplo de hoja de calculo Excel “Rutina-Lago”...

- Una ultima columna “AL” ha sido igualmente agregada para el cálculo de los caudales medios diarios entregados del glaciar “QglaJR”.

Los gráficos de la hoja “rutina – lago” son idénticos a los de la hoja precedente y permiten visualizar las variaciones de los caudales salientes de la laguna, como los entregados del glaciar a las escalas horarias y diarias.

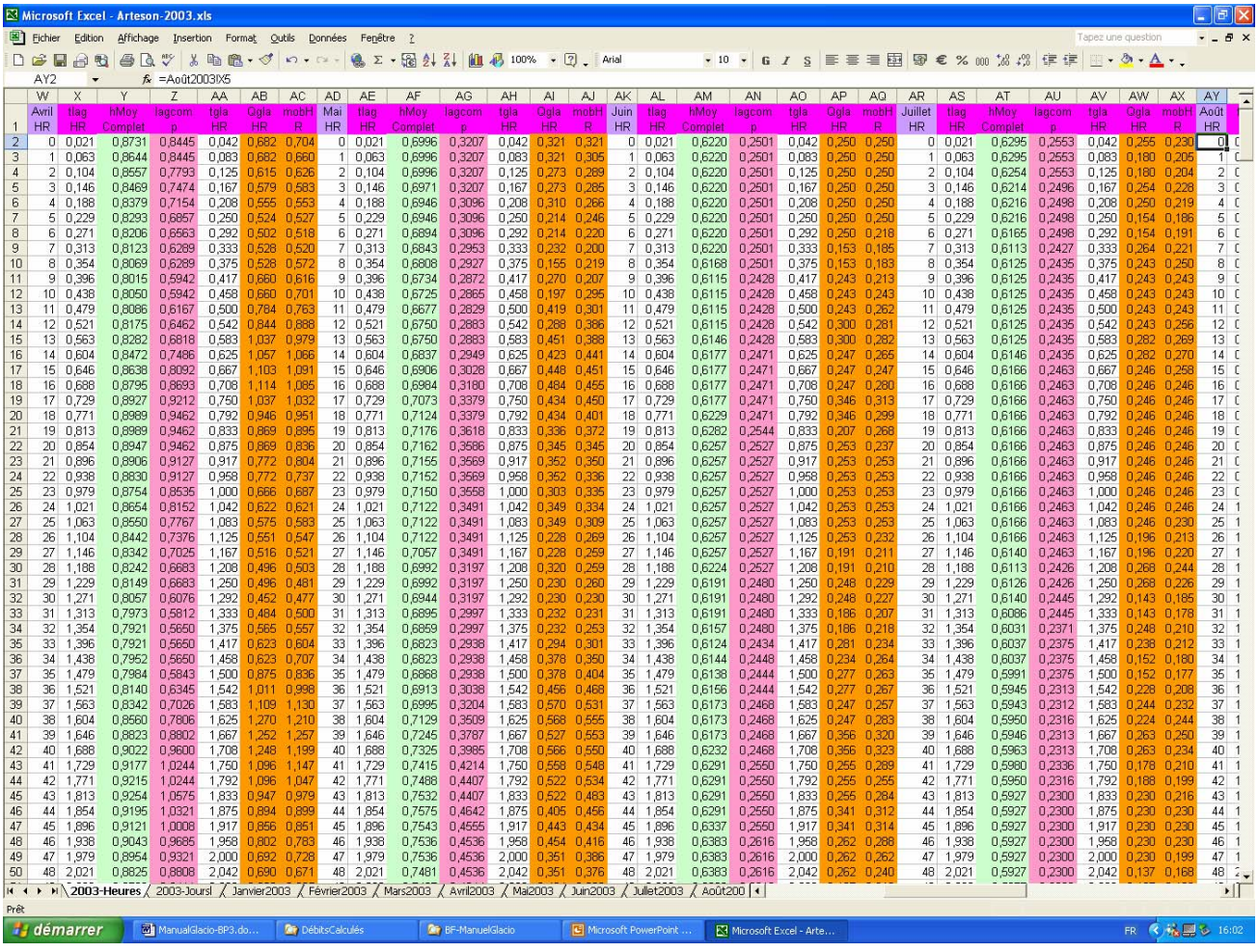
6.3.5.3. Archivos del “banco de datos hidrológicos”:

Existe numerosos programas informáticos para almacenar datos de las grandes redes hidrológicas. Citamos el antiguo “HYDROM” creado por los hidrólogos del ORSTOM-IRD y su sucesor “HYDRACCES”. Tomando en cuenta las necesidades relativamente simples del programa GreatIce, que no contiene un gran numero de estaciones hidrológicas, no es necesario utilizar estos programas específicos y hemos preferido continuar con la utilización

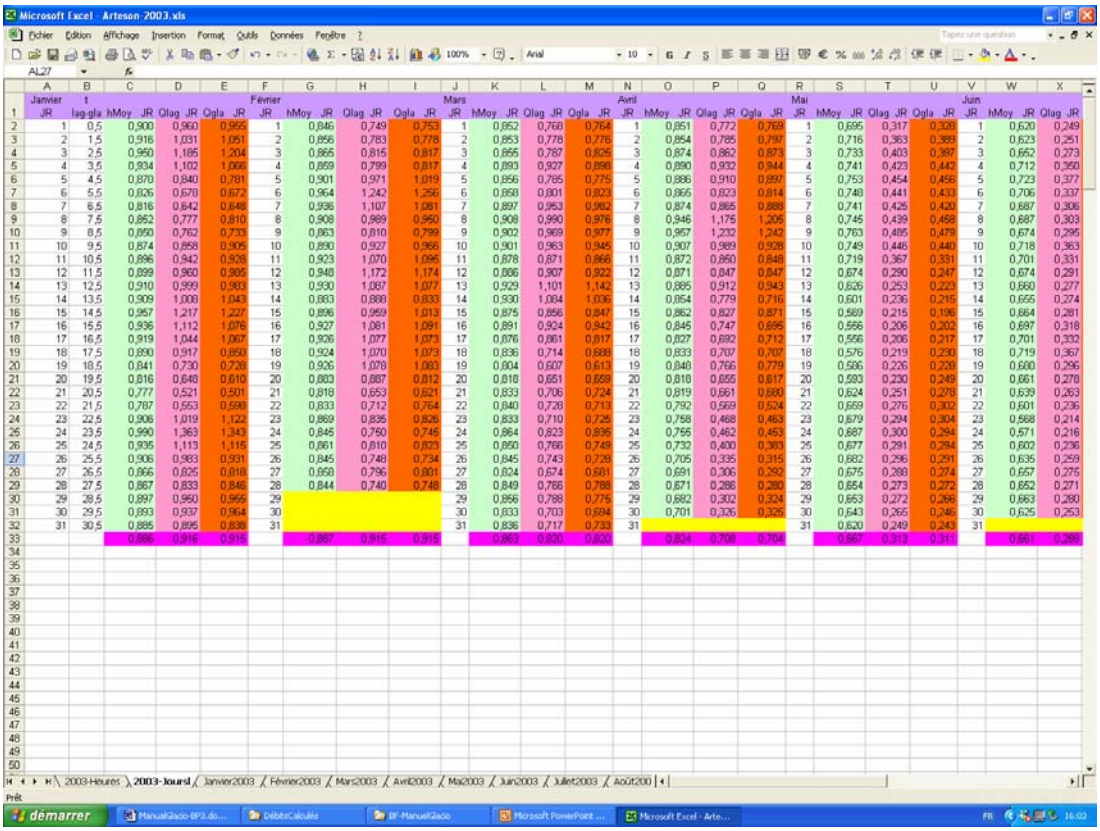
de hojas Exel correspondientes a los tres niveles utilizados de nuestro banco de datos hidrológicos:

- Los datos “brutos”; se encuentran en los archivos recuperados sobre la memoria interna de los limnigrafos CHLOE, que contienen la extensión “.chc” citados anteriormente.
- Los archivos “de cálculo” de rutinas “rutina-rio” y “rutina-lago” presentados anteriormente.
- Para terminar los ficheros “resultados” que pueden ser realmente calificados como “banco de datos” se presentan a continuacion

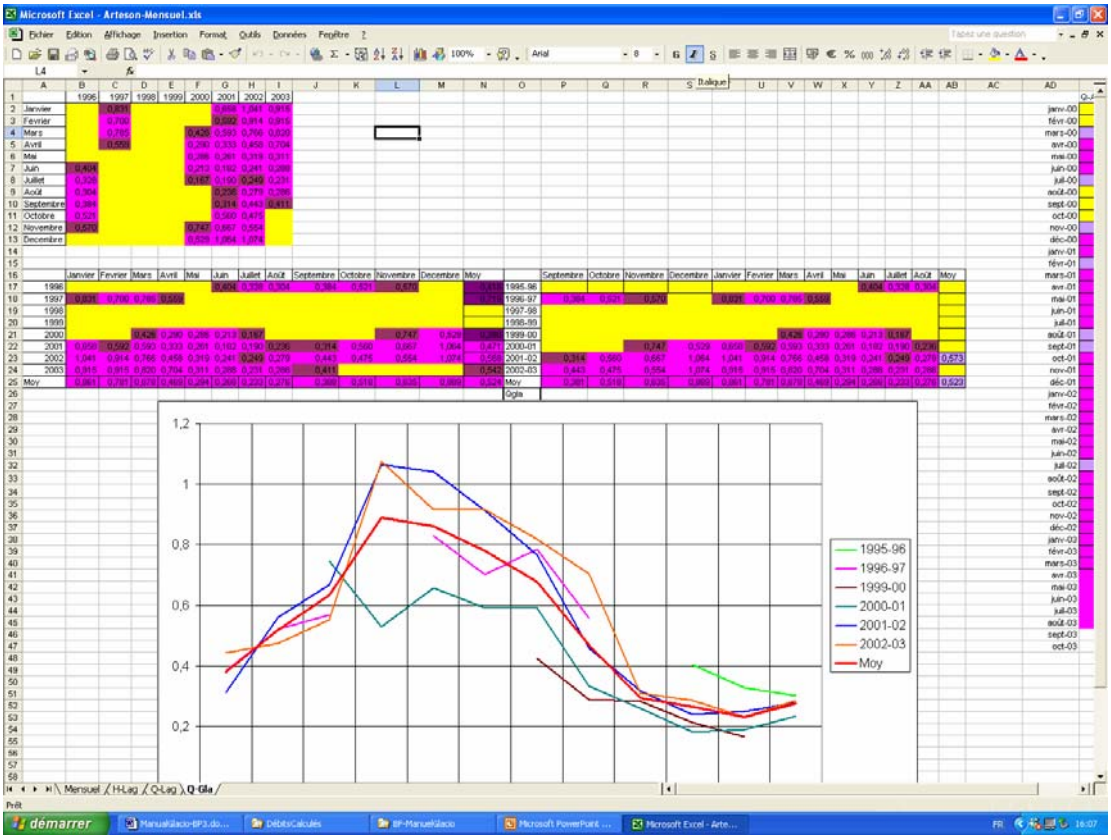
Hemos estimado que para almacenar y comparar mas fácilmente nuestros datos hidrológicos, ellos deberían poseer estructuras temporales comparables. En efecto, tres escalas de tiempo nos parecen pertinentes: horaria, diaria y mensual. Para cada una de ellas, hemos creado una hoja Excel particular. A continuación se presentan los datos junto con los resultados mas complejos de las rutinas “rutina-lago” que contiene a su vez los caudales de salida de la laguna y del glaciar, a las diversas escalas de tiempo:



- Figura 6.21. Hoja de cálculo del banco de datos horarios



- Figura 6.22. Hoja de cálculo del banco de datos diarios



- Figura 6.23. Hoja de cálculo del banco de datos mensuales

6.4. Estimación de la evaporación *(tomado en parte de Musy, 2001)*

Sobre las cuencas clásicas, la evaporación corresponde a un elemento determinante del balance hidrológico, ya que es el principal parámetro responsable del déficit hidrológico (definido como la diferencia entre las precipitaciones y el escurrimiento). A la escala de una cuenca, la evaporación en estricto sentido se ejerce sobre el agua disponible en la superficie del suelo y sobre las napas de agua libre, pero también engloba la evapotranspiración de la cobertura vegetal.

En el caso particular de las cuencas glaciares, las coberturas glaciares son *a priori* muy limitadas y la evapotranspiración es frecuentemente despreciable. Queda entonces la evaporación sobre las superficies de agua libre de las lagunas terminales de los glaciares y la evaporación del agua disponible en la superficie del suelo que para la parte con superficie glaciar de la cuenca se encuentra en estado de nieve o de hielo.

En este caso, no necesitamos referirnos más a la evaporación, sino a la "sublimación" (cambio del estado de un sólido directamente a vapor) que existe solo para las temperaturas negativas. Cuando la temperatura se aproxima a cero, la nieve y el hielo se deshielan para escurrirse como agua liquida y eventualmente después evaporarse. Estas transformaciones y sus variantes resultan de desequilibrios energéticos complejos que se estudian a través del balance de energía de las superficies glaciares. Dichos estudios son demasiado complejos para que sean tratados en este documento. Nos conformaremos con hacer ciertas descripciones sobre los procesos físicos de la evaporación y la sublimación y de los métodos de evaluación de la evaporación sobre los planos de agua libre.

Fisicamente, el proceso de evaporación se inicia por el movimiento de las moléculas del agua. Al interior de una masa de agua líquida, las moléculas vibran y circulan de manera desordenada y este movimiento está ligado a la temperatura del conjunto: cuando ella es más elevada, el movimiento es amplificado y más la energía asociada es suficiente para permitir a ciertas moléculas escaparse y entrar en la atmósfera. Dalton (1802) ha establecido una ley que exprime la taza de evaporación de un espejo de agua en función del déficit de saturación del aire (cantidad de agua $e^*_s - e_a$ que el aire puede almacenar) y de la velocidad del viento u. Esta ley es formulada según la relación siguiente :

$$E = f(u) * (e^*_s - e_a) \qquad (6.23)$$

Con :

- E : taza de evaporación (o flujo de evaporación o velocidad de evaporación),
- e_a : presión efectiva o actual de vapor de agua dentro del aire,
- e^*_s : presión de vapor de agua a saturación a la temperatura de la superficie evaporante,
- f(u) : constante de proporcionalidad (con la velocidad del viento u).

Esta relación indica también que en teoría y dentro de ciertas condiciones de presión y de temperatura entregadas, los procesos de evaporación son posibles hasta que la presión de vapor efectiva alcance un limite superior que no es otro que la presión de vapor saturante (la evaporación se para cuando $e_a = e^*_s$). Así, para que exista evaporación, se necesita que el gradiente de presión del vapor de agua sea positivo.

Señalaremos aun que la presión de vapor saturante aumenta con la temperatura. Ella puede presentarse como sigue (presión e^*_s en Pa, y temperatura t en grados Celsius):

$$e^*_s = 611 * exp\ (17{,}27 * t / (237{,}3 + t)) \qquad (6.24)$$

Otros ajustes existen para e^*_s (y e^*_i , en caso de temperaturas negativas, y entonces de hielo). Nosotros presentamos aquí abajo lo que hemos obtenido a partir de las tablas de valores entregadas por Brutsaert (1972).

$$e^*_s = 0.0004 * t^3 + 0.0147 * t^2 + 0.3801 * t + 6.2219 \qquad (6.25)$$

$$e^*_i = 0.0002 * t^3 + 0.0167 * t^2 + 0.4955 * t + 6.1062 \qquad (6.26)$$

con t en °C ; e^*_s y e^*_i en mbars.

6.5. Caudales escurridos, caudales específicos, láminas escurridas y coeficiente de escurrimiento.

En el capitulo 6.3. se han presentados los métodos para obtener los caudales medios que transcurren, sobre un periodo determinado (horas, días, meses) por la sección de control de la estación hidrológica instalada a la salida de una cuenca. A partir de estos caudales presentados en l/s [$L*s^{-1}$], o en m^3/s [$m^3 * s^{-1}$], pueden ser calculados otros dos parámetros comúnmente empleados en la hidrología general, el caudal especifico Q_s y la lámina escurrida L_e, éstos dos requieren la intervención de la superficie total S de la cuenca.

El caudal especifico Q_s es definido de una manera simple, siempre para un periodo determinado (hora, día, mes, etc), como la relación entre el caudal medio Q sobre este mismo periodo y el área S total de la cuenca :

$$Q_s = Q / S, \text{ en } l/s/km^2, [l*s^{-1}*km^{-2}], \text{ o en } m^3/s/km^2, [m^3*s^{-1}*km^{-2}] \qquad (6.27)$$

Para obtener la lámina escurrida L_e, sobre un periodo determinado, conviene primeramente calcular el volumen escurrido a la salida de la cuenca durante el periodo T de referencia, después de dividirlo por la superficie S de la cuenca :

$$L_e = Q * T / S = Q_s * S \qquad (6.28)$$

Con la expresión en "m" o en "mm" según que Q y Q_s sean expresados en l/s o en m^3/s, S debe ser siempre expresado en km^2.

Esta lámina escurrida L_e no es otra que el escurrimiento R definido en el § 6.1.

Los caudales específicos y las láminas escurridas son parámetros hidrológicos comunmente utilizados para comparar fácilmente el comportamiento de las cuencas de áreas diferentes. En el caso de las cuencas glaciares, durante largos periodos del año, la casi totalidad del

escurrimiento proviene únicamente del glaciar. Puede ser ventajoso de tomar en cuenta unicamente la superficie del glaciar en el cálculo de la lámina escurrida o del caudal específico, con el fin de comparar los parámetros directamente ligados solo a las superficies glaciares, consideradas como partes « activas » de las cuencas en régimen glaciar.

Ciencia de los balances, la hidrología se esfuerza también en explicarlos: en la hidrología clásica de las cuencas, buscamos a menudo encontrar relaciones entre el escurrimiento y los parámetros climáticos (altura e intensidad de las lluvias, temperatura, evaporación, etc.) y/o a los propios a las cuencas mismas (tipo de suelo, humedad, forma, etc.) susceptibles de explicar estos escurrimientos. Se acostumbra, por ejemplo, encontrar en primer lugar una relación entre el escurrimiento y la precipitación, Pero éste no es el caso general para las cuencas glaciares, por lo menos cuando sus partes no glaciar no son importantes
Sobre una cuenca clásica, el escurrimiento es descompuesto en dos funciones succesivas: una primera función llamada de « producción » que explica como se produce el agua disponible para el escurrimiento a partir de las precipitaciones, una segunda función llamada de « transferencia » que transporta el agua producida y disponible en todos los puntos de la cuenca hasta su salida al desagüe.

Esta descomposición en dos puede ser conservada en el caso de cuencas glaciares, aun si los procesos son diferentes y la escala de tiempo cambia. En efecto, la « producción » del agua que transitará en la salida de la cuenca, por tanto que la cuenca no glaciar sea de pequeña extensión, resulta esencialmente del deshielo de la superficie glaciar. Ella es principalmente función de los parámetros climatologicos (temperatura y humedad del aire, energía disponible, albedo de la superficie del glaciar, etc.).

El estudio fino de los procesos muestra al contrario, que el deshielo presenta correlaciones negativas con las precipitaciones: en efecto, las precipitaciones de nieve fresca entregan al área del glaciar un albedo fuerte (cerca de 0,9) que reduce la energía disponible y en consecuencia limita el deshielo. Durante los periodos sin precipitación, la capa de nieve de la superficie glaciar, por debajo de la línea de equilibrio, desaparece progresivamente, se carga de impurezas y el hielo aparece con un albedo de su superficie que se hace mas débil, hasta 0.3,, aumentando en consecuencia la energía disponible para el deshielo.

Contrariamente a las cuencas clásicas, la relación entre el escurrimiento y la precipitación es en general muy decepcionante y susceptible de cambiar mucho de una época del año a otra.
Los procesos hacen que existan, por el contrario, otras relaciones que se se presentan, mas adelante, en algunos gráficos.

6.5.1. Escurrimiento y porcentaje de superficie glaciar:

Cuando comparamos los escurrimientos entre las diferentes cuencas glaciares altas de un conjunto regional mas vasto, cualquiera sea el parámetro escogido (caudal;, lamina escurrida, déficit) aparece una fuerte relación entre los escurrimientos y el porcentaje de superficie glaciar de las cuencas. El valle del Río Santa en la Cordillera Blanca en Perú presenta un extraordinario conjunto de datos, los resultados son presentados mas abajo.

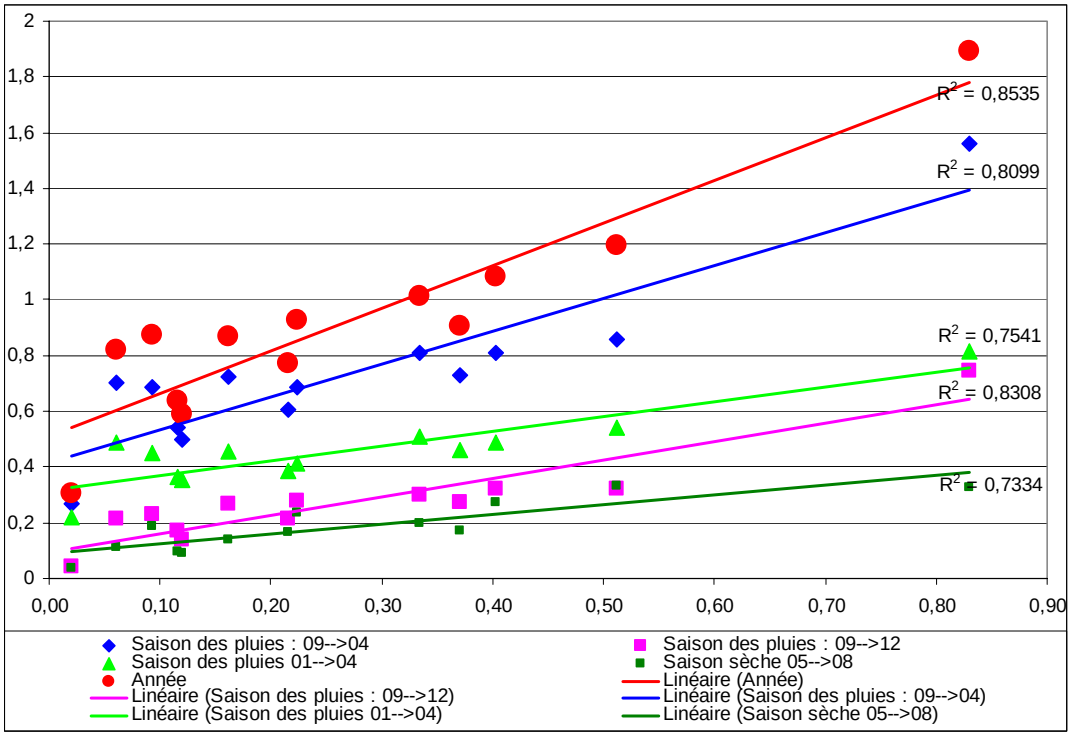
En la tabla 6.4. figuran (en valores interanuales) los porcentajes de las superficie glaciares (medidos sobre datos topográficos de 1970) y las laminas de aguas escurridas, en promedio

interanual 1953-1997, en mm) de 13 cuencas del Río Santa para periodos singulares del año (estación de lluvias, comienzo y final de la estación de lluvia, estación seca, año total).

	% gla	09-->04	09-->12	01-->04	05-->08	Año
RECRETA	0,02	0,266	0,044	0,222	0,037	0,305
QUEROCOCHA	0,06	0,703	0,216	0,487	0,114	0,822
QUITARACSA	0,09	0,684	0,233	0,451	0,188	0,876
PACHACOTO	0,12	0,539	0,172	0,367	0,097	0,640
LA BALSA	0,12	0,496	0,140	0,356	0,093	0,592
OLLEROS	0,16	0,724	0,267	0,457	0,141	0,869
COLCAS	0,22	0,604	0,216	0,388	0,165	0,772
LOS CEDROS	0,22	0,688	0,278	0,410	0,238	0,928
CHANCOS	0,33	0,811	0,302	0,509	0,200	1,015
QUILLCAY	0,37	0,731	0,271	0,460	0,171	0,905
LLANGANUCO	0,40	0,807	0,321	0,486	0,272	1,082
PARON	0,51	0,860	0,319	0,541	0,333	1,197
ARTESONCOCHA	0,83	1,560	0,744	0,816	0,329	1,893

- Tabla 6.4. Porcentajes de las superficies glaciares y láminas de aguas escurridas, en promedio interanual 1953-1997 de 13 cuencas del Río Santa para periodos singulares del año (estación de lluvias, comienzo y final de la estación de lluvia, estación seca, año total). Los datos de **Artesoncocha** son diacrónicos y corresponden solo a los años 2000-2003.

El gráfico que se presenta muestra las buenas correlaciones, en todas las épocas del año, entre las láminas escurridas y porcentajes de superficie glaciar de las diferentes cuencas glaciares.



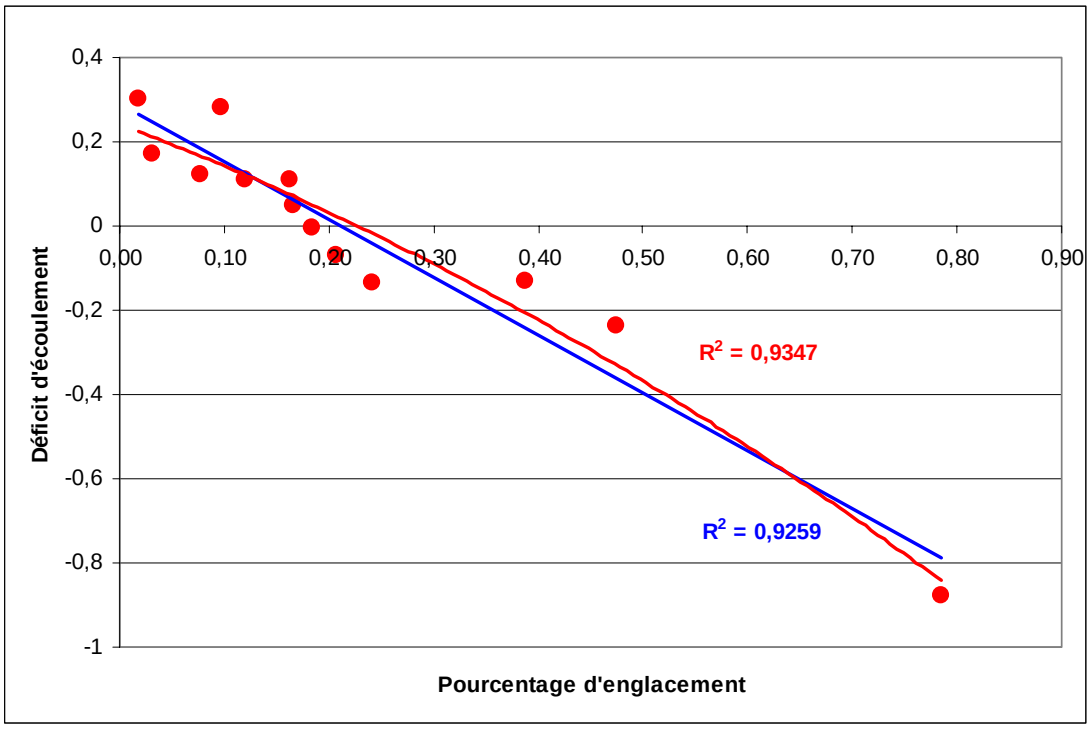
- Figura 6.25. Correlaciones, a toda época del año, entre las láminas escurridas (en Y) y los porcentajes de superficie glaciar de las diferentes cuencas glaciares(Y) (datos de la Tabla 6.4.).

En la tabla 6.5., siempre para el mismo grupo de cuencas glaciares, se presentan para cada una de ellas los valores del déficit hídrico, en promedio interanual 1953-1997, (en mm), obtenidos a partir de los principales parámetros hidrológicos de cada cuenca (láminas escurridas, precipitaciones medias, etc.), observando los porcentajes de superficie glaciar (medida sobre los datos topográficos de 1991).

NOMBRE	% Gla	Le An	Pluie	Kr	Déficit	Deshielo
RECRETA	0,02	0,3050	0,609	0,501	0,304	-10,59
QUEROCOCHA	0,03	0,8222	0,993	0,828	0,171	10,63
QUITARACSA	0,08	0,8759	0,999	0,877	0,123	5,39
PACHACOTO	0,10	0,6398	0,922	0,694	0,282	1,95
LA BALSA	0,12	0,5918	0,700	0,845	0,108	1,27
OLLEROS	0,16	0,8693	0,979	0,888	0,110	2,78
COLCAS	0,17	0,7720	0,823	0,939	0,051	2,15
QUILLCAY	0,18	0,9053	0,901	1,005	-0,004	2,71
LOS CEDROS	0,21	0,9284	0,857	1,083	-0,071	2,57
CHANCOS	0,24	1,0147	0,881	1,152	-0,134	2,64
LLANGANUCO	0,39	1,0824	0,954	1,135	-0,129	2,00
PARON	0,48	1,2132	0,976	1,243	-0,237	2,00
ARTESONCOCHA	0,79	1,8932	1,016	1,863	-0,877	2,27

- Tabla 6.5. Valores del déficit hídrico, en promedio interanual 1953-1997 (en mm) obtenidos a partir de los principales parámetros hidrológicos de cada cuenca (láminas escurridas, precipitaciones medias, etc.), observando los porcentajes de superficie glaciar (medida sobre los datos topográficos de 1991).

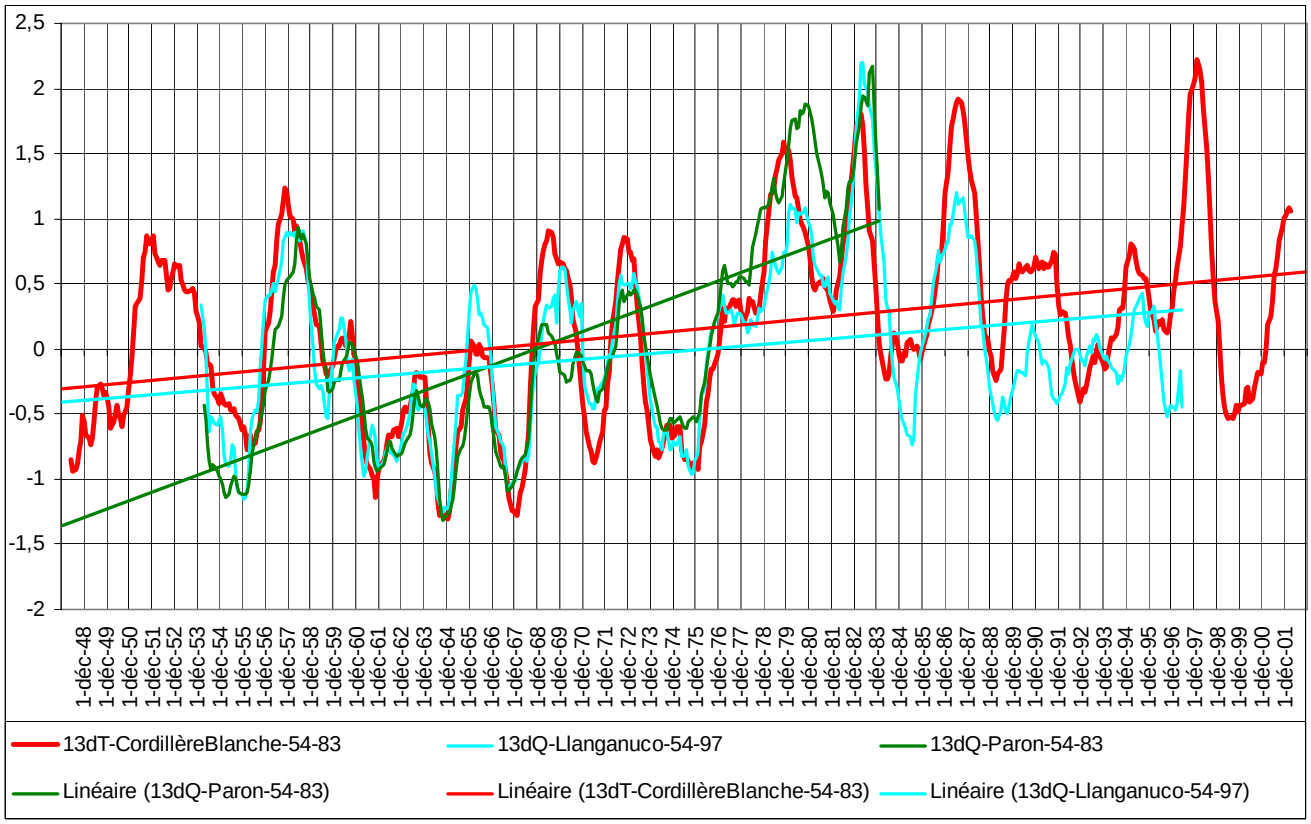
El gráfico que presentamos abajo (figura 6.26) entre el déficit hídrico y el porcentaje de superficie glaciar ilustra muy bien la relación que existe entre estos dos parámetros.



- Figura 6.26. Relación entre el déficit hídrico (Y) y el porcentaje de superficie glaciar (X). Datos de la tabla 6.5.

6.5.2. Escurrimientos y parámetros climáticos:

Cuando buscamos explicar los escurrimientos de una cuenca clásica entregada a una escala de tiempo dada (por ejemplo los caudales de escurrimiento mensuales o anuales), nos referimos lo mas a menudo a los parámetros climáticos característicos de una cuenca, como la precipitación (mensual o anual) y/o a sus parámetros fisiológicos. Los procesos que explican el escurrimiento de una cuenca glaciar hacen que estas correlaciones sean reemplazadas por otras particulares. Como ejemplo de dichas relaciones particulares, se presenta la extraordinaria correlación que existe a la escala mensual entre los escurrimientos de las cuencas glaciares con bastante superficie glaciar de la cuenca del Río Santa, de Parón (50 %) y de Llanganuco (40 %) y las temperaturas de reanalisis entregadas por NCEP-NCAR sobre la Cordillera Blanca al nivel de 500 hPa, alrededor de 6000 msem (ver el capítulo 7.5 sobre los reanálisis) .



- Figura 6.27. Relación a escala mensual (en valores normalisadas) entre los escurrimientos de las cuencas glaciares con bastante superficie glaciar de la cuenca del Río Santa, Parón (50 %) y Llanganuco (40 %) y las temperaturas de reanalisis NCEP-NCAR sobre de la Cordillera Blanca al nivel 500 hPa.

6.6. Comparando Balance Hidrológico y Balance Glaciológico

La pregunta ha sido abordada a partir del caso del Glaciar Zongo sobre una serie de datos glaciológicos e hidrológicos del 1991 al 2002 (Sicart *et al*., in prensa).

6.6.1. Recordamos cuales son los parámetros utilizados para calcular el balance hidrológico y el balance glaciológico:

El **balance hidrológico** [b_h] (ver § 6.1) toma en cuenta la precipitación liquida/sólida caida sobre el glaciar y su cuenca (P en m.), los volumenes de agua escurridos en una estación limnimétrica situada sobre el río emisario (D en $m^3\ a^{-1}$), el área del glaciar (S_g), el área total de la cuenca (S) y un coeficiente de escurrimiento de el área no cubierta por el glaciar (c_e). El cálculo toma la forma siguiente:

$$b_h = P - 1/S_g\,[D - (S\text{-}S_g)\,c_e\,P] \qquad (6.29)$$

Los pluviómetros son, excepto uno (el más bajo en altura), de tipo tanque-2000 (ver § 7.1). Todos están ubicados en la cercanía del glaciar (menos de 0.5 km) y sobre morrenas, excepto uno que se instaló durante varios meses en la parte mediana de la zona de ablación del glaciar. Se ha fijado el coeficiente c_e empíricamente a 0.8. Solo se mide D directamente, P es un valor extrapolado a toda la superficie del glaciar mediante un gradiente estimado, y el valor de c_e es una estimación empírica para una cuenca de alta montaña con vertientes muy empinadas. En fin, no se toma en cuenta los términos *evaporación* (de la agua escurrida) y *sublimación* (de la nieve y del hielo).

El **balance glaciológico** b_n (o *balance neto específico*) se estima por la medición directa de la acumulación neta en la zona ubicada arriba de la línea de neviza del año y por la medición también directa de la ablación en la zona baja del glaciar con la red de balizas. Se pondera cada valor de balance asignado a un rango altimétrico por la superficie relativa de dicho rango (ver § 1.1 y la ecuación 1.3). Si se supone que las mediciones puntuales de acumulación y de ablación son de buena calidad, el problema crucial surge de la extrapolación de esos valores que son discretos a todas las áreas del glaciar que se encuentran desprovistos de mediciones. Se interpola lateralmente los valores de las balizas ubicadas en el centro del glaciar hacia las otras balizas cercanas a los bordes de ambos lados del glaciar, si ellas existen. Longitudinalmente, se interpola también sobre las zonas inaccesibles y sin balizas, como por ejemplo los sectores agrietados y los seracs muy caóticos. De esta manera, se ha practicado cada año una interpolación lineal en los rangos altimétricos ubicados entre los valores medidos en las cotas 5200 m y 5500 m.

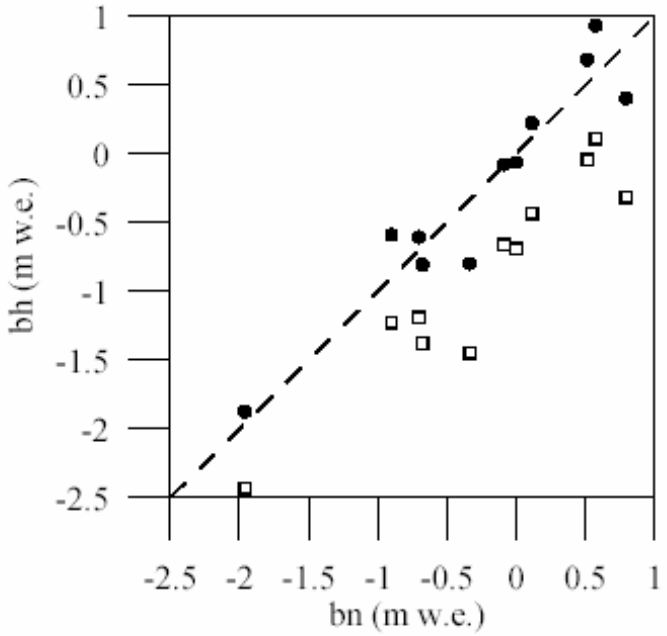
6.6.2. ¿Cómo explicar las discrepancias que existen entre b_h y b_n en el Glaciar de Zongo?

Sobre el periodo 1991-2002, Sicart et al. (in prensa), encontraron los valores promedios siguientes para el balance hidrológico b_h (reducido a la superficie del glaciar) y el balance glaciológico b_n :

- b_h = - 880 mm we (desviación estardar SD = 740 mm we)

- b_n = - 240 mm we (desviación estardar SD = 790 mm we)

Los valores anuales respectivos aparecen en la figura 6.28 (cuadrados blancos).



- Figure 6.28. Balance hidrológico anual (bh) en función del balance glaciológico (bn) para 1991-2002. Lo cuadrados blancos muestran el cálculo de b_h con el promedio de precipitación P medido en los pluviómetro totalizadores P1-P8. Los círculos negros representan b_h con P aumentado de unos 50%. Fuente : Sicart *et al*., in prensa.

Se nota una diferencia importante entre las 2 estimaciones : el balance glaciológico es más elevado que el balance hidrológico, lo mismo sucede si se considera el primero con un margen de incertidumbre de ±400 mm we (Sicart et al., in prensa). Eliminando la sublimación (que no se considera en el cálculo de b_h) y la incertidumbre respecto a c_e, que son términos que no pueden explicar la amplitud de la discrepancia, los autores concuerdan en estimar que es la precipitación P la que puede explicar una parte importante de la diferencia entre los 2 balances. P aparece netamente subestimada en el glaciar respecto a los valores obtenidos en su periferia.

Efectivamente, un pluviómetro ubicado en el centro de la zona de ablación del glaciar durante más de un año midió un equivalente de agua superior de 20% respecto a los mismos instrumentos ubicados sobre las morrenas circundantes. Considerando que la diferencia entre la precipitación medida en los bordes inferiores del glaciar y el monto que recibe el glaciar puede aumentar con la altura, los autores consideran razonable aumentar la precipitación recibida por todo el glaciar en un 30%. Sin embargo, para equilibrar b_h y b_n., se necesita aumentar un 50% la precipitación sobre el glaciar: con este valor, b_h *y* b_n se ajustan sobre la recta $X = Y$ (figura 6.28, puntos negros). Un tal aumento parece poco razonable si se lo compara a los valores de acumulación neta medidos en la parte alta del glaciar.

Por otra parte, se puede pensar que el modo de medición de b_n subestima el deshielo del glaciar, particularmente en las zonas de seracs y en los bordes. Sobre los margenes del glaciar, la roca absorbe la radiación incidente y devuelve esta energía en forma de calor sensible y de

radiación de ondas largas. Tanto seracos como los bordes del glaciar son conocidos como zonas donde la fusión aumenta respecto a las zonas planas regulares y al centro del glaciar.

En la zona de acumulación, que representa más del 60% del área del glaciar, los criterios para determinar si hay sobrestimación o subestimación de la acumulación neta no son todavia muy claros. Hemos visto anteriormente que la incertidumbre en el tiempo de la determinación de la capa basal tiende a sobrestimar la acumulación de un monto igual a la ablación que ocurre entre el 1ro de Septiembre (fecha fija de la medición) y el inicio del ciclo de acumulación en la altura, que ocurre generalmente más tarde (Octubre- Diciembre). En efecto, en Bolivia, la capa basal data generalmente de un periodo posterior al comienzo del año hidrológico que ha sido fijado (ver § 2.2.3. y figura 2.4.). Por otra parte, las zonas donde se excavan los pozos o donde se practican las perforaciones son zonas relativamente planas y concavas sometidas a un excedente de acumulación desde las crestas ventosas. En cambio en la parte baja de la zona de acumulación (<5600 m), una cierta cantidad de nieve acumulada se derrite y el agua de fusión penetra en los perfiles inferiores depositados durante los años anteriores. Es cierto que una "cierta cantidad" de agua "se escapa" de la capa superficial para aumentar la densidad de los perfiles profundos pero no se sabe cuanto...

Con las dudas que subsisten, se podrá en el futuro reducir de una manera significativa la incertidumbre que pesa sobre el balance glaciológico mediante campañas de medición específicas: se tratará de instalar por ejemplo una baliza en una zona de seracs durante un año completo si es posible. También en los bordes del glaciar; se podrán instalar balizas de acumulación entre 5500 m y 5800 m para obtener una estimación exacta de la capa anual (ver § 2.2.3).

En conclusión, en el estado actual de los estudios, es razonable considerar que los errores los más flagrantes que entran en el cálculo de los balance b_h *y* b_n tienen las origenes siguientes :

1) una subestimación de la precipitación sólida sobre el glaciar de 30%,
2) una subestimación de la ablación en los bordes y las zonas de seracs,
3) una sobrestimación de la acumulación neta del año en la zona de acumulación.

Estos 3 errores se suman para disminuir el balance glaciológico y aumentar el balance hidrológico. En cambio, se puede destacar que el balance hidrológico no toma en cuenta la sublimación/evaporación, lo que tiende a disminuir este balance y a aumentar un poco más la discrepancia con el balance glaciológico. Según Wagnon (1999), en base a mediciones y estimaciones, la sublimación podría alcanzar un valor promedio de ~200 mm we a^{-1} sobre el glaciar de Zongo.

¡NOTA! Este ejemplo del Glaciar de Zongo no puede ser generalizado a todos los glaciares de la zona. Es probable que cada glaciar tenga un balance hidrológico y un balance glaciológico que no coinciden perfectamente, y que las razones de esta discrepancia sean diferentes de un glaciar al otro. Sin embargo, se puede suponer que los glaciar de pequeño tamaño, con una morfología regular y donde las mediciones son posibles sobre toda la superficie han probablemente un b_n *y un* b_h *que se ajustan más.*

6.7. Referencias bibliográficas del capítulo

Sicart, J.E., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B. & Condom, T., in prensa. Hydrological and glaciological mass balances of a tropical glacier: Zongo, Bolivia. *Global and Planetary Change.*

Musy, A., Favre, A., C., Gillardin, A., Higy, C., Picouet, C., Pugin, S. "e – drologie" Cours d'hydrologie Générale. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. Département de Génie Rural. Laboratoire d'Hydrologie et Aménagement (IATE/HYDRAM).

Pouyaud B., Yerren J., Arboleda J., Suarez W. (2001). Variabilidad pluviometrica a escalas anual y cuadrimestral en la vertiente peruana del oceano pacifico. Rapport multigraphié IRD-SENAMHI, versions papier et CD Rom.

Pouyaud B., Vignon F., Yerren J., Suarez W., Vegas F., Zapata M., Gomez J., Tamayo W., Rodriguez A. (2003). Glaciares y recursos hidricos en la cuenca del rio Santa. Rapport multigraphié IRD-SENAMHI-INRENA, versions papier et CD Rom.

- Foto 6.20a. Glaciar Artezonraju, Cordillera Blanca, Perú en 2000 (B.Francou)

- Foto 6.20b. Glaciar Artezonraju, Cordillera Blanca, Perú en el año 2004 (B.Pouyaud)

7. Meteorología

Generalmente, el análisis de las relaciones entre clima y glaciar se hace mediante varios tipos de métodos y equipos. Tradicionalmente, se correlaciona la evolución del glaciar con los datos que provienen de estaciones que pertenecen a las redes nacionales, las cuales están ubicadas a varios kilómetros del glaciar. Los datos más utilizados son la temperatura del aire, la humedad, y las precipitaciones (ejemplo : Estación de El Alto-La Paz para los glaciares de Chacaltaya y del Zongo). Sin embargo, esta opción encuentra muchas dificultades referentes a la calidad de los datos (continuidad, homogeneidad) y al hecho de que la mayoría de las estaciones están ubicadas en ambientes urbanos y sufren entonces de desviaciones artificiales.

Una mejor opción consiste en utilizar datos de estaciones ubicadas a unos kilómetros del glaciar y que incluyan como mínimo las variables siguientes: temperatura del aire, humedad relativa, radiación global, viento (dirección/velocidad) y precipitaciones (con pluviógrafo): ejemplo la estación MEVIS ubicada en la Plataforma de Zongo, o la estación SENAMHI de Chacaltaya. Para la precipitación (parámetro muy dificil a extrapolar en el espacio) es conveniente instalar puntos de mediciones a proximidad inmediata del glaciar y en varios puntos. Para ello, se ha utilizado en toda la red andina un tipo de pluviómetro totalizador sencillo y robusto adaptado a la medición de las precipitaciones sólidas (nieve y granizo) y que tiene una capacidad de acumulación de un año. Se presenta en el capítulo 7.1. este tipo de pluviómetro, de contrucción artesanal y de fácil manipulación, que puede ser acoplado eventualmente a un pluviógrafo de tipo HOBO (ver 7.2.).

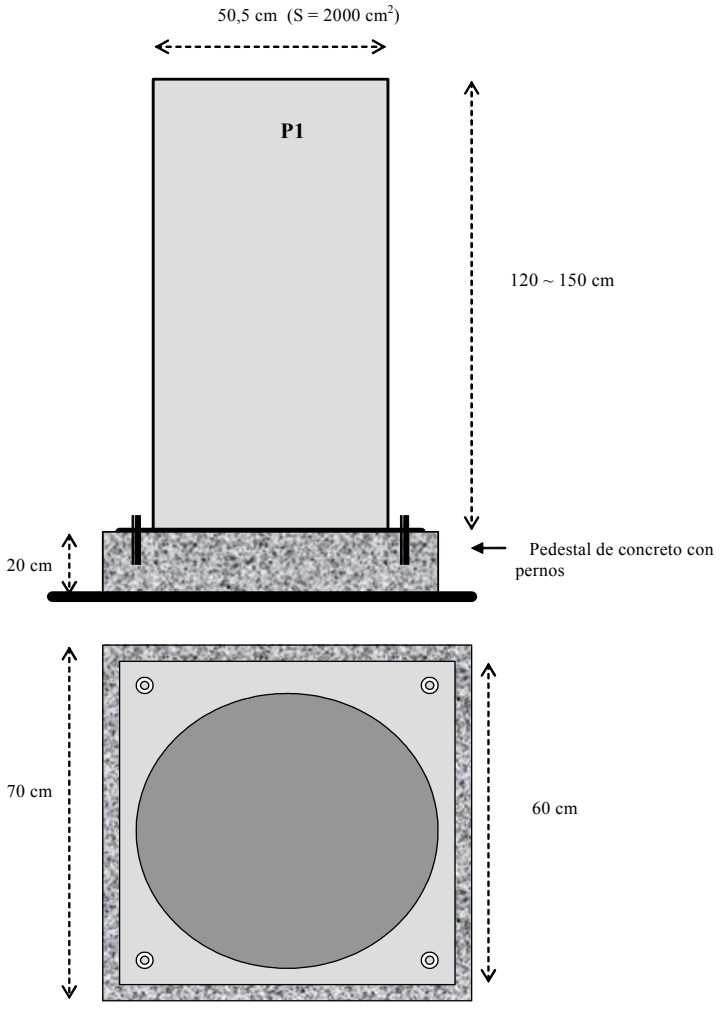
El método más adecuado para identificar y modelizar los procesos de ablación y de acumulación consiste en practicar una serie de mediciones micro-meteorológicas precisas en la superficie misma del glaciar durante algunos ciclos anuales completos. Este método ha sido desarollado en el Glaciar de Zongo y en el Glaciar del Antizana por P.Wagnon, P.Ribstein, J.E.Sicart, V.Favier y J.P.Chazarin, pero este trabajo es demasiado específico para ser utilizado en rutina y generalizado a la mayoría de los glaciares, así que será presentado en este manual solo de una manera muy suscinta. Sin embargo, como alternativa, se instaló al lado de ciertos glaciares (los glaciares “laboratorios” del ORE “Observatoire de Recherche sur l’Environnement” estaciones completas permanentes acopladas a cámaras fotográficas automáticas para una medición periódica del albedo, las cuales se presentarán más adelante en el capítulo 7.3.

Precisamos finalmente, que actualmente muchos investigadores utilizan los datos “reanalizados” disponibles en los bancos accesibles a través de internet. Se precisarán en el capítulo 7.5 los sitios internet más comunmente utilizados donde se encontrarán dichos datos y el método para extraerlos.

7.1. Los pluviómetros totalizadores tipo “tanque-2000”

7.1.1. Presentación de los pluviómetros:

La figura 7.1 muestra el plano de este tipo de pluviómetro totalizador que puede ser fabricado localmente. Se recomienda una altura compatible con el máximo de precipitación del año hidrológico y evitar vaciarlo parcialmente en el transcurso del año. En Bolivia y Perú, se debe escoger una altura de 1.20 m, y en Ecuador 1.50 m. La superficie de captación debe ser de 2000 cm^3, lo que corresponde a un diámetro de 50.5 cm. Se debe evitar agregar un sistema de vaciado con llave ya que es una fuente de problemas (fugas accidentales o provocadas). Privilegiar el vaciado lo más simple, con una manguera o con un recipiente: al final, se inclina el tanque, después de haberlo liberado de los pernos que lo mantienen fijo. Colocar después de cada vaciado 2 litros de aceite de grado 40 (no demasiado viscosa) con el fin de bloquear la evaporación con una capa de 10 mm de espesor. Agregar una cierta cantidad de líquido anticongelante que puede ser útil encima de los 5000 msnm. Utilizar un flexómetro para hacer las mediciones, los otros instrumentos de medida más voluminosos pueden hacer variar el nivel (foto 7.1).



- Figura 7.1. Plano de un pluviómetro totalizador del tipo 2000 cm^2. La altura (120/150 cm) depende de la cantidad de precipitación anual.

¡OJO! Es indispensable que el pluviómetro sea perfectamente estable y horizontal por encima de su pedestal. En caso contrario, la medición sería gravemente afectada por un error aleatorio (si no se mide el nivel siempre al mismo lado) . Verificar de vez en cuando la correcta horizontalidad del sistema haciendo mediciones cruzadas de un borde al otro.

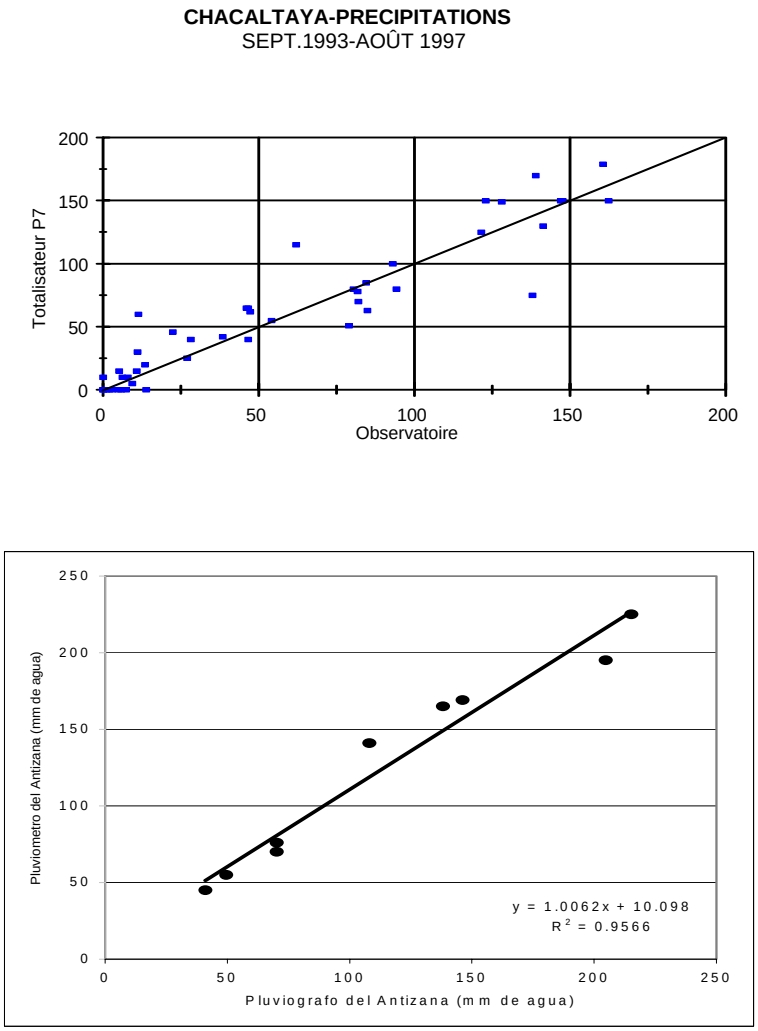
¡OJO! No olvidar restar el espesor de la capa de aceite (10 mm) cuando se hace el informe. Lo más seguro es hacerlo durante la medición y escribirlo.

- Foto 7.1. Un pluviómetro "tanque-2000" (P1) en el Glaciar de Zongo (B.Francou).

7.1.2. Precisión de este tipo de equipo y fuentes de errores:

En la estación del Observatorio de Chacaltaya, se hizo un intento de calibración entre los pluviómetros clásicos de la red nacional, medido cada día, con una superficie de captación de 314 cm^2, y un pluviómetro totalizador de tipo tanque-2000 (P6), medido cada més. Los dos pluviómetros estan ubicados uno al lado de otro. A pesar de presentar una boca y un ritmo de medición diferente, lo cual puede resultar un error suplementario, los dos pluviómetros del Observatorio aparecieron correctamente correlacionados durante el periodo de estudio 1993-1997, lo que representa un total de 48 meses, de los cuales solo 3 se alejan nitidamente de la recta (figura 7.2a).

En el Antizana, sobre 9 meses del 2002, existe una buena correlación (r=0.98, pendiente = 1) en la estación Antizana 15 entre un pluviómetro de tipo "tanque-2000" y un pluvógrafo HOBO instalado en un abrigo R-FUESS de 160 mm de diámetro de boca (figura 7.2b).



- Figura 7.2a. Regresión entre los totales mensuales en el pluviómetro clásico de 314 cm^2 y el totalizador P6 de 2000 cm^2 (y = 6.28 + 0.95x, con r = 0.94 y n = 48) [Francou et al., 1998]. 7.2b. Regresión entre los totales mensuales de un pluviógrafo de boca de 201 cm^2 y el pluviómetro tipo "tanque-2000" P4 de la estación Antizana (4555 m) sobre 9 meses del año 2002 [Cáceres et al., 2003].

Las *fuentes de errores* más importantes con este tipo de pluviómetro son:

- posibilidades de fugas, cuando las soldaduras no han sido suficientemente probadas: para evitarlas, dejar los tanques llenos de agua varios días antes de instalarlos;
- capa de aceite insuficiente para evitar todo tipo de evaporacion: en Bolivia, durante un mes sin precipitación, se ha notado una disminución del nivel de un máximo de 10 mm con una capa de aceite de 10 mm;
- congelamiento del agua y de aceite: en los pluviómetros ubicados en zonas muy altas (>5000 m., en Bolivia particularmente), se nota un congelamiento superficial que puede durar los 2 o 3 meses de temporada seca: la capa de hielo, así como la nieve que cae y se queda en la superficie, sufren entonces una fuerte evaporación;
- como en todo tipo de pluviómetro instalado a nivel del suelo, se nota un problema de "snow drift", cuando la nieve del suelo se mueve por efecto del viento y cae en el recipiente.

A pesar de estos problemas, los pluviómetros en cuestion se pueden considerar como bastante eficientes y confiables, si a lo menos son ubicados en sitios favorables.

7.1.3. ¿Donde instalar los pluviómetros?

Evitar los sitios siguientes :

- sitios demasiado altos: 5000 m parece ser un máximo en los Andes centrales, más arriba la temperatura del aire es casi constantemente negativa y el agua puede congelarse durante los periodos fríos ;
- lugares ventosos: cuellos abiertos a los vientos, morrenas muy culminantes, donde muchas veces las precipitaciones caen en forma oblicua;
- sitios muy cercanos de promontorios naturales: la capa de nieve puede ser levantada por el viento y luego caer en el tanque.

Será conveniente ubicar esos pluviómetros como una red que pueda captar lo mejor posible la evolución de la pluviometría al lado del glaciar. El mejor sistema consiste en disponerlos en un transecto vertical, tratando de evitar los errores producidos por las posiciones erróneas mencionadas más arriba. Si se encuentran las buenas ubicaciones, se puede observar un gradiente (positivo o negativo) o una ausencia de gradiente, lo cual puede ser util para extrapolar una cantidad de las precipitaciones medidas a toda la superficie del glaciar (ver §6).

¡OJO! Las mediciones de acumulación efectuadas en las partes altas del glaciar pueden ser útilmente comparadas con las cantidades de agua recogidas por los pluviómetros. Pero, hay que precisar que en el primer caso se trata de una acumulación ***neta*** *(A_n), sumando teóricamente los términos siguientes : A_n= precipitación – sublimación –fusión – erosión por el viento + aporte por el viento + aporte por la escarcha.*

7.2. Los sensores HOBO : instalación y gestión

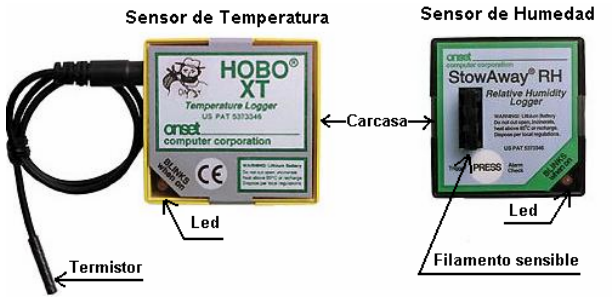
Estos sensores son bien adaptados a las condiciones específicas que existen a más de 4000 m de altura. Son además relativamente baratos, lo que permite multiplicar a buen costo los puntos de medición. Han sido probados en diferentes oportunidades y los datos fueron comparados con aquellos obtenidos a través de otros equipos más sofisticados. Estas pruebas han sido concluyentes. Sin embargo, su instalación y su gestión requieren algunas precauciones, que presentamos en los párrafos siguientes.

7.2.1. Sensor de Temperatura y Humedad relativa:

Para medir la temperatura y la humedad relativa del aire a 4000 y 4750 m en el Antizana, se utilizó sensores de la marca HOBO. Estos cuentan con su propio software (BoxCar-Pro) para programarlos y descargar los datos. Las partes principales de los sensores de temperatura XT y humedad relativa se indican en la figura 7.3.

El sensor XT utiliza un cable externo para conectarse al termistor que se encuentra encerrado en una cápsula por donde atraviesa la corriente eléctrica. Los cambios de

resistencia son proporcionales a los cambios de temperatura. La humedad relativa es medida por un capacitor de polyester, por este filamento sensible atraviesa la corriente eléctrica detectando los cambios de nivel de capacitancia y a la vez estos son proporcionales a la humedad relativa del ambiente.



- Figura 7.3. Partes principales de los HOBO de temperatura y humedad.

Las características técnicas del sensor XT y humedad relativa se presenta en las tablas 7.1 y 7.2 respectivamente :

Sensor	Temp. Rango	Memoria	Precisión	Dimensión (cm)
HOBO XT	-39 a 122 oC	8K	± 0.2 ^{o}C	4.5x 4.5 x1.5

- Tabla 7.1. Características técnicas del HOBO XT.

Sensor	Temp.Rango	Memoria	Precisión	Dimensión (cm)
STOW AWAY RH	-5 a 60 oC	8K	± 0.5 %	4.5x 4.5x1.5

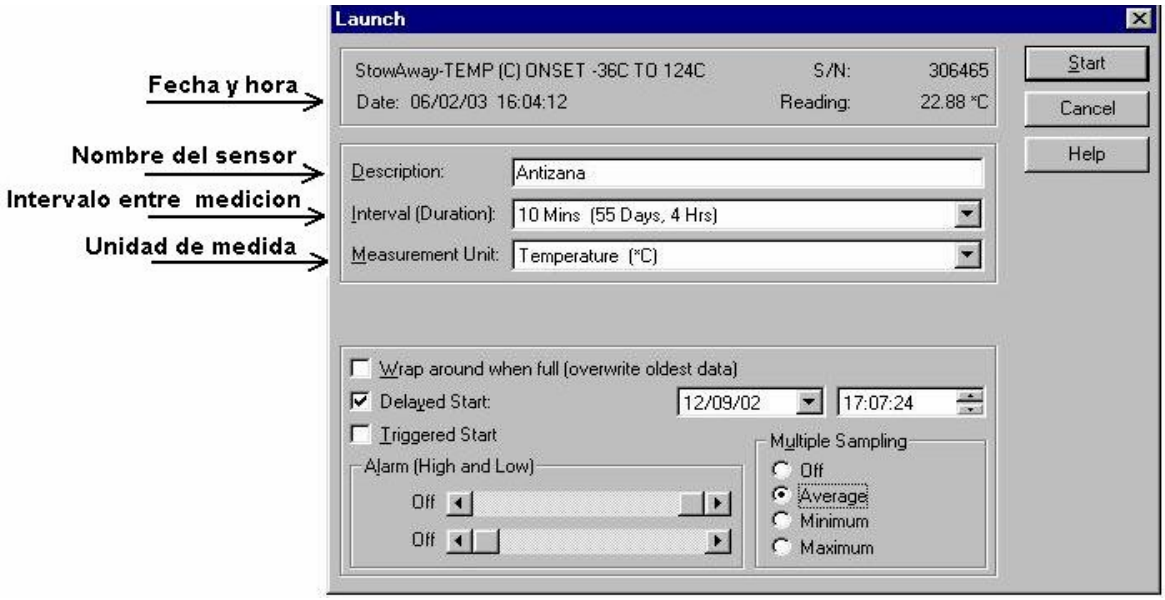
- Tabla 7.2. Características técnicas del HOBO RH

1) Programación de los sensores XI y RH:

Para programar cualquier sensor HOBO se puede utilizar los siguientes periféricos:

- Computadora
- Optic Shuttle
- Palm

Conectando el sensor al periférico en la figura 7.4 se indica los datos que debemos llenar/verificar obligatoriamente.



- Figura 7.4. Cuadro de dialogo para iniciar el funcionamiento del HOBO.

Los intervalos entre cada medición pueden ir desde 0.5 segundos hasta 9 horas y se elige de acuerdo a la necesidad, mientras que la memoria total del sensor se ajustará al intervalo escogido. Cuando el sensor inicia su funcionamiento por primera vez, debemos darle un nombre: es aconsejable poner el nombre del lugar donde se está instalado para evitar confusiones.

¡OJO! Antes de programar el HOBO se verificará que el periférico tenga la fecha y hora correcta ya que los sensores serán sincronizados de acuerdo al periférico.

Siempre que los aparatos inician, el centelleo del LED confirma la lectura y el buen funcionamiento. Además la memoria permanente de EEPROM conservará los datos aunque la batería falle.

2) Instalación:

Para la instalación y funcionamiento de los aparatos XI y RH es necesario contar con un abrigo meteorológico en vista que las carcasas no tienen protección contra los agentes corrosivos que pueden atacar la parte electrónica.

3) Recomendaciones para la instalación:

Cuando el sensor debe instalarse en lugares donde las precipitaciones caen en forma de nieve el abrigo meteorológico debe contar con persianas suficientemente cerradas para impedir el ingreso de la nieve al interior del abrigo. La nieve que ingresa puede acumularse sobre los sensores provocando perturbación en las mediciones, además el agua producto de la fusión ingresará a la parte electrónica provocando graves daños al sensor.

¡CONSEJO! : Para evitar este peligro lo mejor es suspender los aparatos, utilizando cajas plásticas apropiadas para sujetar los sensores al techo del abrigo.

4) Periodos para descargar los datos:

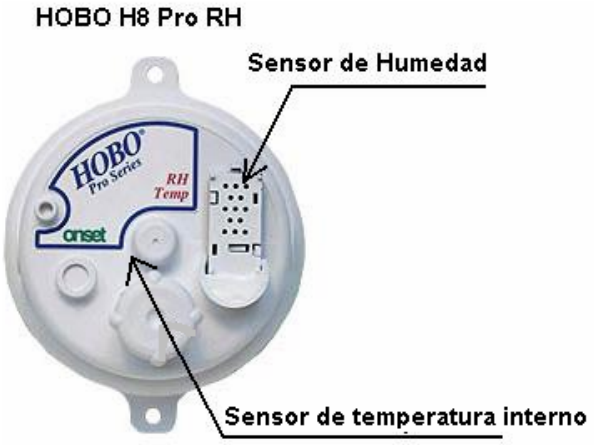
El periodo para descargar los datos es a conveniencia ya que el aparato está listo para entregar sus datos a partir de la primera medición. Se aconseja realizar la descarga mensualmente porque los aparatos y estaciones hidrometeorológicas son visitadas con dicha frecuencia.

¡OJO! El sensor funcionará de acuerdo al tiempo escogido en la programación, es decir, que cuando la memoria se satura el sensor dejará de funcionar automáticamente.

7.2.2. Sensor de Temperatura y Humedad HOBO H8 Pro RH:

Cuando se cuenta con estaciones de difícil acceso o muy alejadas del centro de operaciones, es necesario contar con un sensor que pueda almacenar datos durante temporadas largas (hasta un año). Esta característica la posee el HOBO H8 Pro RH. Se ha podido verificar que la configuración de este aparato, le permite ser más resistente al ambiente corrosivo. Además las mediciones de temperatura y humedad las realiza dentro del mismo aparato lo que facilita la descarga y recopilación de datos.

Las partes principales y características técnicas del HOBO H8 Pro RH se presentan en la figura 7.5 y la tabla 7.3, respectivamente.



- Figura 7.5. Partes principales del HOBO Pro

Sensor	Temp.Rango	Memoria	Precisión	Peso
HOBO H8 Pro RH	-30°C a +50°C	64 K	± 0.2 °C	20 gms

- Tabla 7.3. Características técnicas del HOBO Pro.

La manipulación para la programación, instalación y descarga de datos es la misma para todos los sensores de la familia HOBO. Luego, esos puntos no seran mencionados en el presente manual.

7.2.3. Sensor de Precipitación HOBO Event Logger:

Para medir la precipitación, los HOBO Event Logger, son una buena alternativa, ya que fueron probados desde 4000 hasta 4900 m.

El principio de funcionamiento es el siguiente: enviar pulsos eléctricos al módulo de memoria partiendo del Swich (normalmente abierto) que se cierra por efecto de basculación. La bascualción se produce cuando el cangilón recoge un cierto volumen de agua producto de alguna precipitación.

Las partes principales y datos técnicos se pueden ver en la figura 7.6 y la tabla 7.4 respectivamente.

- Figura 7.6. Partes principales del Event Logger

Sensor	Temp. Rango	Memoria	Precisión	Peso
Event Logger	-20°C a +70°C	8000 acontecimientos	± 0.5 s	94 gms

- Tabla 7.4. Características técnicas del Event Logger

La *programación y descarga de datos* es idéntica a los otros sensores con la diferencia que para el Event Logger no podemos escoger el intervalo de tiempo ya que la memoria disponible está ajustada para registrar 8000 pulsos. Para la programación y descarga de datos se deben seguir los pasos ya mencionados.

Para *la instalación* de los HOBO Event Logger, se debe tomar en cuenta algunos factores que pueden afectar las mediciones, entre los más importantes podemos mencionar:

- *Seguridad para el sensor*: Cuando se instala el sensor en zonas donde no existe vigilancia permanente, se debe tomar las precauciones necesarias para evitar daños en su estructura física.

  ¡CONSEJO! Por ejemplo colocar el HOBO al interior de un pluviógrafo convencional R-FUESS. La adaptación y fijación se pude hacer como se indica en la foto 7.2 .

- Foto 7.2. Adaptación del Event Logger dentro de un pluviógrafo convencional R-FUESS. El diámetro de boca del R-FUESS es de 16 cm. Estación "Páramo" del Antizana (B.Francou).

  ¡OJO! Cuando se introduce el HOBO dentro de otro pluviógrafo, la superficie de recolección cambia, por ello se debe hacer una recalibración en laboratorio para encontrar el nuevo coeficiente de basculación. Para el R-FUESS el coeficiente es de 0.214mm de precipitación para cada basculación.

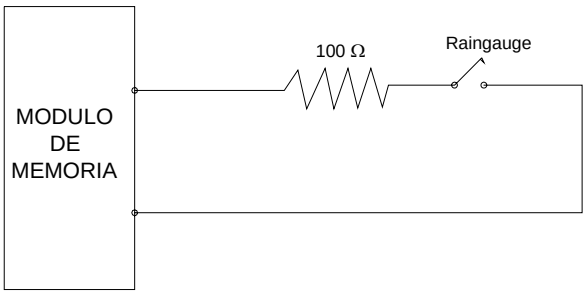
- Cuando tenemos que instalar un sensor HOBO Event Logger en lugares húmedos (>70 %) se debe tomar en cuenta *que los contactos eléctricos pueden sufrir 3 problemas importantes :*

  - Corrosión en los contactos : los contactos atacados por la corrosión no pueden conducir la corriente eléctrica o simplemente provocará un cortocircuito.

¡CONSEJO! Impermeabilizar los contactos utilizando silicona y cinta aislante en lugares donde los contactos estén sin protección y expuestas al medio ambiente.

- Señales parásitas: éste problema es muy grave y se puede detectar observando los archivos: los datos repetidos a la misma hora, minuto, segundo y centésima no sirven. Tener ese caso sería imposible debido que el sensor tiene una resolución de 0.5s es decir que los datos deberán estar separados con un mínimo de medio segundo, sin embargo, dicha situación se presenta con mucha frecuencia.

¡CONSEJO! Instalar una resistencia en serie de 100 Ω al circuito que conecta el raingauge con el módulo de memoria como se indica en la figura 7.7 .



- Figura 7.7. Diagrama electrónico para evitar señales parásitas.

- Desconexión en la caja que contiene la memoria: esto sucede con frecuencia al levantar la tapa del módulo de memoria, el cable suele desconectarse por lo que se debe tener cuidado al regresar la tapa a su estado original.

- Las bases poco estables pueden generar impulsos parásitos con vientos fuertes: cuidar entonces la fijación del HOBO Event Logger.

7.2.4. Recopilación y tratamiento de los datos HOBO:

Los archivos de la familia HOBO tienen una extensión DTF. Ellos generan un gráfico preliminar que se visualiza cuando se utiliza como periférico la computadora con lo cual se puede verificar el funcionamiento del sensor en el campo.

Todos los sensores HOBO grabarán la fecha y hora (minuto, segundo y centésima) en que ocurrió la medición

¡RECOMENDACIÓN! Una vez descargados los datos, se recomienda hacer una base de datos primero con los archivos brutos para luego realizar el análisis correspondiente.

7.2.5. Recomendaciones generales de mantenimiento de los sensores HOBO:

1. Las baterías de los sensores deben ser reemplazadas por lo menos cada 1 ½ años o cuando el sensor lo pida,

2. Durante la descarga se debe hacer la limpieza y chequeo del buen funcionamiento del sensor,

3. Cuando algún sensor presenta inconvenientes debe ser traslado inmediatamente al laboratorio para un chequeo general.

7.3. Estaciones completas ubicadas al lado del glaciar: dos ejemplos tipos

7.3.1. Introducción:

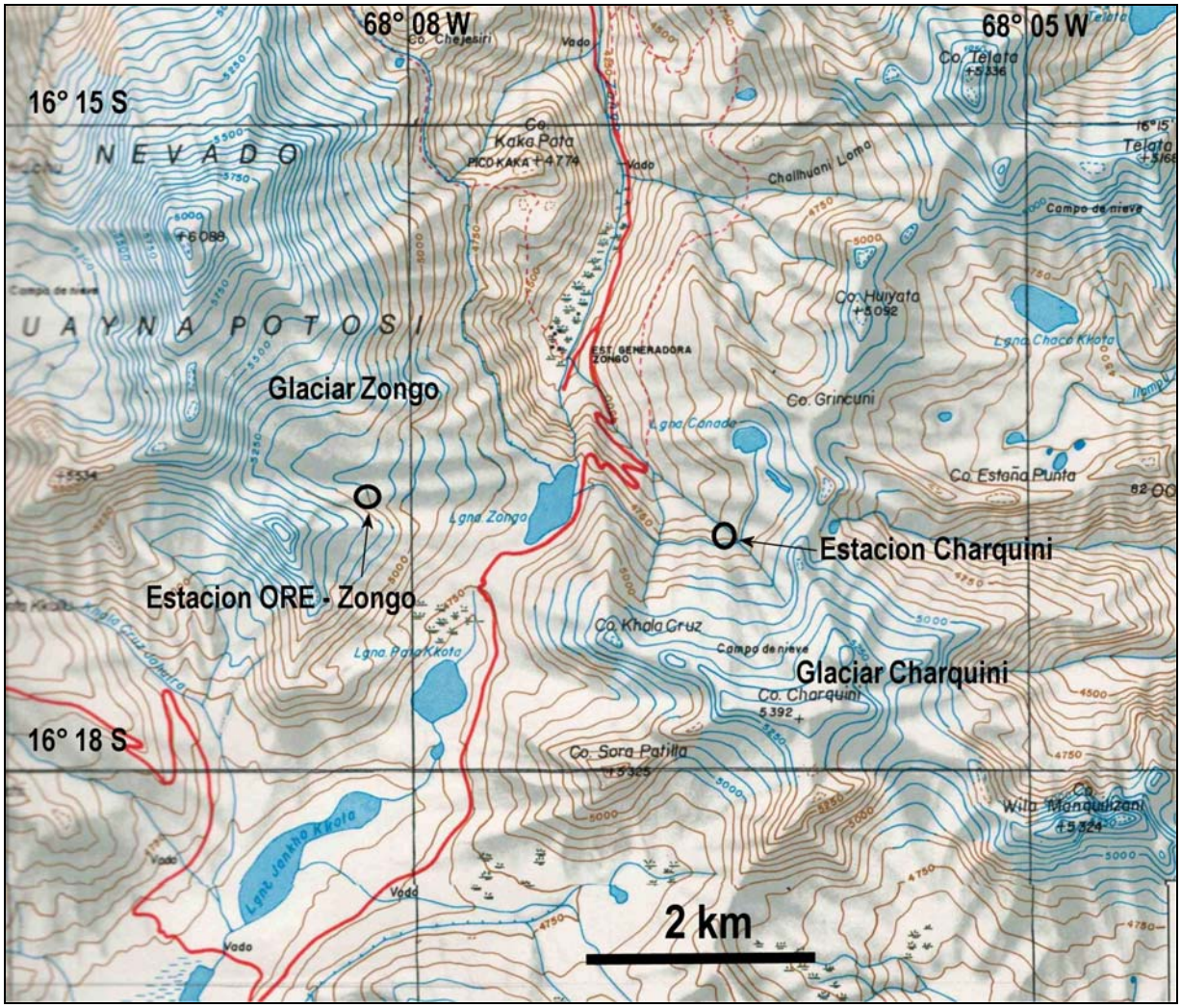
Puede ser útil disponer en la proximidad del glaciar de un buen números de parámetros meteorológicos a pasos de tiempos cortos, menos de un día y hasta la media hora. Esta información es necesaria, por ejemplo, para desarrollar diversos modelos hidrodinámicos o climatológicos, como los de Météo-France – ISBA (Interactions Soil Biosphere Atmosphere), que simula el balance hídrico en la superficie o CROCUS, que simula la cobertura nival.

En Bolivia, respondiendo a este criterio han sido instaladas sucesivamente dos estaciones meteorológicas en la parte alta de la cuenca del río Zongo, primero al lado este (Glaciar Norte del Charquini), segundo al lado oeste (Glaciar de Zongo).

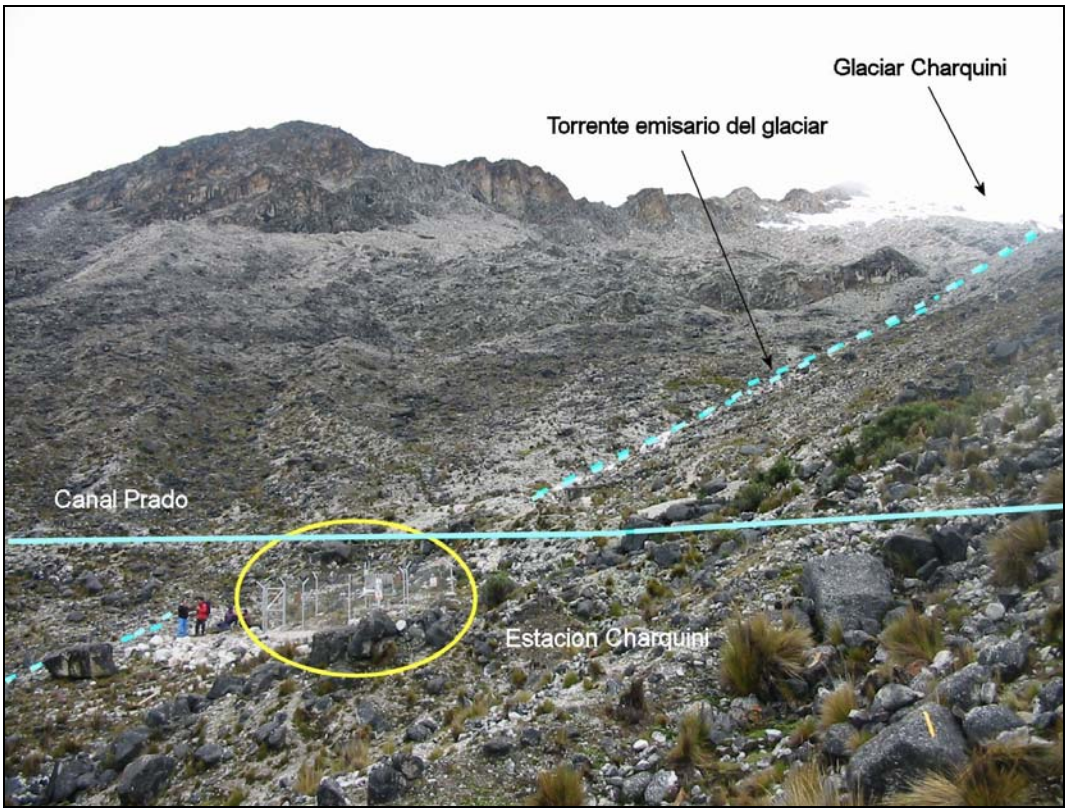
1. **Estación Charquini**, altitud 4795 m snm, observada del 26/10/2001 al 16/07/2003. Respondía al proyecto PNRH (Programme National [français] de Recherche Hydrologique) intitulado: « *Dynamique de la couverture neigeuse dans les Andes Tropicales* ».

2. **Estación ORE- Zongo**, altitud 5100 m snm, instalada desde el 25/08/2003 sobre la morrena lateral derecha del Glaciar de Zongo. Las mediciones han sido definidas en el marco del proyecto "GLACIOCLIM" ("G*LACIers, un Observatoire du CLIMat*"), que corresponde a un "*Observatoire de Recherche sur l'Environnement (ORE)*". El monitoreo de esta estación está previsto para un mínimo de 10 años.

En la figura 7.8. se observa la ubicación de las 2 estaciones. Las fotos 7.3 y 7.4 presentan su ubicación con respecto a los glaciares vecinos.



- Figure 7.8. Mapa de la zona del Huayna Potosí – Charquini, con la ubicación de las dos estaciones meteorológicas. Fondo topográfico : Mapa 1:50 000, IGN-Bolivia.



- Foto 7.3. Estación Charquini y sus alrededores. Foto diaria del 12/02/2002.

- Foto 7.4. Ubicación de la estación Zongo (Foto B. Pouyaud, del 04/08/2000)

7.3.2. Selección de los sitios, implantaciones y disposición de las estaciones:

Como para toda estación meteorológica, las ubicaciones elegidas deben que obedecer a los siguientes criterios:

- Representatividad estimada correcta de la cuenca hidrográfica o del glaciar estudiado:

  - Charquini : ubicada sobre una pequeña terraza natural al centro de la parte superior de la cuenca hidrológica, evitando los fondos húmedos ("bofedales") o los promontorios ventosos.
  - ORE- Zongo : el sitio elegido se encuentra sobre la morrena y es ventoso. Esta ubicación ha sido necesaria para efectuar observaciones complementarias sobre el glaciar mismo (ver 7.4). Las mediciones de las precipitaciones líquidas y sólidas completan las que se realizan en varios pluviómetros totalizadores dispuestos alrededor del glaciar (ver 7.1). Estas mediciones, precisas y tomadas a partir de varios instrumentos, podrían ser la referencia para el glaciar en cuestión.

- Buena accesibilidad para vísitas frecuentes:

  - Charquini: cerca del Canal Prado que permite un acceso casi horizontal despues de dos kilometros de marcha (fig. 7.8 y foto 7.3).

  - ORE-Zongo: sobre el camino de la parte alta de la zona de ablación del Glaciar de Zongo (figura 7.8 y foto 7.4).

- Posibilidad de instalar un conjunto de instrumentos de mediciones, evitando estar a la sombra de los relieves naturales o de los obstáculos artificiales (piquetes y malla del recinto).

- Reducir las interferencias mútuas entre los diversos instrumentos, en consecuencia, preveer un área de tamaño suficiente. Las áreas elegidas de las estaciones son de forma cuadrada con lados de 6 metros (Charquini), y rectagulares de 9x10 metros para el ORE- Zongo.

¡CONSEJO! Preveer un tamaño mínimo de 10x10 metros cuando sea posible (ver la plataforma del ORE-Zongo, figura 7.10).

Con respecto al área de la estación, en los dos casos fue necesario hacer algunas obras de nivelación de terreno :

- Charquini : en una terraza natural con una pendiente de 5% (comparada con los ~25% de la pendiente general de la cuenca) donde la vegetación ha sido conservada. Se eliminaron solo los bloques de más de 20-30 cm de diámetro. El suelo no ha sido

compactado. Se excavó un canal de drenaje aguas arriba del recinto para evitar la inundación por el agua,.

- ORE-Zongo: se realizó una nivelación importante para obtener un área horizontal en la morrena. Se eliminaron bloques graníticos de hasta $1m^3$. Después de esas modificaciones de la superficie, el suelo va a reconstituirse naturalmente para presentar un valor de albedo comparable a la situación inicial.

La figura 7.9 presenta el plano, y la foto 7.5 la estación Charquini con los diversos instrumentos de medición. La figura 7.10 y la foto 7.6 corresponden a la estación ORE- Zongo. Los números de código de los instrumentos mencionados en estas figuras corresponden a los del cuadro 7.5, con los números adicionales siguientes: código 0: zona de pasaje autorizado, código 15: ángulo de toma de la fotos 7.5 y 7.6.

!CONSEJOS IMPORTANTES!

- *posicionar los equipos bastante distantes de la malla del recinto, principalmente para optimizar las mediciones de la radiación (Kipp & Zonen, código 13 en la figuras) ;*
- *orientación del Kipp & Zonen lado norte, para evitar la sombra del pluviógrafo (código 3) en el recinto Charquini ,o del soporte del equipo;*
- *ubicaciones relativas de los equipos bien separadas, de tal manera que las mediciones meteorológicas se hagan sin interrupciones;*
- *necesidad de prever y de respetar escrupulosamente una zona de pasaje autorizada (código 0), la cual permite evitar toda eventualidad de movimiento de los sensores o del suelo. Se tiene que respetar este protocolo, salvo cuando se trata de reparar los instrumentos.*
- *altura de la malla de un mínimo de 2.5 metros para asegurar la seguridad de los equipos ;instalando varias filas de alambre de pua encima de la malla. Rótulos con « Peligro de Muerte », « Inflamable », « Alta tensión » o « Productos peligrosos » refuerza la inviolabilidad del recinto.*

7.3.3. Parámetros meteorólogicos medidos y equipo correspondiente:

El cuadro 7.5 más adelante proporciona el listado de los parámetros medidos y de los equipos monitoreados, con los códigos correspondientes mencionados en las figuras 7.9 y 7.10. Cuando existen en las 2 estaciones, la altura de los sensores es la del Charquini. Los equipos serán descritos de manera suscinta en el párafo siguiente.

7.3.4. Descripción de los instrumentos y modo de monitoreo:

Las notas relacionadas con el monitoreo se refieren a la estación Charquini, que ha funcionado durante casi 2 años.

- **Centrales de adquisición Cr23x y Cr10** (códigos 1 et 2 en la figuras 7.9 y 7.10 y de las fotos correspondientes).

Han sido programadas para realizar una medición de cada parámetros cada 10 segundos y un registro de promedios de estos valores cada media hora exacta. Hay dos excepciones a este protocolo:

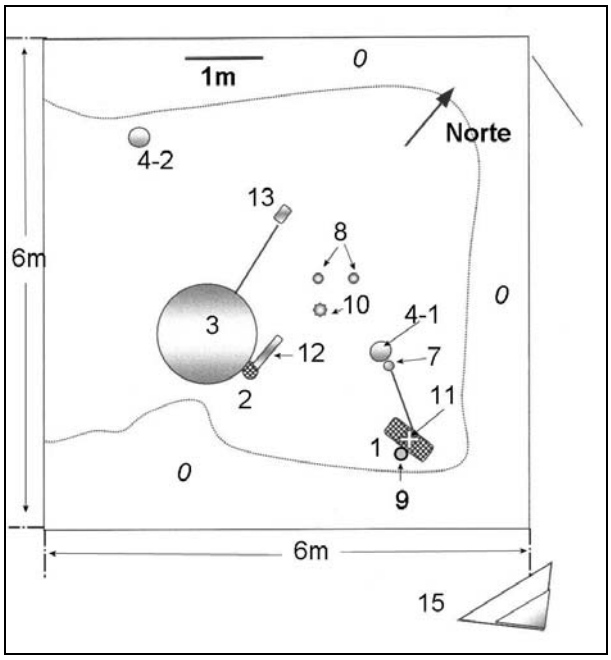
i) el pluviógrafo a balanza, con el que se registra, además, una acumulación instantánea al término de la media hora,

ii) la dirección del viento, de la cual se registra solo el valor al final de media hora, ya que el promedio de dicho periodo de tiempo no tiene significación.

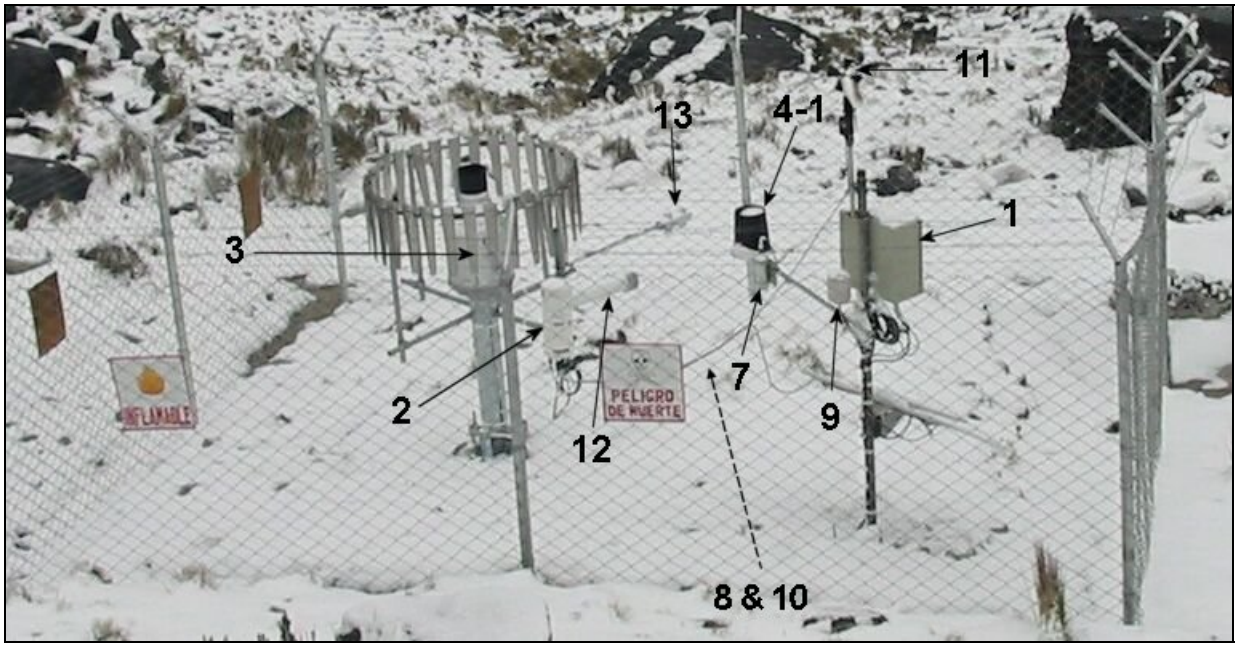
!CUIDADO ! Cada 2 a 4 semanas, según la programación y el volumen almacenado, las memorias de la central tienen que ser descargadas ya sea a partir de elementos móviles de almacenamiento de datos (storage modules, SM), o directamente sobre una microcomputadora (Cr23x).

Parámetro (unidad)	**Marca, tipo de sensor [*Char* = Charquini solo] [*Ore* = ORE solo]**	**Código en las figuras**	**Altura de los sensores/ suelos**	**Precisión constructor (o acumulada maxi)**
Adquisición de los datos	Campbell, central Cr23x y central Cr10 [*Char*]	**1** **2**		
Precipitaciones (mm)				
Medición por pesada	Geonor, T-200B	**3**	1.75 m	0.1 mm maxi : 550mm
Medición por báscula	Hobo, Event Logger [*Char*]	**4**	1.60 m	0.25 mm
	Elsyde, R01 3030A [*Ore*]	**5**	1.20 m	0.2 mm
Totalizadores	Fabricación local [*Ore*]	**6**	1.40 m	5 à 10 mm maxi : 1150mm
Altura de nieve, medición por ultrasonidos (mm)	Campbell, UDG01, idéntico a la SR50 actual	**7**	1.15 m	± 1 cm o 0.4% distancia
Flujo suelo/atmósfera (W m^{-2})	Hukseflux, HPF01	**8**	- 3 cm	60 µV / Wm^{-2}
Temparatura del aire, no ventilado (°C)	Termopares de fabricación local [*Char*]	**9**	1.50 m	± 0.2°C
Temparaturas en el suelo (°C)	Termopares de fabricación local	**10**	-3 , -10 -20 -43 cm	± 0.2°C
Velocidad del viento (m s^{-1})	Young, 05103	**11**	2.05 m	± 0.3 m s^{-1}
Dirección del viento (deg.)	Young, 05103		2.05 m	± 3 deg.
Humedad relativa (%)	Vaisala, HMP45C	**12**	1.00 m	± 1% à 20°C
Temperatura del aire ventilada (°C)	Vaisala, HMP45C		1.00 m	± 0.2°C à 20°C
Radiaciones solares de ondas cortas SW, incidentes et reflejadas (W m^{-2})	Kipp & Zonen, CM3 $0.3 < \lambda < 2.8$ µm	**13**	0.90 m	± 10% sobre total diario
Radiaciones de ondas largas LW, emitidas por la atmósfera y el suelo (W m^{-2})	Kipp & Zonen, CG3 $5 < \lambda < 50$ µm		0.90 m	± 10% sobre total diario

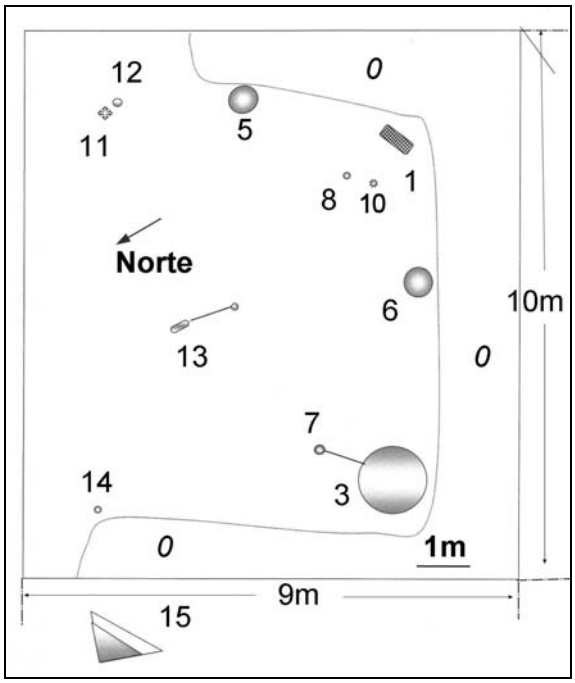
- Cuadro 7.5. Listado de los parámetros e instrumentos monitoreados



- Figure 7.9. Plano de la estación Charquini. Los números de código se refieren al cuadro 7.5., con N° 0 : zona para pisar, N° 15 : ángulo de toma de la foto 7.5.



- Foto 7.5. Estación Charquini, vista diaria « rio abajo » del 20/01/2002. Los números de código se refieren al cuadro 7.5.



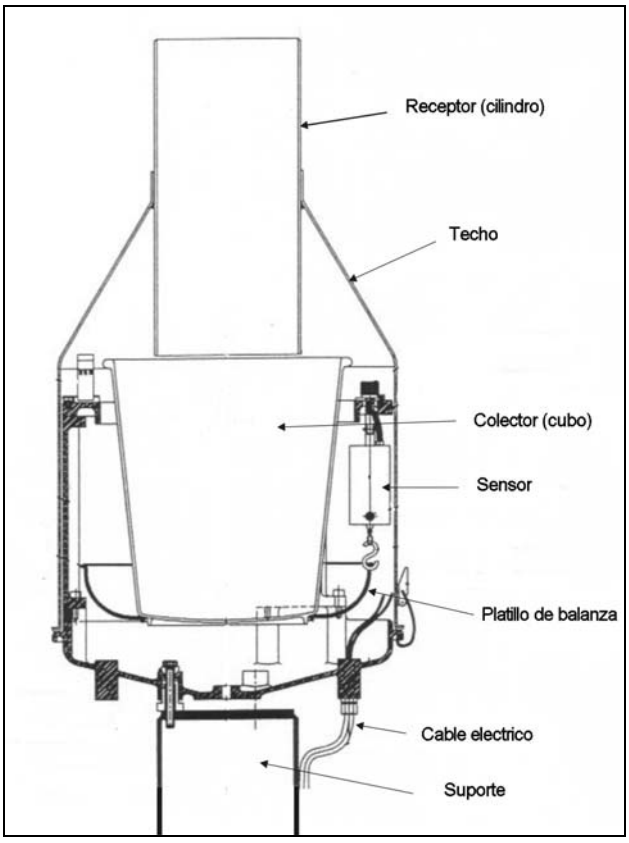
- Figura 7.10. Plano de la estación ORE-Zongo. Los números de código se refieren al cuadro 7.5., con N° 0 : zona para pisar, N° 14 : Palo para fotos, 15, ángulo para la toma de la foto 7.6.

- Foto 7.6. Foto de la estación ORE - Zongo, vista desde rio abajo del glaciar el 25/08/2003. Los números de código se refieren al cuadro 7.5 ; el totalizador (N° 6) no ha sido todavia instalado.

- **Pluviógrafo a pesada GEONOR** (código 3 en las figuras 7.9. y 7.10 y en las fotos correspondientes.)

La figura 7.11. presenta un esquema del instrumento. Las precipitaciones líquidas y sólidas son captadas a través de un cilindro de aluminio de 200 cm² de sección y de color negro, que favorece la fusión de la nieve sobre las paredes. Ella cae en un recipiente de plástico de 12 litros, el máximo que se puede medir antes de vaciar es de ±550 mm de precipitación teniendo en cuenta el alcohol adicional para evitar el congelamiento que podría provocar daños (1.7 litro para –7°C) y el aceite para bloquear la evaporación (0.4 litro). El recipiente se cuelga sobre una meseta con 3 cadenas metálicas, una de ellas incluye un sensor de pesada cuyo principio es el del hilo vibrador: medición de una frecuencia eléctrica proporcional al peso medido.

En las fotos 7.5 y 7.6 se observa una pantalla corta-viento formada por 32 láminas de metal mantenidas por una estructura circular de 1.20 metro de diámetro.



- Figura 7.11. Esquema del pluviógrafo a pesadas GEONOR

!NOTAS IMPORTANTES !

1- Cuando no hay precipitaciones y a pesar del peso importante del instrumento (50Kg aproximadamente) instalado sobre un pesado pedestal de concreto, el registro puede presentar algunas micro-variaciones del orden de ± 0.1 mm (hasta 0.3 mm). Son las vibraciones del elemento del sensor sensible al viento. Para liberarse de este

problema, existe un programa que elimina las falsas micro-precipitaciones negativas mediante vibraciones positivas del mismo valor.

2- Por programación de la central de adquisición, se registran dos valores distintos: la precipitación acumulada instantánea al fin de la media hora, y el promedio sobre la media. La primera medida presenta el inconveniente de ser demasiado sensible a las micro-variaciones, hasta ± 1.3 mm en este caso. Con la segunda medida, se subestima la intensidad de la primera media hora de precipitación, lo que se recupera sobre las media horas siguientes, un procedimiento aceptado en los estudios PNRH y ORE.

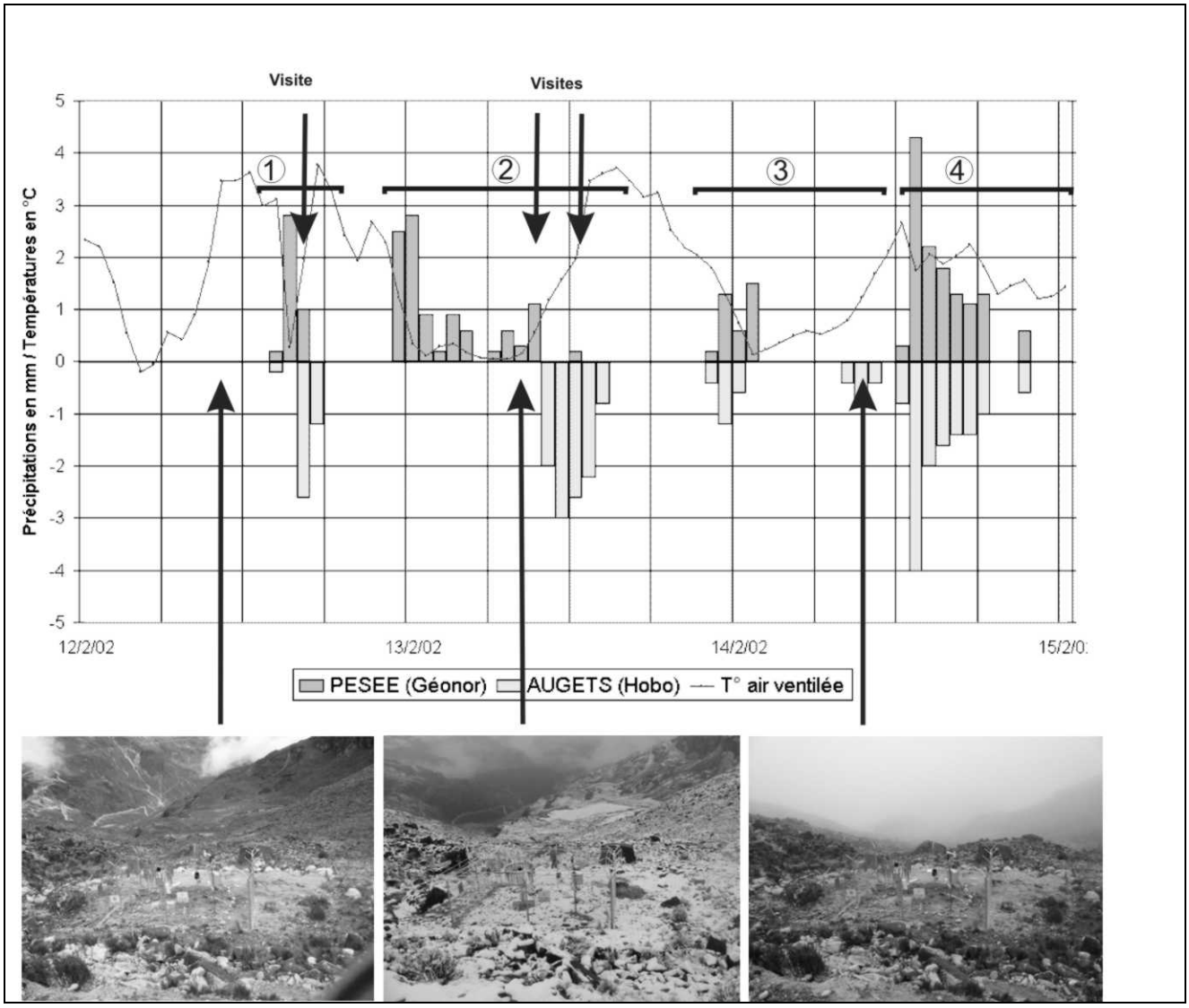
Si se desea evitar este defecto, se sugiere por ejemplo calcular el promedio de las 6 o 12 últimas observaciones instantáneas cada 10 segundos, sea sobre 1 o 2 minutos al fin de la media hora, con el fin de limitar las micro-variaciones y al mismo tiempo registrar los datos acumulados al final de media hora.

3- A pesar del costo importante del equipo (~4000 € en Francia en mayo del año 2001), su uso es interesante por diversas razones:

- *Ha sido recomendado por la Organisation Météorologique Mondiale (OMM) para medir las precipitaciones sólidas (Forland et al., 1996; Sevruck & Lejeune, 2002).*
- *Después de haber sido instalado correctamente, lo que es relativamente fácil a pesar de un peso importante para los lugares poco accesibles, este equipo es robusto y confiable. Por ejemplo, un Geonor se monitorea en Francia sin problemas mayores desde el año 1988 en la estación del Centre d'Etude de la Neige (Météo – France) en el Col de Porte (1340 m), Alpes franceses.*
- *La medición de las precipitaciones (nieve en particular) es instantánea, sin esperar la fusión como es el caso con un pluviógrafo a báscula. Por ejemplo, se puede notar en la foto 7.5 que la nieve no derritida en el receptáculo del pluviógrafo a báscula Hobo (código 4-1), no es todavia tomada en cuenta por la medición, mientras que ya ha sido registrada por el pluviógrafo a pesada, código 3.*
- *El el marco del estudio PNRH en la estación Charquini, donde había que distinguir cada media hora si la fase de las precipitaciones era líquida o sólida, la diferencia en el tiempo entre la pesada y la medición atrasada por el sistema de báscula ha sido aprovechada. (L'Hôte et al., 2004, en prensa). La figure 7.12, extraída de este artículo, muestra 4 precipitaciones distintas ennumeradas de 1 a 4. Se puede asegurar que la precipitación N °4 fue enteramente líquida ya que los resultados por el sistema de pesada y de báscula son rigurosamente idénticos. En cambio, el evento N°2, ocurrido de noche con temperaturas bajas (< +0.3°C) y registrado primero por pesada, luego por el sistema de báscula, precipito como nieve. Las visitas de campo efectuadas y las fotos diarias obtenidas permiten de confirmar estas deduciones. Las precipitaciones 1 y 3 son interpretadas en detalle según estos mismos criterios. Ha sido posible automatizar el método que proporciona resultados interesantes, por lo menos en la fase exploradora de los fenómenos.*

4- Un método de separación lluvia-nieve preciso, llamada « experta », que toma en cuenta los diversos parámetros meteorológicos medidos, ha sido proporcionado en una nota técnica relativa a la constitución de la base de datos de la estación Charquini (Lejeune et al., 2003).

5- Esta nota técnica trata también de las correcciones que tienen que ser hechas a las medidas del Geonor a causa del efecto del viento, principalmente para la nieve con velocidades de viento superiores a los 4 m s^{-1}. En el Charquini, durante el periodo 21/10/2001 al 18/04/2002, se midieron 860 mm, que deben ser corregidos por efecto del viento en 907 mm.



- Figure 7.12. Separación lluvia/nieve. Registro horario del pluviógrafo a pesada (arriba, valores positivas), del pluviógrafo a báscula (abajo, valores negativos) y de la temperatura seca del aire. Horarios de visita y fotos diarios durante el mismo periodo, del 12 al 14 de febrero del 2002.

- **Sensor de la altura de la nieve** (código 7 en las figuras 7.9 y 7.10, y fotos correspondientes)

El sensor posee un cilindro de aproximadamente 7 cm de diámetro y un generador de 31 cm ubicados perpendicularmente al suelo. Emite ondas ultrasónicas reflejadas por el suelo o la superficie de la nieve, luego mide el tiempo de ida y vuelta de dichas ondas.

NOTAS:

1- Durante el monitoreo de la estación Charquini, se ha observado que el pluviógrafo a báscula Hobo, demasiado cercano del sensor de altura de nieve, vaciaba su agua directamente en la nieve, modificando la cobertura de nieve medida. Por esta razón, el pluviógrafo ha sido desplazado el 20 de Marzo del año 2002 de la ubicación 4-1 a la ubicación 4-2 (figura 7.9) ; desde esta fecha, las mediciones de la nieve han sido satisfactorias.

2- La superficie de reflexión de las ondas debe ser rigurosamente horizontal. En el Charquini, para mitigar las divergencias de los ultrasonidos reflejados por el suelo natural con una pequeña pendiente (5%), una pequeña terraza de ~50 centímetros de diámetro ha sido nivelada por debajo del sensor: posee una superficie superior a la superficie escrutada por el haz de onda con un ángulo de 20° del sensor ubicado a 1.15 m, es decir, un diámetro de 40 cm aproximadamente.

- **Flujómetro** (código 8 en la figuras 7.9 y 7.10 y en las fotos correspondientes)

Se trata de un pequeño disco plano en baquelita (80 mm de diámetro y 5 mm de espesor) en el cual está incorporada una termopila. Esta termopila proporciona una tensión proporcional a la temperatura diferencial entre sus fases superiores e inferiores. La temperatura representa el flujo térmico atraversando el instrumento. El flujo proporcionado (en W m^{-2}) es positivo para un excedente de energía del suelo y vice versa.

NOTAS:

1- Cada sensor se entrega con una fórmula de calibración la cual difiere entre ellos. Por lo tanto se debe conservar el certificado de calibración original de cada flujómetro.

2- Destinado en un principio a mediciones en la construcción o en agronomía, el constructor aconseja enterrar el flujómetro horizontalmente por debajo de la superficie del sueloa una profundidad de 3 cm.

3- En el Charquini, los 2 flujómetros instalados han producido resultados similares, con una diferencia de ±10% como máximo sobre valores de media hora. Con ese fin los instrumentos han sido instalados:

i) Próximos el uno del otro, en suelos de colores parecidos,

ii) Lo más horizontalmente posible, en suelos homogéneos, en la parte superior e inferior del sensor,

iii) Evitando la proximidad de las raices debido a que ellas causan distorsiones incontrolables en las medidas.

- **Temperatura del aire (no ventilada) y temperaturas del suelo** (códigos 9 y 10 en la figuras 7.9 y 7.10 y en las fotos correspondientes)

Los sensores son termopares de fabricación artesanal probados por nuestro equipo. Un termopar se fabrica a partir de un cable de tipo T en cobre-constantan (ref. Campbell A3537), el punto de soldadura se encuentra adherido a una placa de calamina galvanizada de 12.5x12.5 mm, espesor 10/10, esto para obtener una mejor inercía térmica y evitar una conducción del calor a través del cable eléctrico.

NOTA:

La placa del termopar puede ser instalada ya sea en un abrigo o ella puede ser insertada en los diversos ambientes que se quiere medir: suelo, nieve, hielo. En el caso del suelo, se han evitado las piedras con un diámetro de más de 0.5-1 cm, sin perturbar la estructura del suelo.

- **Velocidad y dirección del viento** (código 11 en la figuras 7.9 y 7.10 y en las fotos correspondientes)

La veleta y el anemómetro de tipo hélice están reunidos en un solo instrumento de modelo Young 05103 distribuido por Campbell.

NOTAS :

1- El palo rígido que sirve de soporte tiene que ser instalado lo más vertical posible y anclado fuertemente en un pedestal de concreto.

2- Con respecto a la velocidad, el anemómetro proporciona valores nulos en caso de nevadas con temperaturas cercanas al 0°C, esto durante periodos que pueden extenderse sobre unas 10 horas en el Charquini. Como el instrumento no está calentado, la hélice puede bloquearse por la nieve o la formación de hielo, de acuerdo con lo que ha sido observado.

3- Con respecto a la dirección del viento, los valores máximos en el Charquini son de 349 grados (en lugar de 359): al parecer se debe a problemas de fabricación del potenciómetro de medición. Con esta excepción (ausencia de medidas entre 350 y 359 grados), la buena concordancia entre los valores entregados y la dirección efectiva del viento ha sido verificada en varias oportunidades.

- **Humedad relativa y temperatura del aire (ventilada)** (código 12 en las figuras 7.9 y 7.10 y en las fotos correspondientes)

El higrotermómetro Vaisala HMP45C corresponde a un cilindro de 35 cm de longitud y de 3 cm de diámetro. Ha sido instalado en un abrigo realizado localmente (Fig. 7.13) con 2 tubos cilíndricos en PVC de color blanco. La longitud total es de 60 cm con un

diámetro exterior de 12 cm. La sonda está instalada en un tubo interno de un diámetro de 8 cm.

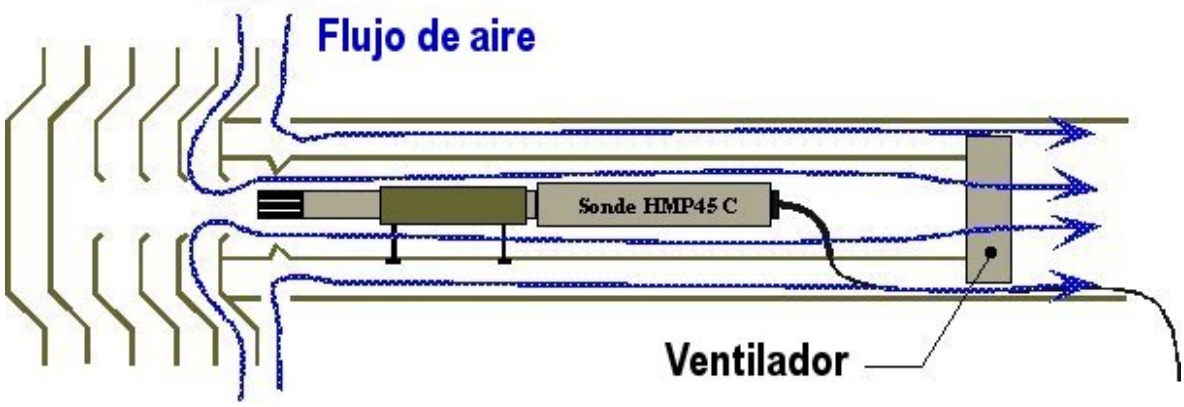
NOTAS:

1- En el ambiente de fuertes radiaciones de los glaciares tropicales, la sonda debe ser ventilada artificialmente. Para ello, se ha instalado en el abrigo un pequeño ventilador eléctrico (Figure 7.13) que permite una aspiración del aire a una velocidad de 4 m s^{-1}.

2- En el Charquini, primero el abrigo fue instalado horizontalmente. Enseguida, su posicion cambio a vertical una vez aplicadas las modificaciones a la estación, aparentemente sin inconvenientes para las mediciones.

3- Con respeto a la humedad relativa, el constructor indica una gama de mediciones entre 0.8% y 100%. En el Charquini, los extremos medidos han sido 4.7% y 99.5%, respectivamente. A pesar de este buen resultado, parece útil seguir los consejos de calibración de la sonda, por ejemplo cada 5 años.

4- Con respecto a las temperaturas del aire ventilado y no ventilado comparadas (código 10), diversos usos han probado que las temperaturas con aire ventilado son más representativas.. En efecto, las temperaturas no ventiladas tienen valores netamente más elevadas para los máximos diarios y son sensibles a las fuertes radiaciones. Se puede pensar que el aire cálido interno al abrigo es mal evacuado cuando no es ventilado, lo contrario ocurre cuando hay una ventilación constante.



- Figura 7.13. Abrigo y mecanismo de ventilación de la sonda higrotermométrica Vaisala HMP45C

- **Radiaciones de ondas cortas y de ondas largas** (código 13 en las figuras 7.9 y 7.10 y en las fotos correspondients)

La figura 7.14 representa el radiómetro de marca Kipp & Zonen, modelo CNR1 incluyendo a la izquierda un doble piranómetro para la medición de las radiaciones solares de ondas cortas (SW: “Short Wave”) y a la derecha un doble pirgeómetro para la medición de las radiaciones de ondas largas (LW: “Long Wave”). Cada sensor es denominado como « doble » ya que permite de medir silmutáneamente las radiaciones incidentes procedentes de la atmósfera y aquellas reflejadas o emitidas por el suelo.

NOTAS:

1- El equipo tiene que ser ubicado ***rigurosamente en posicion horizontal****, en caso contrario las medidas serían erróneas.*

2- Procesando los datos del Charquini, se ha notado un periodo bastante largo (del 15/01/2002 al 23/03/2002) con valores de radiación de ondas largas LW demasiado elevadas, superando netamente los 550 W/m². Sin intervención externa, los valores volvieron a ser coherentes después de este periodo. Se ha constatado que la disfunción de los sensores tenía que ver con los periodos donde las tasas de humedad fueron las más elevadas y las más constantes. Del punto de vista instrumental, se puede notar que el equipo tiene un desecador. Originalmente, se ha previsto un sistema de calefacción para evitar la condensación interna, pero este sistema no ha sido instalado en nuestras estaciones porque induce un consumo eléctrico excesivo en las condiciones de explotación. Esta experiencia invita a ser vigilante sobre las mediciones de radiación de ondas largas LW cuando se utiliza este equipo en las condiciones mencionadas más arriba.

3- Cuando se verifican los datos, se tendrá que comprobar que el valor instantáneo de LW emitido por el suelo sea un poco superior al LW incidente. En el Charquini, se ha constatado que el caso contrario ocurre cuando permanece un pequeño remanso (lluvia o nieve derretida) sobre la parte superior del sensor, cuyo vidrio protector es plano y no curvo.

4- Señalamos por fin, el análisis detallado de la explotación de este equipo presentado más adelante en el párafo 7.4.

- Figure 7.14. Radiómetro Kipp & Zonen, modelo CNR1. Foto extraida del sitio: http://www.kippzonen.com/product/cnr1.html

7.3.5. Direcciones de varios constructores:

Campbell Scientific: http://www.campbellsci.co.uk/, http://www.campbellsci.com/
Géonor AS: http://www.geonor.com/leakage.html
Hukseflux: http://www.hukseflux.com/
Kipp & Zonen: http://www.kippzonen.com/product/cnr1.html
Pluviógrafo Elsyde: http://www.hydrologie.com. y http://www.precis-mecanique.com
Pluviógrafo Hobo: http://www.onsetcomp.com/Products/3648_event.html
Vaisala: http://www.vaisala.com/

En la dirección http://www.mpl.ird.fr/hydrologie/pch/documents/PNRH01-37 se pueden encontrar diversos documentos (en francés) referentes al estudio PNRH 01-37 « *Dynamique de la couverture neigeuse dans les Andes Tropicales* » : informes de visitas en la estación Charquini, de las misiones, de los documentos publicados (dentro de los cuales: Bourqui, Lejeune *et al*., 2003, y L'Hote et al., 2003, mencionados más abajo).

7.4. Micro-meteorología y balance de energía en la superficie del glaciar

7.4.1. Objetivos:

Realizar mediciones meteorológicas en la superficie de glaciares permite calcular el balance de energía sobre la interfaz glaciar/atmósfera. Hacer el balance energético consiste en realizar el inventario de los flujos energéticos (radiativos, conductivos y turbulentos) entre el glaciar y la atmósfera, etapa fundamental para comprender fisicamente cómo el glaciar responde a las variables meteorológicas y entonces, en consecuencia, al clima. La figura 7.15. ilustra el balance de energía entre el glaciar y la atmósfera.

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

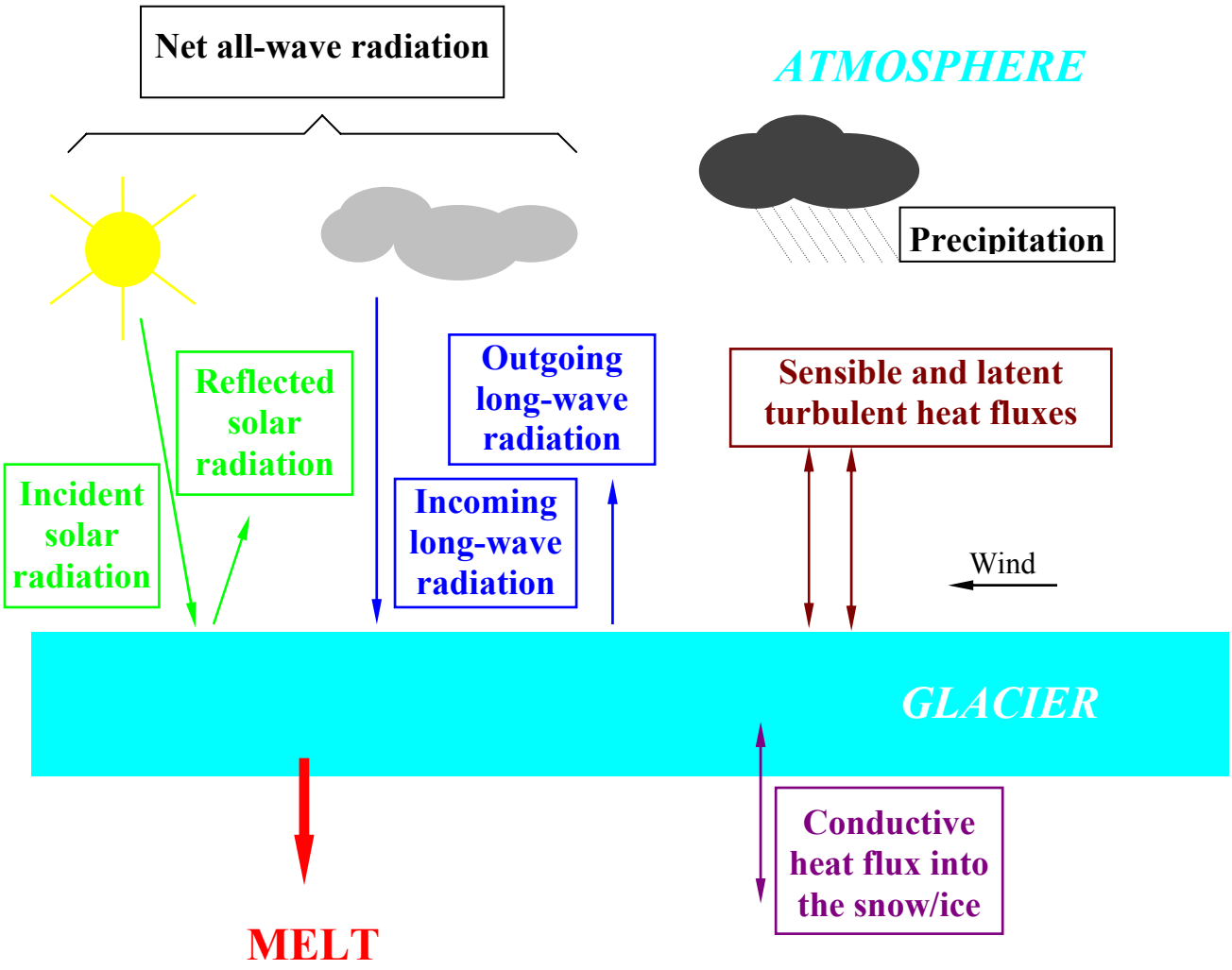
$$S\downarrow(1-\alpha) + L\downarrow - L\uparrow + LE + H + P + G = \Delta Q \quad (\text{en } W\,m^{-2}) \qquad (7.1.)$$

Los dos primeros términos de la ecuación representan la radiación R, todas longitudes de onda: $R = S\downarrow - S\uparrow + L\downarrow - L\uparrow = S\downarrow(1-\alpha) + L\downarrow - L\uparrow$). $S\downarrow$ y $S\uparrow$ son la radiación solar de ondas cortas incidente y reflejada respectivamente, α el albedo, $L\downarrow$ la radiación de ondas largas emitida por la atmósfera, $L\uparrow$ la radiación de ondas largas emitida por la superficie. H y LE son los flujos turbulentos de calor sensible y latente respectivamente, P el flujo de energía aportado por las precipitaciones (despreciable respecto a los otros flujos), G el flujo conductivo en la nieve o el hielo (nulo en promedio diario en la zonas de ablación de los glaciares andinos que son "templados"). ΔQ representa la variación de energía que resulta en la capa superficial de un glaciar. Si ΔQ es positivo, el glaciar

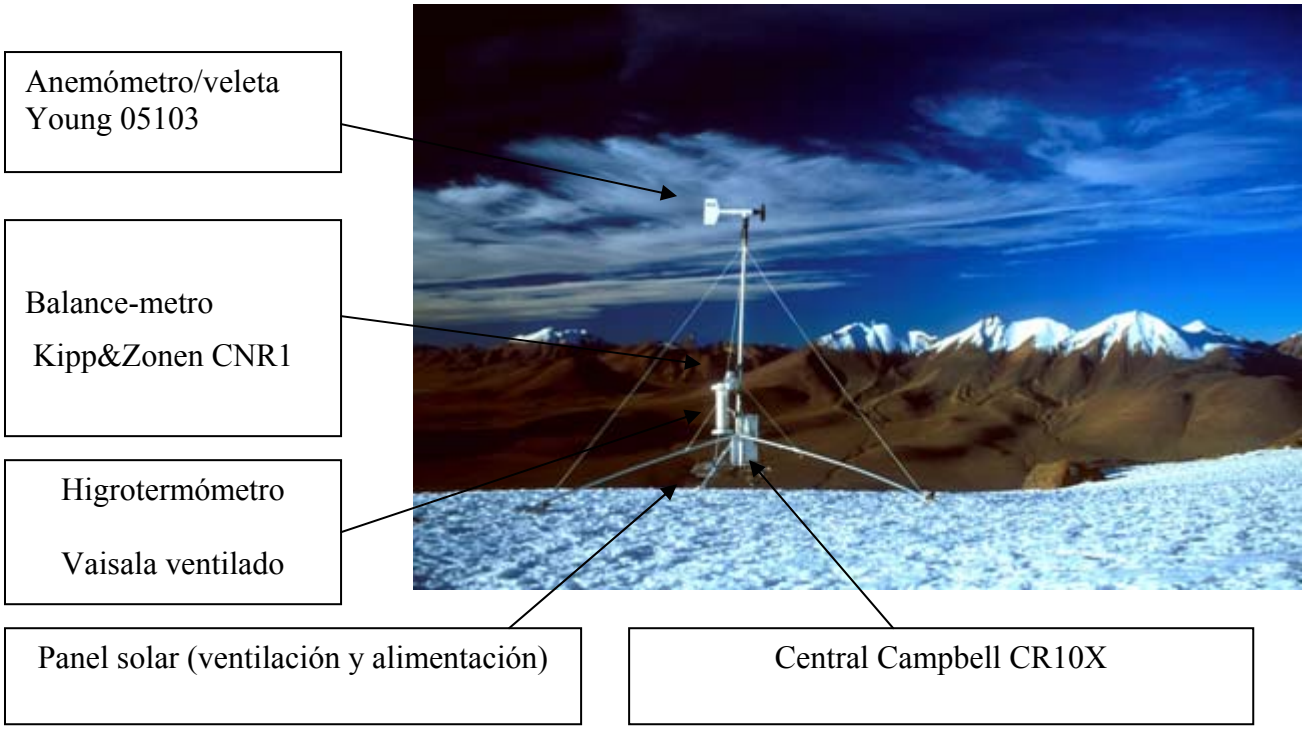
recibe un flujo de calor que va a ser utilizado primero para aumentar su temperatura en caso que sea negativa, luego para derretir el hielo cuando el punto de deshielo ha sido alcanzado. El cálculo del balance de energía permite entonces constatar la importancia relativa de cada flujo sobre el deshielo de un glaciar y, finalmente, separar las variables meteorológicas que controlan el deshielo.

7.4.2. ¿Cómo medir este balance de energía a partir de una SAMA?

Para medir todos los flujos energéticos en la interfaz glaciar-atmósfera, hemos desarollado un tipo de estación meteorologica llamado SAMA (*Station Automatique Météorologique d'Altitude*). Una foto de esta estación aparece en la figura 7.16.



- Figura 7.15. Balance energético en la superficie de un glaciar: principales intercambios de flujos entrantes y salientes. Los colores corresponden con las letras de la ecuación 7.1.



- Figura 7.16. Estatión SAMA en el Sur Lipez, Bolivia,en mayo del 2001 (P.Wagnon).

El cuadro 7.6. presenta las especificaciones de los sensores utilizados. Para una más amplia información o para consultar los manuales de utilización de los sensores, ver el sitio de Campbell: http://www.campbellsci.com.

Cuantidad	Tipo de sensor	Altura (m)	Precisión
Temperatura, °C	Vaisala HMP45C	1 m	±0.2°C
Humedad relativa, %	Vaisala HMP45C	1 m	±2 %
Velocidad del viento, en m s^{-1}	Young 05103	2.5 m	±0.3 m s^{-1}
Dirección del viento, grado	Young 05103	2.5 m	±3 deg
Radiación solar incidente y reflejada, en W m^{-2}	Kipp&Zonen CM3 0.305<λ<2.8µm	1 m	±3 %
Radiación de ondas largas emitida por la atmósfera y la superficie, en W m^{-2}	Kipp&Zonen CG3 5<λ<50 µm	1 m	±3 %
Radiación neta en W m^{-2}	Calculada a partir de las 4 cuantidades precedentes (CNR1)	1 m	

- Cuadro 7.6. Especificaciones de los sensores utilizados

!OJO! cuando la SAMA funciona, es imperativo preservar la superficie en torno de la SAMA sin ensuciarla o pisarla, particularmente por debajo del balance-metro CNR1, a fin de no afectar el albedo. El balance-metro debe estar en una posición perfectamente horizontal. Además, como medimos en un ambiente de fuertes radiaciones, el higrómetro Vaisala HMP45C tiene que ser ventilado artificialmente. Para ello, se instalará un ventilador por debajo del abrigo del sensor y mantendrá una aspiración de aire a una velocidad de 4 m s^{-1}.

La central Campbell CR10X está programada de tal manera que se pueda realizar una medición de cada variable cada 10 minutos y registrar los promedios de cada media hora (excepto la direción del viento cuyo valor registrado es el valor instantáneo cada 30 minutos, ya que los promedios de media hora no corresponden a nada en este caso).A nivel de la central, un cálculo de albedo α se realiza según $\alpha = S\uparrow / S\downarrow$ para cada registro de dato. Cuando el albedo depasa el valor 1 (por ejemplo, cuando hay una nevada), α es automaticamente fijado a 1, y cuando $S\downarrow$ pasa por debajo del límite de los 10 W m^{-2}, α es también automaticamente fijado a 1. La medición de las radiaciones de ondas largas efectuada por cada sensor CG3 coresponde, en realidad, a la medición de la radiación de ondas largas de la atmósfera y la radiación térmica propria al sensor. De este modo se efectua un procesamiento en el programa Campbell directamente para obtener en salida la radiación de ondas largas que nos interesa. Para ello, el sensor CNR1 tiene un termistor interno que mide la temperatura del sensor. Conociendo esta temperatura interna y aplicando la ecuación de Stefan-Boltzmann para un cuerpo negro, se puede corregir la medida como es indicado más adelante para $L\downarrow$ (lo mismo para $L\uparrow$) :

$$L\downarrow (corregido) = Medida\ de\ CG3 + 5.67\ 10^{-8}\ T_{int}^{4} \qquad (7.2.)$$

con T_{int}, temperatura interna del CNR1 en K

7.4.3. Procesar los datos brutos:

Algunas variables meteorológicas necesitan un tratamiento previo antes de ser utilizado para calcular el balance de energía de la superficie:

- *Radiación de ondas cortas incidentes* $S\downarrow$: a veces, el sensor superior CM3 puede cubrirse de nieve (situación frecuente en las mañanas de la temporada húmeda). En este caso, una parte de la radiación solar incidente no es medida por el sensor CM3 y el albedo se ajusta a un valor superior a 0.9. Se reemplaza entonces S$\downarrow$ medido por un valor calculado a partir de $S\uparrow$,es decir, que $S\downarrow = S\uparrow / 0.9$ (se considera en este caso que el albedo de la surperficie es máximo e igual a 0.9).

- *Cálculo del albedo*: una vez realizado el tratamiento sobre el valor de $S\downarrow$, los valores del albedo son recalculados para cada promedio de media hora: $\alpha = S\uparrow / S\downarrow$.

- *Corrección de las radiaciones de ondas largas*: normalmente, el sensor CNR1 tiene que ser ventilado artificialmente para homogeneizar su temperatura. Sobre nuestros glaciares, es imposible. De esta manera, Campbell aconseja corregir las radiaciones de ondas largas de los efectos de la radiación solar. Así, se obtiene:

$L\downarrow = L\downarrow$ *(corregido)* $- 0.025\ S\downarrow$ (lo mismo para $L\uparrow$). De hecho, según los sitios que son más o menos naturalmente ventilados, el factor de corrección varía de 0 a 0.025.

- *Cálculo de la temperatura de surperficie*: ésta variable es fundamental para el cálculo de los flujos turbulentos y se obtiene con $L\uparrow$, aplicando la ecuación de Stefan Boltzmann considerando que la nieve o el hielo es un cuerpo negro (emisividad $\varepsilon = 1$):

$$T_{surf} = (L\uparrow / \varepsilon * 5.67\ 10^{-8})^{1/4} \quad (\text{en K}) \qquad (7.3)$$

De hecho, el hielo y la nieve no son cuerpos negros y su emisividad oscila entre 0.95 y 1, lo que provoca fuertes variaciones de temperatura en la superficie.

7.4.4. Calcular el balance de energía:

El balance radiativo o radiación neta *R* se obtiene directamente después del tratamiento de los datos brutos sobre las radiaciones. En cambio, los flujos turbulentos son calculados aplicando la « *Bulk method* » entre la superficie y el nivel de medición del Vaisala HMP45C (cf. Wagnon et al. [2003], o Favier et al. [en prensa]). Para ello, se debe conocer la temperatura de superficie.Suponiendo que hay saturación en la superficie, que el viento es nulo a este nivel y que se conocen la temperatura, la humedad y la velocidad del viento al nivel del Vaisala. Para obtener la velocidad del viento al nivel del Vaisala, se hace una extrapolación logarítmica de la velocidad medida al nivel del anemómetro. Para estos cálculos, es necesario determinar previamente las alturas de rugosidad. El método utilizado hasta ahora es de calar esta altura para hacer corresponder el flujo de calor latente calculado con las mediciones diarias de sublimación realizadas mediante el uso de los lisimétros (botes de plástico llenos de nieve y pesados con precisión del día). Así, para obtener el balance de energía completo en la superficie de un glaciar, las visitas en terreno durante varios días son indispensables (particularmente para mediciones de sublimación con lisímetros, mediciones de deshielo diario con “cajas a fusión”, observaciones continuas de nubosidad, etc...). Para explicaciones más detalladas, referirse a Wagnon (1999), Wagnon et al. (1999) y Sicart (2002).

7.4.5. Dificultades y límites de la medición del balance de enegía:

El monitoreo meteorológico en la superficie de los glaciares para determinar el balance de energía se encuentra condicionado por varios aspectos, como por ejemplo: 1) visitas de rutina frecuentes, por los menos tres veces por mes, para verificar la horizontalidad de la SAMA, para evitar que sea sepultada por la capa de nieve en temporada húmeda, para verificar los problemas de abastecimiento de energía, etc...y 2) visitas largas (de 7 a 15 días) a terreno durante cada estación del año. De este modo, antes de emprender este tipo de mediciones, es necesario tener una alta motivación científica y disponibilidad de tiempo, personal y de dinero. Además, este monitoreo puede ser realizado solo en lugares precisos, sobre el sitio de la SAMA. La extrapolación de esta información a todo el glaciar es delicada y a veces problemática (Sicart, 2002).

Hasta ahora, para comprender cómo se derrite un glaciar, el mejor sitio para instalar una SAMA y seguir el balance de energía es el punto medio de la zona de ablación, entre el frente y la ELA, o un poco más abajo como en el Antizana 15α. También han sido realizadas mediciones en las zonas de acumulación (Zongo, 5550 m snm), en sitios de perforaciones profundas (Illimani, Chimborazo, Coropuna) con el objeto de comprender cómo la sublimación influye en el contenido isotópico y químico de la nieve.

- Foto 7.7. Estación de referencia instalada en los 4950 snm sobre el Glaciar 15α del Antizana para medir el balance de energía (B.Francou).

- Foto 7.8. Estación SAMA instalada durante varios días sobre el glaciar de escombros ("rock glacier) del Caquella en el Sur-Lipez, Bolivia, a los 5500 m snm (B.Francou).

7.5. Extracción de datos meteorológicos reanalizados de internet

7.5.1. ¿En que consisten los datos climáticos reanalizados?

Actualmente existen 2 fuentes de datos reanalizados:

- **NCEP** (*National Centers for Environmental Predictions*) que depende de la NOAA. Su dirección es: http://www.ncep.noaa.gov/
- **ECMWF** (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). Su direccion es: http://www.ecmwf.int/

En ambos casos, el principio es el mismo: se trata de reconstituir una red regular de datos climáticos que cubre todo el planeta con un paso de tiempo determinado. La modelización permite generalizar una información climática completa con una distribución espacial y temporal regular, incluyendo lugares sin datos o con datos intermitentes.

Esas reconstituciones recopilan informaciones que provienen, por una parte, de estaciones terrestres y de satélites, y por otra parte, de modelos climaticos. Las diferencias entre los datos europeos y estadounidenses provienen de los modelos utilizados que son sensiblemente diferentes.

- **NCEP** proporciona actualmente dos tipos de series: los datos NCEP-NCAR, disponibles desde el 1 de enero de 1948 hasta el presente y los datos NCEP-DOE disponibles entre 1979 y 2002 (reanalysis 2). En ambos casos, se trata de datos calculados a un paso de tiempo de 6 horas. La cobertura espacial corresponde a una malla de 144x73 puntos de 2.5° de costado entre los 90°N y 90°S, y los 0°E y 357.5°E. Los resultados son disponibles en forma de datos a un paso de tiempo de 6 horas, y de datos derivados como los promedios mensuales (660 valores por punto de malla entre 1948 et 2002) o los promedios diarios interanuales (365 valores por punto de malla). Ciertos datos (temperatura, humedad, viento, por ejemplo) dependen de la altitud y son disponibles para 17 niveles de presión entre 10 et 1000 hPa (el sitio http://www.csgnetwork.com/pressurealtcalc.html presenta un calculador de la correspondencia teórica entre la presión en hPa y la altitud en m. o en ft).

- El proyecto ***reanalysis 2*** **(NCEP-DOE)** corresponde a un mejoramiento notable de la herramienta propuesta por el proyecto inicial. Las mismas consisten sobretodo en la eliminación de errores y en una mejor parametrisación física de los modelos. Sin embargo, los autores precisan que no se trata de una *nueva generación* de reanálisis para lo cual será necesario contar con varias adaptaciones metodológicas. Prácticamente, si el periodo de 1979 hasta la fecha es suficiente para el estudio planteado, es mejor utilizar los datos de *reanalysis 2*. Si es necesario trabajar sobre un periodo más largo, es mejor tomar los datos iniciales. No es aconsejable mezclar las 2 series, ya que ellas son obtenidas a partir de algoritmos diferentes.

  Los datos NCEP son proporcionados gratis a través de internet. Pero ellos pueden ser ordenados en un CD-Rom a un costo reducido. Sin embargo, es necesario precisar la fuente de información cuando se publican estudios que utilizan *reanálisis*. Se puede mencionar: *datos obtenidos del NOAA-CIRES Climate Diagnostic Center, Boulder, Colorado, USA*. Por exemplo, en los *Agradecimientos* de [Francou et al., 2004], se precisó : "*NCEP-NCAR reanalysis (...) were provided by the NOAA CIRES Climate Diagnostics Center*". Quizas el CDC aprecie recibir una copia de dicha publicación.

- El proyecto **ERA-40** del ECMWF propone también datos a paso de tiempo de 6 horas con una resolución espacial denominada *T159* (sperical-harmonic fields). http://www.ecmwf.int/research/era/Products/Archive_Plan/Archive_plan_3.html es un sitio web que proporciona una descripción precisa de la malla y de los datos disponibles. Este conjunto de datos toma en cuenta 61 niveles de presión. El periodo disponible en diciembre del 2003 consideraba a partir del 1 septiembre del 1957 hasta el 31 agosto del 2002. Estos datos tienen un costo de 3 700 € para las temperaturas promedio a 0, 6, 12 et 18 horas de todo el planeta a los niveles de presión de más de 400 hPa. El volumen digital estimado es de 305 Mo.

7.5.2. ¿Porqué utilizar los datos reanalizados?

Los datos de reanálisis son resultados de modelos aplicados en puntos representativos de superficies, que son más grandes en la proximidad del ecuador. De este caracter

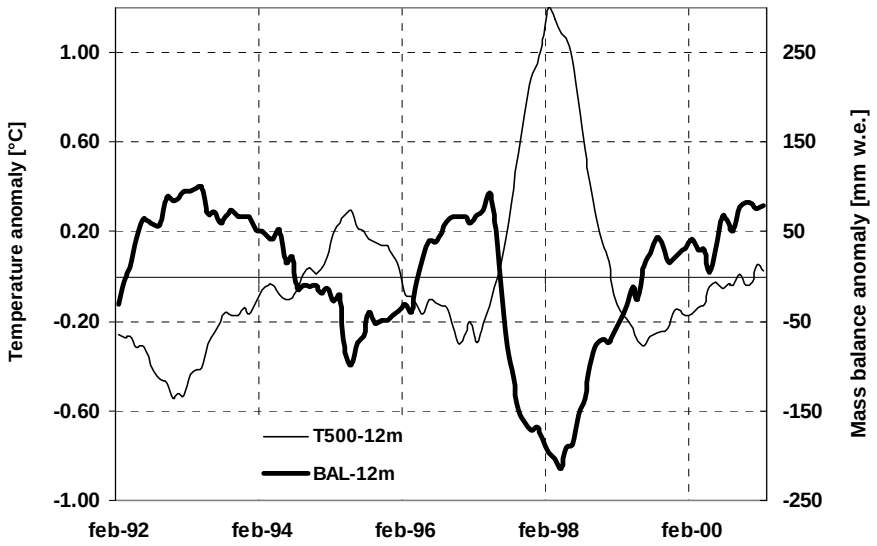
especifico aparece la interrogante relacionada con su significación física y su utilisazión.

Inicialmente, los reanálisis fueron desarollados con el fin de describir la dinámica de masas oceánicas y atmosféricas relativamente homogéneas.

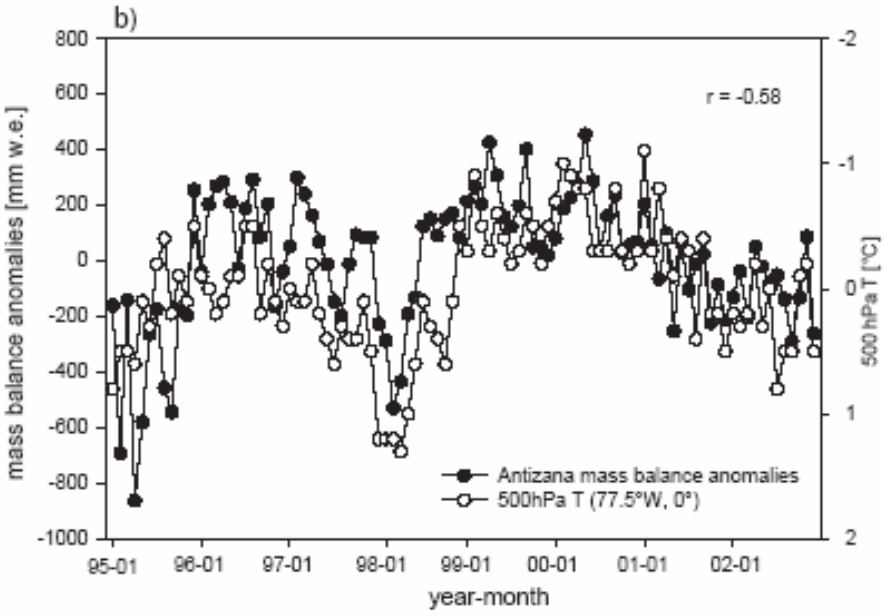
En las regiones tropicales, la variabilidad climática a escala intra-estacional presenta una dinámica bastante lenta y por ello (tal como lo demuestran algunos estudios recientes), existe una buena correspondencia entre los reanálisis y los parámetros observados resultando de esta dinámica tal como la temperatura y en ciertas condiciones la radiación y el viento. Adicionalmente, en las regiones de montaña, los efectos locales provocados por el relieve poseen un rol importante. Finalmente, los datos de observación que existen son pocos y las series son generalmente cortas.

Por las razones expuestas anteriormente se puede mencionar que recurrir a los datos de reanálisis es interesante, sabiendo que su utilización requiere de una cierta prudencia.

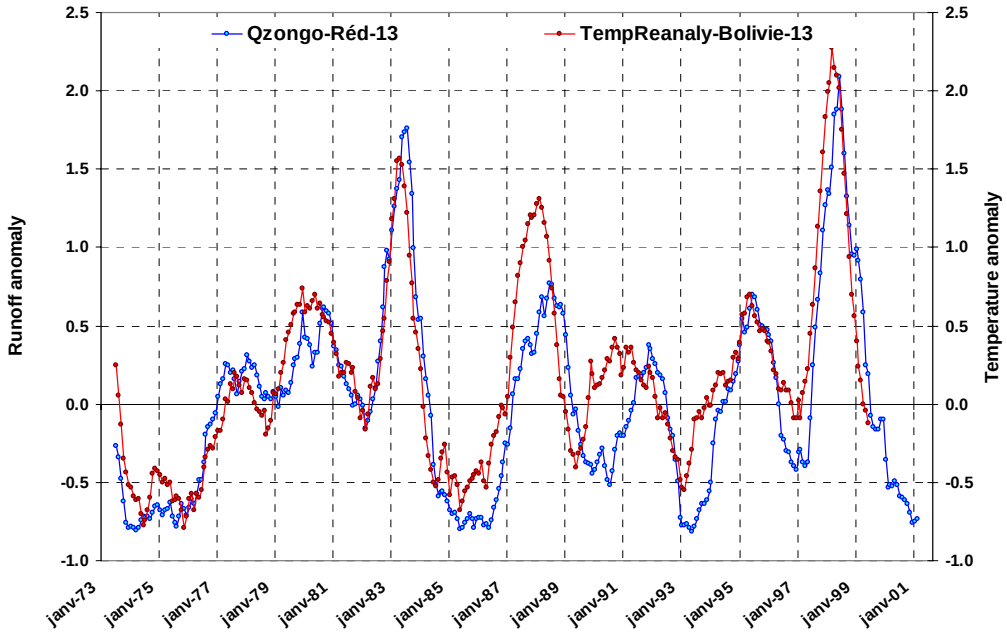
La práctica relativamente corta de la aplicación de los datos de reanálisis a los glaciares y a los ríos de los Andes muestra que se pueden obtener buenos resultados con la temperatura del aire a los niveles de presión 500 hPa (teoricamente 5572 m snm) y 600 hPa (teoricamente 4205 m snm) (figuras 7.17, 7.18 y 7.19). Sabemos que el nivel 500 hPa es el más adecuado a la altura de las zonas de ablación de nuestros glaciares.



- Figura 7.17. Anomalia de temperatura (datos reanalizados NCEP-NCAR a 500 hPa, promedios sobre los cuadros 15°-17.5°S and 70°-67.5°W) y anomalía del balance de masa de Chacaltaya de sept. 1991 a ag. 2001. Promedios moviles de 12 meses. [Fuente: Francou et al, 2003].



- Figura 7.18. Anomalía del balance de masa del Glaciar Antizana 15α y anomalía de temperatura de enero 1995 a diciembre 2002. Las temperaturas son datos reanalizados procedentes de NCEP-NCAR a 500 hPa sobre la malla 0°S y 77.5°W. La escala Y' ha sido invertida [Fuente: Francou et al, 2004].



- Figura 7.19. Anomalía de temperatura (datos reanalizados NCEP-NCAR a 500 hPa, promedios sobre las mallas 15°-17.5°S and 70°-67.5°W), y caudal del río que sale del frente del Glaciar de Zongo, con 65% de cobertura glaciar para la cuenca. Las series han sido lisadas con un promedio móvil de 13 meses [Fuente: Pouyaud et al.., 2003].

En cambio, las comparaciones entre radiación por cielo despejado observada y procedentes de reanálisis son menos convincentes, así como entre direcciones y velocidades de viento observados y reanalizados. En cuanto a las precipitaciones o los valores de humedad, las correspondencias entre observaciones y modelos son practicamente equivocadas.

¡OJO! Cuidado entonces al uso imprudente y indiscriminado de todo tipo de datos reanalizados. Tratar de correlacionarlos con datos de estaciones ubicadas a nivel del suelo en la malla escogida es una buena precaución.

7.5.3. ¿Cómo obtener de Internet las herramientas y los datos?

Los datos de reanálisis son archivados en un formato que permite gestionar volúmenes de datos muy importantes. Estos archivos, con el formato « NetCDF », poseen la extensión **.nc**. Ellos construidos para ser tratados de una manera óptima bajo el sistema de explotación UNIX, incluyendo herramientas gráficas sofisticadas. Sin embargo, es posible (bajo ciertas condiciones) extraer bajo WINDOWS (versiones 32 bits) sub-grupos de datos que podrán ser explotados posteriormente en tablas, utilizando MICROSOFT EXCEL como por ejemplo.

Se encontrarán en los párrafos siguientes algunas « recetas » para obtener los datos descritos anteriormente. Se trata de modos operatorios probados por los autores de este manual, aunque seguramente existe una gran variedad de posibilidades. Es necesario llevar a cabo las dos etapas siguientes:

- cargar e instalar las programas
- cargar los archivos de datos

1. Cargar e instalar las herramientas de extracción:

Estas herramientas permiten, bajo WINDOWS, procesar archivos UNIX. Se trata primero de un e*mulador X*, y segundo de un programa de tratamiento de datos que funciona con dicho emulador.

Existen varios emuladores: algunos son distribuidos en el comercio, otros son gratuitos y disponibles en Internet. Hemos escogido el emulador gratuito **Cygwin/X** que da buenos resultados. Se puede cargar a partir del sitio:

http://www.cygwin.com/xfree/

Para evitar errores, imprimir y seguir las indicaciones del documento:

http://www.cygwin.com/xfree/docs/ug/cygwin-x-ug.pdf

Hay que respetar el nombre de los repertorios indicados “por defecto”. Después de la instalación, es posible suprimir el repertorio c:\cyginstall y los archivos que contiene.

Para el programa de tratamiento de datos, el mejor es **Ferret,** desarollado por la NOAA. La versión utilizable con WINDOWS bajo el emulador X puede ser cargada utilizando las instrucciones de instalación del sitio:

http://ferret.wrc.noaa.gov/Ferret/

Durante el proceso de instalacion se debe seguir las instrucciones rigurosamente.

¡OJO! Con WINDOWS XP, la versión 5.53 es incompatible. Se debe utilizar la versión anterior 5.51 a la cual se puede acceder a través del vínculo "previous versions". Para las versiones posteriores, habrá que verificar. En caso de problemas, es recomendable volver a la versión 5.51

Una vez que se han instalado las dos herramientas, se debe activar el emulador Cygwin/X utilizando el mando **startxwin.bat**. Este mando se encuentra por defecto en el repertorio C:\cygwin\usr\X11R6\bin. Se abre una ventana gráfica que se mantendrá abierta sin utilizarla. Para salir, poner **exit** en la ventana abierta por **startxwin**.

Luego, se inicializa la ventana de mando del programa Ferret, utilizando el mando: **ferretstart.bat.** que se encuentra por defecto en el repertorio C:\Program Files\TMAP\.. Se abre una ventana de tipoDOS con un prompt indicando:

```
bash-2.05$
```

Las herramientas están listas entonces.

2. Cargar los datos de reanálisis:

Indicamos aquí el método y las direcciones para cargar archivos completos de reanálisis NCEP. Los archivos son muy grandes (cientos de Mb), por lo tanto, es necesario contar con una conexión a Internet de alto flujo y de excelente calidad.

El sitio principal para cargar los datos es:

ftp://ftp.cdc.noaa.gov/pub/Datasets/

Para cargar, es posible conectarse con un programa FTP (*file transfer protocol*) en modo **anonymous** (dar como password su dirección e-mail). Más sencillo aún, hacerlo con Internet Explorer o Netscape. Marcar entonces el archivo seleccionado y hacerlo "grabar bajo..."

Es aconsejable leer con atención los archivo README de los repertorios que indican los datos que contenidos en los archivos.

Los datos mensuales de temperaturas que nos interesan, principalmente, para nuestros estudios, se pueden obtener:

- Los datos a paso de tiempo de 6 horas, que son proporcionados por archivos anuales en el repertorio:

  ftp://ftp.cdc.noaa.gov/pub/Datasets/ncep.reanalysis/pressure.

  Ejemplo : las temperaturas del aire por el año 2002 se encuentran en el archivo **air.2002.nc** (497 Mb).

- Los datos derivados a paso de tiempo mensual para el periodo 1948-2003 están en el repertorio:

  ftp://ftp.cdc.noaa.gov/pub/Datasets/ncep.reanalysis.derived/pressure**.**

  Ejemplo : las temperaturas del aire para el periodo 1948-2003 se localizan en el archivo **air.mon.mean.nc** (228 Mb).

- Los mismos datos en el marco del proyecto *reanalysis 2* se encuentran, respectivamente, en los repertorios:

  ftp://ftp.cdc.noaa.gov/pub/Datasets/ncep.reanalysis2/pressure y

  ftp://ftp.cdc.noaa.gov/pub/Datasets/ncep.reanalysis2.derived/pressure

  El archivo **air.2002.nc** tiene un tamaño de 497 Mb y **air.mon.mean.nc** para el periodo 1979-2002 es de 98.1 Mb.

7.5.4. ¿Cómo extraer la información buscada?

A continuacion entregamos solo algunas instrucciones básicas para utilizar el programa Ferret. Muchas posibilidades, particularmente gráficas, son ofrecidas por este programa y se detallan en el manual cargable.

Por defecto, los ficheros en el formato NetCDF (extensión **.nc**) deben ser copiados en el repertorio: C:\Program Files\TMAP\fer_dsets\data.

Siempre por defecto, los archivos de trabajo extraidos (extensión elegida por el usuario) se encuentran en el repertorio: C:\tmp.

Se ubica en la ventana abierta por el programa. En las líneas más adelante, el prompt esta indicado en azul y el mando a escribir en rojo:

Para activar el programa Ferret, se escribe:

```
bash-2.05$ ferret
```

El programa responde por ejemplo :

```
        NOAA/PMEL TMAP
        FERRET v5.41
        cygwin 1.3.x - 08/30/02
        19-Nov-03 15:49
yes?
```

Esta última línea constituye el prompt de Ferret.

Luego, se debe cargar el archivo <nomfic> con lo cual se puede trabajar:

```
yes? use <nomfic.nc>
yes?
```

donde, por ejemplo, <nomfic.nc> es **air.mon.mean.nc** que se encuentra en el repertorio por defecto (C:\Program Files\TMAP\fer_dsets\data).

Luego, se puede verificar el contenido del archivo: nombre de la variable tratada, campo geográfico en longitud (X o I), latitud (Y o J), altura (Z o K) y campo temporal (T o L):

```
yes? show data/variables
```

Con el ejemplo precedente, la respuesta será del siguiente tipo:

```
     currently SET data sets:
    1> C:\Program Files\TMAP\fer_dsets\data\air.mon.mean.nc  (default)
     NMC reanalysis atlas
 name     title                              I         J         K         L
 AIR      Monthly Mean of Air temperature  1:144     1:73      1:17      1:660
             degC on grid GHX1 with 455.31 for missing data
             X=1.3W(-1.3):1.3W  Y=91.3S:91.3N  Z=5:1038

  time range: 01-JAN-1948 00:00 to 01-DEC-2002 00:00

yes?
```

Se define entonces la zona geográfica que se debe extraer. Por ejemplo, la zona incluida entre 20°W y 10°E y entre 5°S et 15°N :

```
yes? set reg /x=-20:+10 /y=-5:+15
yes?
```

Finalmente, para extraer la serie temporal completa de la variable **air** correspondiente a los niveles incluidos entre 400 y 600 hPa, para el periodo comprendido entre el mes 580 y el mes 660:

```
yes? list/file=<nomfic.dat> /z=400:600 /t=580:660 air
yes?
```

donde <nomfic.dat> corresponde al nombre del archivo extraido que se encuentra en el repertorio por defecto (C:\tmp).

¡OJO! No hay que olvidar especificar la variable que se debe extraer, aqui **air**.

Este archivo extraído se presenta como líneas ASCII fácilmente importables en un programa de typo MICROSOFT EXCEL. En el siguiente ejemplo se puede observar su forma general:

```
            VARIABLE : Monthly Mean of Air temperature (degC)
            DATA SET : NMC reanalysis atlas
            FILENAME : C:\Program Files\TMAP\fer_dsets\data\air.mon.mean.nc
            SUBSET   : 10 by 660 points (HEIGHT (millibar)-TIME)
            LONGITUDE: 77.5W(-77.5)
            LATITUDE : 7.5S
                       200    250    300    400    500    600    700    850    925    1000
                         8      9     10     11     12     13     14     15     16     17
01-JAN-1948 00 /   1: -53.10 -41.99 -32.37 -16.26  -5.19   2.56   7.66  16.87  21.30  25.25
01-FEB-1948 00 /   2: -52.58 -41.45 -32.10 -16.34  -5.32   2.44   7.77  17.05  21.60  25.54
01-MAR-1948 00 /   3: -53.17 -41.88 -32.21 -16.48  -5.26   2.37   7.81  17.11  21.57  25.48
01-APR-1948 00 /   4: -53.40 -41.73 -31.89 -16.18  -5.56   2.38   8.08  16.71  21.00  24.99
01-MAY-1948 00 /   5: -52.82 -41.25 -31.25 -15.41  -5.54   2.47   8.62  16.56  20.75  24.65
01-JUN-1948 00 /   6: -53.06 -41.78 -31.52 -15.93  -6.23   2.01   8.24  16.09  20.27  24.27
01-JUL-1948 00 /   7: -52.85 -41.90 -32.09 -16.07  -5.47   2.30   7.99  16.67  20.90  24.90
01-AUG-1948 00 /   8: -53.00 -42.21 -32.54 -16.54  -5.22   1.97   7.53  18.01  22.31  26.53
01-SEP-1948 00 /   9: -53.37 -42.34 -32.45 -16.69  -5.90   1.65   7.82  18.51  22.70  26.89
(...)
```

Cuando se importa en EXCEL, es más sencillo neutralizar las primeras líneas y hacer posteriormente una lectura automática por columnas. Una vez que el usuario realice algunas pruebas entenderá rápidamente el principio general de la operación de extracción.

7.6. Referencias del capítulo

Bourqui, M. (2003) Forçages climatiques et précipitations en très haute montagne tropicale, comparaison sols nus et englacés. Vallée du Rio Zongo (Cordillère Royale, Bolivie). Mémoire de DEA de l'Université Montpellier II. 55 p.

Forland, E.J., Allerup, P., Dahlström, B., Elomaa, E., Jonsson, T., Madsen, H., Perälä, J., Rissanen, P., Vedin, H. and Vejen, F. (1996). Manual for operational correction of Nordic precipitation data, Klima. Report Nr. 24/96, DNMI, Nordic Working Group on Precipitation.

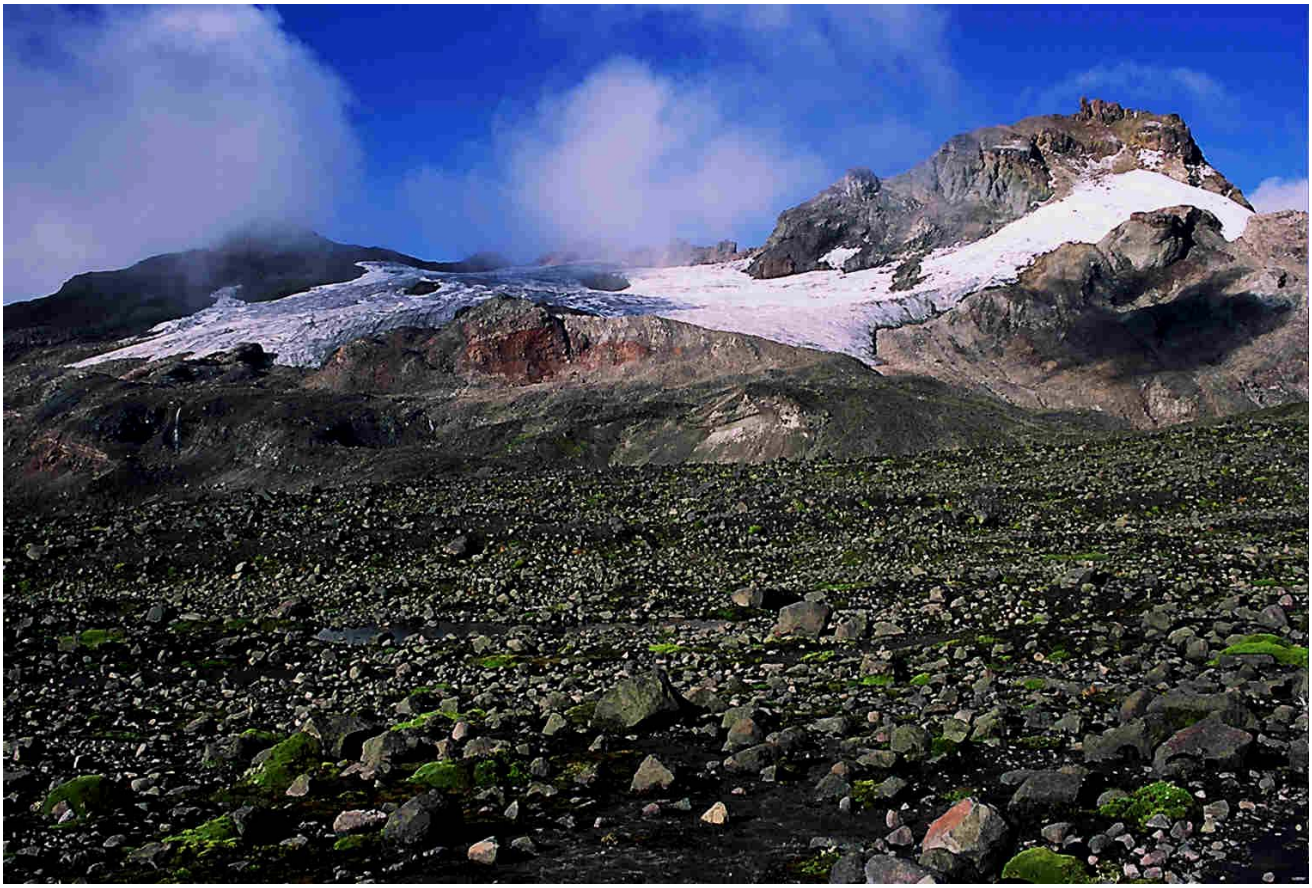
Francou, B., Chevallier, P. & Pouyaud, B. (2004). Recul des glaciers dans les Andes tropicales sur les dernières décennies, Lettre du PIGB (en prensa).

Lejeune, Y., L'Hôte, Y. & Chevallier, P. (2003) Instrumentation et constitution d'une base de données météorologiques et nivologiques dans les Andes. IRD - Météo France, Centre National de Recherches Météorologiques / Centre d'Etude de la Neige. Note de Centre N° 21. 63 p.

L'Hôte, Y., Chevallier, P, Etchevers, P., Lejeune, Y. & Wagnon, P. (2004, en prensa) Pluie ou neige ? Dispositif de mesures pluviographiques dans les Andes de Bolivie et interprétation des enregistrements. Hydrological Sciences Journal, 49, 2.

Sevruk B. & Lejeune Y (2002). Comunicación oral. Workshop on determination of solid precipitation in cold climate regions. Fairbanks 2002, Alaska.

Wagnon P., J.E. Sicart, E. Berthier & J.P. Chazarin (2003) : Wintertime high altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level (a.s.l.), J. Geophys. Res., 108 (D6), ACL 4.1-4.14, 2003.



- Foto 7.8. Glaciar SW del Carihuayrazo (Ecuador), tomado en mayo del 2003 (B. Francou)

8. Gestión y formatos de difusión de los datos

8.1. Algunas reglas básicas

Los datos tienen que ser almacenados cuidadosamente, respetando las reglas básicas que se precisan más adelante.

8.1.1. El acceso a los datos tiene que ser fácil y cómodo:

Para ello, se debe respetar un modo de archivo determinado, invariable y lógico, de tal manera que en cualquier sitio, un investigador del programa pueda acceder facilmente al dato requerido. Más adelante, se propone un tipo de archivo por año y por glaciar, que tiene la ventaja de ser simple.

8.1.2. La seguridad física de los datos tiene que ser garantizada:

Con dicho propósito, los datos deben ser almacenados en computadores fijas y seguras, y al mismo tiempo se debe hacer regularmente (cada fin de semana) una copia de protección en un CD o en un disco duro externo. No es recomendable dejar esas copias en el mismo lugar fisico que las computadores por riegos de incendios, terremotos, inundiaciones o robos.

¡CUIDADO! Nunca se deben almacenar datos no duplicados en una computadora portátil.

8.1.3. Almacenar definitivamente solo los datos cuya calidad ha sido comprobada:

Se recomienda ingresar los datos a medida que son producidos en terreno y concluir cada salida de campo con un informe, lo cual tiene que ser registrado inmediatamente en un archivo en la computadora. Algunas notas (como las fechas de la revisiones, los investigadores responsables, o cualquier tipo de información relevante), al inicio de cada archivo puede ser una información importante.

8.1.4. Los datos brutos son confidenciales y protegidos:

Los datos brutos son reservados sólo a los miembros del programa. Se ha previsto, generalmente, la protección de los datos a través de convenios firmados entre las instituciones que trabajan conjuntamente. La difusión de datos brutos tiene que ser concertada entre los responsables de cada institución. Los bancos de datos son alimentados por datos seleccionados y preparados.

8.2. ¿Cómo archivar los datos corrientes?

Abrir un archivo para *cada glaciar*. Dentro de este archivo principal, clasificar los datos según los *años hidrológicos*. Luego se almacena una serie de archivos clasificados según los tipos de mediciones: Balance de masa, Topografía, Hidrología, Meteorología, Gráficos y Cuadros sintéticos incluyendo los años precedentes, Archivos diversos (incluyendo informes de campo, fotos, etc...).

Almacenar también en este archivo los diferentes capítulos del informe del año sobre este glaciar.

¡CUIDADO! Evitar dejar en el archivo toda clase de "basura informática": archivos temporales, archivos personales, cálculos inconclusos, etc.... Para ello, abrir archivos personales y copiar en la banca de datos estrictamente la información que sea comprensible por toda la colectividad.

¡CONSEJO! Hacer un índice del contenido del archivo, reactualizado regularmente.

Se tomará más adelante el ejemplo del **Glaciar de Zongo** y del año **2002-2003** (cuadro 8.1) :

GLACIAR DE ZONGO : CICLO HIDROLÓGICO 2002-2003

1. ***BALANCE DE MASA***
    1) *Zona de acumulación : pozos, sondeos, balizas de acumulación, etc…*
    2) *Zona de ablación : emergencia de balizas, medidas de nieve, etc….*
    3) *Balance neto especifico anual*
    4) *Balance mensual (cuando existe un monitoreo mensual del glaciar o de una zona del glaciar)*
    5) *Mapas referentes al balance de masa (ubicación de balizas y pozos, isolíneas de balance)*
    6) *Tablas sintéticas : balance neto específico, ELA, AAR, δb/δz, etc...*

2. ***TOPOGRAFÍA***
    1) *Medición del frente*
    2) *Desplazamiento de balizas*
    3) *Perfiles transversales*
    4) *Nuevo mapeo*
    5) *Cálculo de las superficies según los rangos altimétricos*

3. ***BALANCE HIDROLÓGICO***

   1) *Aforos y nuevas calibraciones efectuadas en las estaciones*
   2) *Caudales: diarios/decadales/mensuales/anuales*
   3) *Eventos notables*
   4) *Balance hidrológico*

4. ***DATOS METEOROLÓGICOS***

   Por estaciones, y según los pasos de tiempo de medición, notar:

   1) *Precipitaciones*
   2) *Temperaturas*
   3) *Humedad*
   4) *Balance radiativo*
   5) *Espacialización del albedo a partir de sensores fotográficos*
   6) *Viento*
   7) *Otras mediciones puntuales y esporádicas*

5. ***INFORMES DE SALIDAS DE CAMPO, ARCHIVOS DE FOTOS, ETC.... :***

6. ***INFORME ANUAL DEL GLACIAR (ver § 8.4)***

- Cuadro 8.1. Ordenamiento de un archivo de datos colectados sobre un glaciar en una computadora: ejemplo del Glaciar de Zongo para el año hidrológico 2002-2003

8.3. Difusión de los datos: algunas reglas que respetar

Los datos se difunden de la siguiente manera:

- *En forma bruta* : la elaboración de los *informes anuales* (8.4) sirve para criticar los datos brutos y para eliminar errores. Los archivos contienen **todos los datos**, mientras que en los informes anuales se presenta solamente una visión sintética de esos datos. Estos datos completos son de acceso restringido y limitados a estudiantes o colegas directamente implicados en el programa. Ellos deben ser guardados en archivos seguros y de facil acceso y. luego es necesario copiarlos regularmente en soportes fisicamente diferentes a las computadores de oficina (CD, discos duros externos, etc...).

- Sin embargo, después que los datos hayan sido correctamente analizados y publicados en revistas especializadas, se puede considerar que han pasado al *"dominio público"*: En ese caso, se puede autorizar la entrega de parte o de la totalidad de datos a colegas (conocidos o desconocidos) que deseen analizarlos aplicando nuevos métodos y procedimientos: sin embargo, se debe exigir a aquellos colegas que citen en sus publicaciones las fuentes de la información (nombres de responsables e instituciones).

  ¡CONSEJO! Nunca olvidar que colectar datos sobre glaciares tiene un alto costo y que es el producto de un gran esfuerzo colectivo. La difusión de dichos datos debe ser fruto de una reflexión y motivación profunda.

- Sin embargo, se alimentarán los *bancos internacionales* (WGMS, ORE con los cuales existen acuerdos) con datos sintéticos de algunos glaciares, como Zongo, Chacaltaya, Antizana15: se discribe más adelante (8.5) como ejemplo el formato exigido por el *World Glacier Monitoring Service* (*WGMS*).

- Mantener *un sitio web actualizado* es una buena manera de ofrecer datos a la comunidad y de promocionar tanto el programa como las instituciones de tutela. Sin embargo, es fundamental evitar proporcionar en aquellos sitios información que pueda ser utilizada de una manera poco escrupulosa por calquier tipo de *internautas*. Para evitar lo anterior, es aconsejable preferir los gráficos a los cuadros de datos así como disminuir la calidad de las fotos, lo que permite en al mismo tiempo alivianar el archivo y facilitar la frecuentación del sitio.

- Obviamente, se recomienda *la difusión de los datos analizados mediante los artículos publicados en las buenas revistas especializadas, nacionales o internacionales.* Es la mejor manera de valorizar el trabajo efectuado en equipo.

8.4. El Informe anual

Los informes anuales son muy utiles para recopilar la información, limpiar los datos brutos de los errores inevitables, presentar todos los datos de una manera sintética, cómoda y bien elaborada (figuras, gráficos, mapas). Es una oportunidad también para detallar los nuevos equipos, las nuevas mediciones con la ayuda de dibujos y fotos digitales. Sin embargo, en este tipo de informe, la información es poco analizada: trabajo que se reverva a los articulos científicos. Se aconseja adoptar siempre el *idioma castellano* para el texto y eventualmente el *inglés* para las figuras, de tal modo que las mismas puedan ser fácilmente extraídas para completar los artículos científicos. El informe podrá ser impreso sobre papel (en unos 10-15 ejemplares al principio) y sobretodo grabado en un CD. No tardar más de 6 meses después del fin del año hidrológico, si es posible, para publicar el informe. Como se precisó anteriormente, la difusión es restringida a los miembros del equipo, las administraciones de tutela y algunos estudiantes o docentes interesados.

El informe anual se distingue de los archivos de datos brutos (§2.2), ya la información es procesada (los detalles de los cálculos no aparecen), presentada de una manera sintética y simplificada, y a veces comparada con los años anteriores.

Se podrá adoptar siempre el mismo plano general, que tendrá que ser cercano a ésto (cuadro 8.2):

GLACIAR 15 del ANTIZANA

[Autores y instituciones]

1. ***Indice***
2. ***Recopilación de los equipos y de las mediciones efectuadas (las nuevas, en particular). Mapa reciente del glaciar con sus equipos.***
3. ***Balance de masa: acumulación, ablación, balance neto específico, perfil altitudinal del balance, ELA, AAR, mapa con isolíneas de balance. Tablas incluyendo los resultados de los años anteriores.***
4. ***Topografía: frente, balizas, perfiles transversales, parte o totalidad del glaciar***
5. ***Hidrología: equipos instalados, aforos y calibraciones efectuados, caudales a los diferentes pasos de tiempo, eventos notables, balance hidrológico del año, comparación balance hidrológico/balance glaciológico. Tablas incluyendo los resultados de los años anteriores.***
6. ***Meteorología: temperaturas, precipitaciones, humedad, balance radiativo, viento, etc... por estación. Espacialización del albedo .***
7. ***Micrometeorología: mediciones para el balance energético efectuadas sobre el glaciar (sólo en caso de mediciones de este tipo)***
8. ***Mediciones excepcionales: georadar, fotogrametría, etc...***
9. ***Conclusión breve sobre las características sobresalientes del año: situación con respecto a los índices ENSO, comparación con los años anteriores, eventos excepcionales.***
10. ***Referencias bibliográficas***

- Cuadro 8.2. Plan tipo del informe anual.

¡CONSEJOS! Considerar que 100 páginas es un máximo para este tipo de informe, cuando existe sobre el glaciar una red de observación completa (ej.: Zongo, Antizana).

8.5. Formato de la información para el WGMS

En el cuadro y las figuras siguientes, aparece la información requerida y el formato exigido por el *World Glacier Monitoring Service (WGMS)* para realizar una publicación en el *World Glacier Monitoring Bulletin (WGMB)* y el sitio web correspondiente.

En 2003, *Chacaltaya* y *Antizana* pertenecían a la categoría de los glaciares que proporcionan *General information*, con solo los datos del balance neto específico (*b*), los mismos cumulados desde el principio (en gráfico), la ELA y la ELA_0, el AAR y el AAR_0 (cuadro 8.3).

Mass Balance Bulletin, No. 7, 2003

2.1 SUMMARY TABLE (NET BALANCE, ELA, ELA_0, AAR, AAR_0)

Name		Country	b00 [mm]	b01 [mm]	ELA00 [m a.s.l.]	ELA01 [m a.s.l.]	ELA_0 [m a.s.l.]	AAR00 [%]	AAR01 [%]	AAR_0 [%]
Place	(1965)[1)]	Canada	+ 130	- 760	2050	2170	2083	54	22	50
Helm	(1975)	Canada	+ 110	- 600	1945	2010	2002	57	23	39
Peyto	(1966)	Canada	+ 810	- 920	2503	2740	2611	73	26	53
White	(1960)	Canada	- 401	- 181	1264	1190	899	36	46	71
Gulkana	(1966)	USA	- 50	- 690	1704	1791	1727	69	59	63
Wolverine	(1966)	USA	- 930	+ 450	1253	1080	1152	52	73	62
South Cascade	(1953)	USA	+ 380	- 1570	1840	>2125[2)]	1891	1	0	52
Antizana 15 alpha	(1995)	Equador	+ 393	- 598	4980	5085	5027	80	60	73
Chacaltaya	(1992)	Bolivia	- 852	- 350	5383	5451	5284	0	0	–
Zongo	(1992)	Bolivia	+ 116	+ 577	5212	5139	5244	58	80	66

- Cuadro 8.3. Extracto del Mass Balance Bulletin del WGMS (2003) con los datos de los años 1999-2000 (notado 00) y 2000-2001 (notado 01).

Zongo proporciona una información extensa (*Extensive information*) que incluye: el mapa con curvas de nivel, el mapa con los equipos (pozos, balizas), el balance neto específico, los valores de la ELA, de la ELA_0, del AAR, del AAR_0, un cuadro del balance en función de la altura y el gráfico correspondiente, un mapa de la isolíneas de balance, un texto de introducción y una foto reciente de todo el glaciar.

En el cuadro 8.4. se encuentran los datos más corrientes:

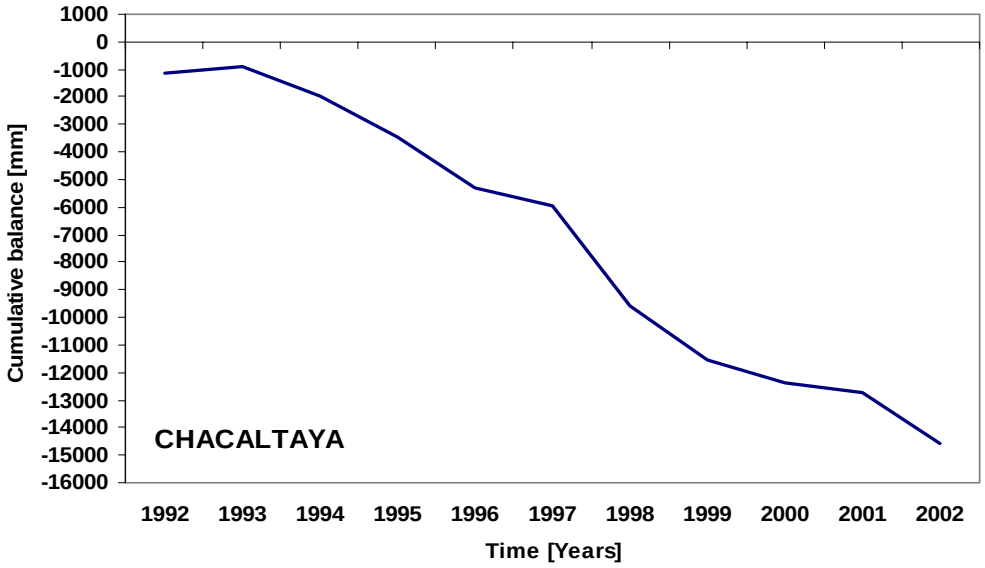
Year (5)	ßn mm (1)	Σβn mm (2)	ELA m (3)	AAR % (4)
1991-92	-900	-900	5489	40
1992-93	516	-384	5047	91
1993-94	-88	-472	5243	65
1994-95	-703	-1175	5455	44
1995-96	-675	-1850	5430	47
1996-97	797	-1053	5073	89
1997-98	-1962	-3015	5517	37
1998-99	-333	-3348	5348	55
1999-00	116	-3232	5212	68
2000-01	577	-2655	5139	80
2001-02	0	-2655	5246	64

1) Specific net balance
2) Cumulative Specific Net Balance
3) Equilibrium Line Altitude
4) Accumulation Area Ratio
5) Hydrological Year (Sept-Aug.)

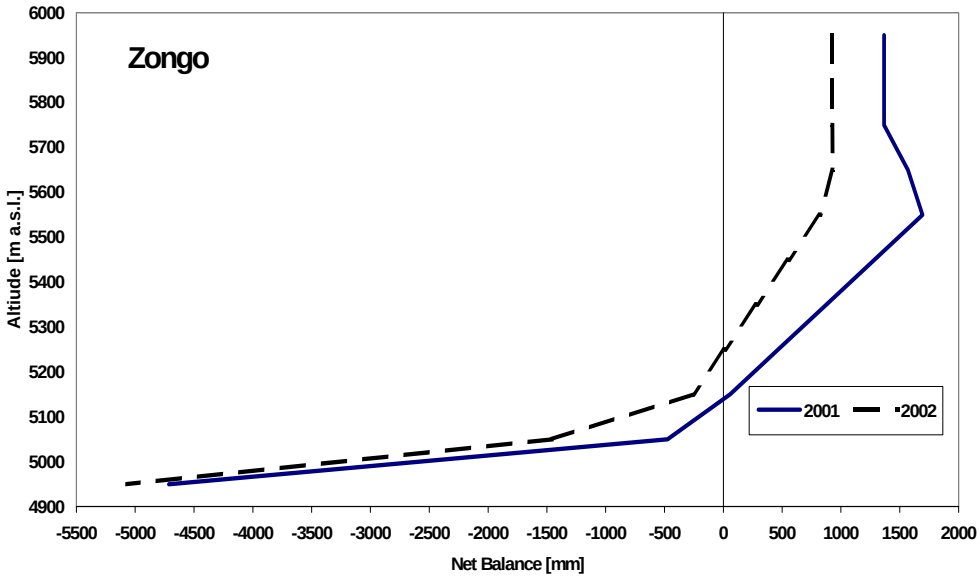
- Cuadro 8.4. Datos de balance neto específico, de la ELA y del AAR para el Zongo

Del mismo modo, las figuras 8.1, 8.2, 8.3, 8.4 y 8.5 reproducen el formato requerido por el WGMS.

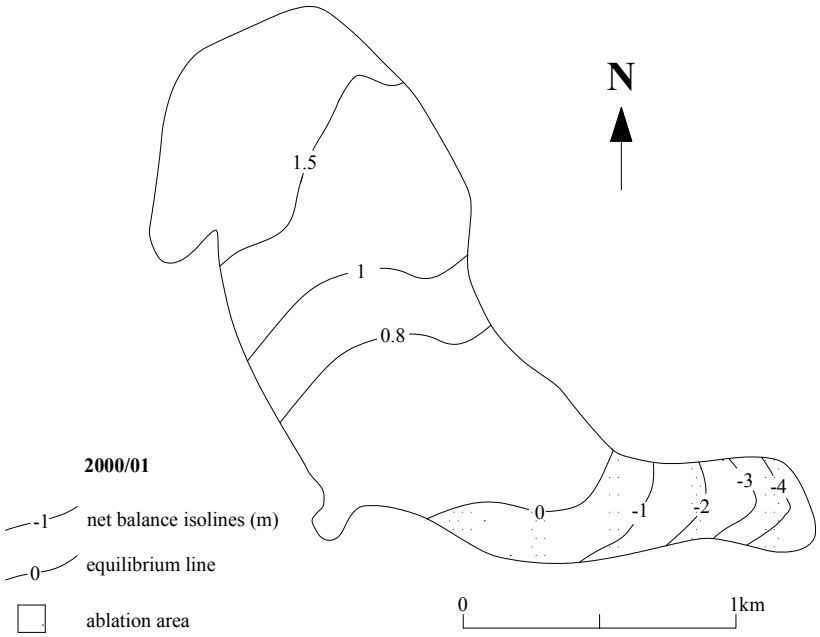
NOTA: Es importante 1) restringirse a la información requerida, 2) respetar los formatos y sobretodo 3) verificar muy escrupulosamente la calidad de la información antes de enviarla al servicio, con el fin de evitar modificaciones ulterioras una vez que la información ya ha sido publicada.



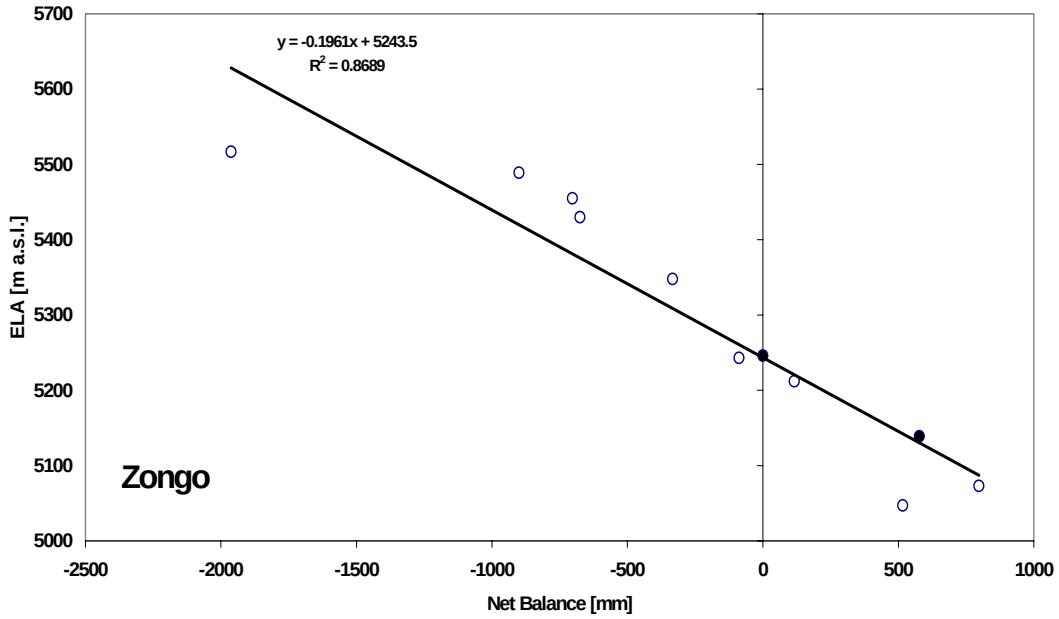
- Figura 8.1. Balance acumulado de Chacaltaya (WGMB, 2003)



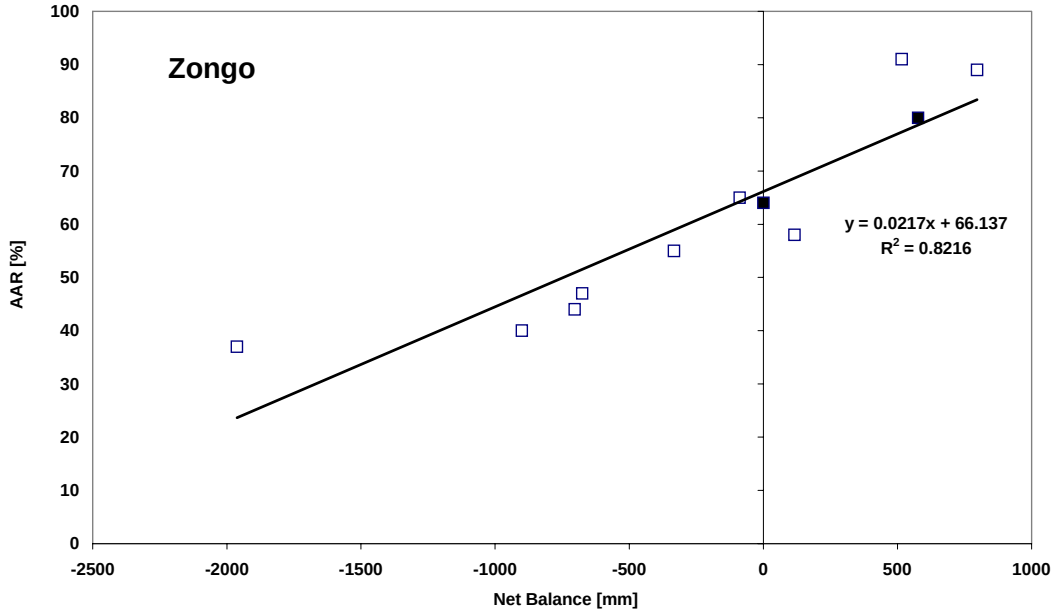
- Figura 8.2. Balance en función de la altitud en el Glaciar de Zongo (WGMB, 2003)



- Figura 8.3. Mapa de las isolíneas de balance del Glaciar de Zongo (WGMB, 2003).



- Figura 8.4. ELA *vs* Balance neto específico sobre el Glaciar de Zongo. Los dos últimos años (2001-2002) son marcados como cuadrados negros [WGMB, 2003]



- Figura 8.5. AAR vs Balance neto específico sobre el Glaciar de Zongo. Los dos últimos años (2001-2002) son marcados como cuadrados negros (WGMB, 2003)

8.6. Sitios internet actualizados

En 2003 sólo existe el sitio Antizana "Glacier 15" (ECUADOR) Mass Balance Diagnostics Reports. (http://www.inamhi.gov.ec/Glaciares), elaborado en Quito en el año 2000. Un nuevo sitio, que incluye la mayoría de los glaciares observados en los Andes centrales por el IRD y sus contrapartes, está actualmente en curso de elaboración.

- Foto 7.9. Glaciar Yanamarey (Cordillera Blanca, Perú) en 2001 (B. Francou)

9. Referencias

9.1. Referencias generales

Se ha limitado esta bibliografía a títulos que tienen un interés especial en el campo de la metodología. Muchos tratan de glaciares que pertenecen a la red GREAT ICE.

Arnaud Y., Muller F., Vuille M., Ribstein P. (2001). El Niño Southern Oscillation (ENSO) influence on Sajama volcano snow cap from 1963 to 1998 as seen from Landsat data and aerial photography. J. Geophys. Res., 106(D16): 17773-17784.

Favier, V., Wagnon P., Chazarin J.P., Maisincho L. & Coudrain, A. (2004). One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana Glacier 15, Ecuadorian Andes. J. Geophys. Res., en prensa

Francou, B., P. Ribstein, E. Tiriau, & R. Saravia (1995). Monthly balance and water discharge on an inter tropical glacier. The Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. J. Glaciol., 42 (137): 61-67.

Francou B., Ribstein P., Wagnon P., Ramirez E., Pouyaud B. (2004). Glaciers of the tropical Andes, indicators of the global climate variability. In « Global change and mountain regions – A state of knowledge overview », U. Huber, K.M. Harald & M. A. Reasoner (eds), Kluwer Academic Publishers B.V., en prensa.

Francou, B., Vuille, M., Favier, V. & Cáceres, B., (2004). New evidences of ENSO impacts on glaciers at low latitude : Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'. J. Geophys. Res., en prensa.

Francou, B., Vuille, M., Wagnon, P., Mendoza, J. & Sicart, J.E. (2003). Tropical climate change recorded by a glacier of the central Andes during the last decades of the 20th century : Chacaltaya, Bolivia, 16°S. J. Geophys. Res ., 108, D5 : 4154-4165.

Kaser, G., Fountain, A., & Jansson, P. (2003). A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers. IHP, Technical Documents in Hydrology, 59, UNESCO, Paris.

Kaser, G., & H.A. Osmaston (2002). Tropical Glaciers. Cambridge University Press, New York..

Lliboutry, L. (1964). Traité de Glaciologie. 2 tomos, Masson, Paris.

Lliboutry, L. (1974). Multivariate statistical analysis of glacier annual balances. J. Glaciol.., Vol. 13, N° 69 : 371-392.

Musy, A., Favre, A., C., Gillardin, A., Higy, C., Picouet, C., Pugin, S. (2002). "e – drologie" Cours d'hydrologie Générale. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. Département de Génie Rural. Laboratoire d'Hydrologie et Aménagement (IATE/HYDRAM).

Paterson, W.S.B. (1994). The Physics of Glaciers. 3rd Edition, Pergamon, Elsevier Science Ltd, Oxford, U.K.

Pouyaud B., Zapata M., Rodriguez A., Ribstein & P. Yerren J. (2003). Water resources from the glaciers of the Cordillera Blanca (Peru). Variability for the second half of the twentieth century. Symposium on "mass balance of Andean glaciers", CECS-IAHS-ICSI & IGS, Valdivia (Chili).

Pouyaud B., Zapata M., Rodriguez A., Ribstein P. & Yerren J. (2003). Recursos hidricos de los glaciares de Cordillera Blanca (Peru), su variabilidad en la segunda mitad del siglo XX. Symposium on "mitigacion e investigacion de peligros de montaña - Mountain hazards research & mitigation. 7-11 julio 2003, Huaraz, Péru.

Pouyaud B., Yerren J., Arboleda J., Suarez W. (2001). Variabilidad pluviometrica a escalas anual y cuadrimestral en la vertiente peruana del oceano pacifico. Rapport multigraphié IRD-SENAMHI, versions papier et CD Rom.

Pouyaud B., Vignon F., Yerren J., Suarez W., Vegas F., Zapata M., Gomez J., Tamayo W., Rodriguez A. (2003). Glaciares y recursos hidricos en la cuenca del rio Santa. Rapport multigraphié IRD-SENAMHI-INRENA, versions papier et CD Rom.

Ramirez, E., Francou, B., Ribstein, P., Descloîtres, M., Guérin, R., Mendoza, J., Gallaire, R., Pouyaud, B., & Jordan, E. (2001). Small glaciers disappearing in the tropical Andes. A case study in Bolivia : Glaciar Chacaltaya (16°S). J. Glaciol.., 47, 157 : 187-194.

Ribstein P. (2002). Climat et glaciers des Andes tropicales. Impacts hydrologiques. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université Paris VI, Paris (France). 105 p.

Ribstein, P., Francou, B., Tiriau, E. & Saravia, R. (1995). Tropical climate and glacier hydrology. A case study in Bolivia. J. Hydrol., 165: 221-234.

Sicart, J.E. (2002). Contribution à l'étude des flux d'énergie, du bilan de masse et du débit de fonte d'un glacier tropical : le Zongo, Bolivie. Thèse de Doctorat, Université Paris VI..

Sicart J.E., Ribstein P., Chazarin J.P., Berthier E. (2002). Solid precipitation on a tropical glacier in Bolivia measured with an ultrasonic depth gauge. Water Resources Research, 38(10), 7.1-7.7.

Sicart J. E., Ribstein P., Francou B., Gallaire R. (2003). Précipitations et fonte des glaciers tropicaux : cas du Zongo, Bolivie. Hydrological Sciences Journal. 48(5), 799-808.

Sicart, J.E., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B. & Condom, T. (2004). Hydrological and glaciological mass balances of a tropical glacier: Zongo, Bolivia. Global and Planetary Change. En prensa.

Sicart J. E., Ribstein P., Wagnon P., Brunstein D. (2001). Clear sky albedo measurements on a sloping glacier surface. A case study in the Bolivian Andes. J. Geophys. Res., 106(D23), 31729-31737.

Wagnon, P. (1999). Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical. Application à la relation glacier-climat. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier-Grenoble 1.

Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B. (1999). Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. J. Geophys. Res., 104, D4 : 3907-3924

Wagnon P., Ribstein P., Francou B., Sicart J.E. (2001). Anomalous heat and mass budget of Zongo Glacier, Bolivia, during the 1997-98 El Niño year. J. Glaciol.., 47(156), 21-28.

Wagnon, P., Ribstein, P. , Kaser, G. & Berton, P. (1999). Energy balance and runoff seasonnality of a Bolivian glacier. Global Planetary Change, 22 : 49-58.

Wagnon, P., Ribstein, P., Schuler, T, Francou, B., - 1998. Flow separation on Zongo glacier, Cordillera Real, Bolivia. Hydrological Processes, 12 : 1911-1926

World Glacier Monitoring Service (Haeberli, W., Hoelzle, M & Frauenfelder, R., eds.), 2001: Glacier Mass balance Bulletin, 6 (1998-1999). A contribution to the Global Environment System (GEMS) and the International Hydrological Programme. IAHS (ICSI) – UNEP – UNESCO

9.2. Informes anuales sobre los glaciares (1992-2003)

Más adelante se presenta la lista de los informes anuales o plurianuales dedicados a un glaciar, según un modelo conforme al § 8.4. Estos informes se realizan actualmente sólo en Bolivia y en Ecuador.

Berthier E, Gallaire R, Fuertes R., Chazarin J.P., Wagnon P, Sicart J.E, Francou B, Ribstein P, Baldivieso H (2001). Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le glacier du Zongo, année hydrologique 1999-2000. IRD La Paz. Informe n° 3: 91p.

Berthier E, Gallaire R, Mendonza J, Chazarin J.P., Baldivieso H (2001). Mediciones meteorologicas, Hidrologicas y glaciologicas sobre el Glaciar del Zongo, años hidrologicos 1998-1999 y 1999-2000. IRD La Paz. Informe n° 2: 31p.

Berthier E, Sicart J.E, Wagnon P, Gallaire R, Chazarin J.P., Ribstein P, Pouyaud B, Francou B, Baldivieso H (2001). Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le glacier du Zongo, année hydrologique 1998-1999. IRD La Paz. Informe n° 1: 94p.

Berton, P., Wagnon, P., Francou, B., Pouyaud, B. & Baldivieso, H. 1997: Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier de Zongo. Année hydrologique 1995-1996. Rapport 55, ORSTOM-Bolivie : 119 p.

Bontron, G., Francou, B., Cáceres, B., Maisincho, L., Ayabaca, E., de la Cruz, A., Chango, R., Garzón, L.A. & Neubert, D., 1999 : El Glaciar 15 del Antizana (Ecuador). Mediciones glaciológicas, hidrométricas, meteorológicas y topográficas (años 1997 y 1998). Rapport NGT-Ecuador, 2, IRD, EMAAP-Quito, INAMHI : 142 p..

Cáceres, B., Maisincho, L., Favier, V., Francou, B., Ramirez, J. Chango, R., & Cruz, F. 2002 : Glaciar 15 del Antizana (Ecuador). Balance de masa, topografía, meteorología, hidrología y balance de energía. Año 2001. Rapport 4, IRD, INAMHI, EMAAP-Quito, INAMHI: 100 p. (con versión CD).

Cáceres, B., Maisincho, L., Favier, V., Francou, B., Ramirez, J., Vargas, A., Chango, R., Cruz, F. & Neubert, D., 2000 : Glaciar 15 del Antizana (Ecuador). Balance de masa, topografía, prospección geofísica, meteorología, hidrología y balance de energía. Año 2000. Rapport 3, IRD, INAMHI, EMAAP-Quito, INAMHI, INGEOMINAS-COLOMBIA : 100 p. (con versión CD).

Cáceres B., Maisincho L., Taupin J.D., Tachker P., Francou B., Chazarin J.P.., Favier V. (2003). El Glaciar 15 del Antizana (Ecuador): Balance de masa, topografía, meteorología, hidrología y balance de energía. Año 2002 (Ecuador). Informe IRD-INAMHI-EMAAP, 86 p. (con versión CD).

Favier, V., Cáceres, B., Maisincho, L., Francou, B., de la Cruz, A., Chango, R., & Neubert, D., 2000 : El Glaciar 15 del Antizana (Ecuador). Mediciones glaciológicas, hidrométricas, meteorológicas y topográficas (año 1999). Rapport NGT-Ecuador, 3, IRD, EMAAP-Quito, INAMHI : 100 p. (con versión CD).

Francou, B., Bourges, J., Ribstein, P. & Vargas, R. 1992: Un programme d'étude d'un glacier tropical. Applications aux ressources en eaux d'un bassin versant andin. Rapport 29, ORSTOM, Bolivie : 64p.

Francou, B., Ramirez, E., Mendoza, J., Guereca, J., Miranda, G. & Noriega, L. 1998: El Glaciar de Chacaltaya, Cordillera Real, Bolivia : Investigaciones glaciológicas 1991-1997. Rapport 56, ORSTOM-Bolivie : 100 p.

Leblanc J.M., Sicart J .E., Gallaire R., Chazarin J.P., Ribstein P., Pouyaud B., Francou B., Baldivieso H., 2000 : Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le glacier Zongo, année hydrologique 1997-98. IRD-Bolivie, Rapport n°1, janvier 2000. 90 p.

Rabatel A., Berthier E., Soruco A., Chazarin J.P., Gallaire R., Fuertes R., Ribstein P., Wagnon P., Francou B., Baldivieso H. (2002). Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le glacier Zongo, année hydrologique 2000-2001. IRD-Bolivie, Rapport n°5, décembre 2002 : 100p. (con versión CD)

Rabatel A., Soruco A., Chazarin J.P., Gallaire R., Fuertes R., Ribstein P., Wagnon P., Francou B., Baldivieso H. (2003). Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le glacier Zongo, année hydrologique 2001-2002. IRD-Bolivie, Rapport n°5, décembre 2002 : 100p. (con versión CD)

Rigaudière, P., Ribstein, P., Francou, B. & Saravia, R. 1995: Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier de Zongo. Années hydrologique 1993-94. Rapport 43, ORSTOM, Bolivie : 70p.

Rigaudière, P., Ribstein, P., Francou, B. & Saravia, R. 1995 : Un modèle hydrologique du Glacier de Zongo. Rapport 44, ORSTOM, Bolivie, : 90p.

Sémiond, H., Francou, B., Ayabaca, E., de la Cruz, A., & Chango, R., 1998: El Glaciar 15 del Antizana. Investigaciones glaciológicas 1994-1997. Rapport NGT-Ecuador, ORSTOM-EMAAP-Q : 94 p.

Sicart, J.M., Wagnon, P., Francou, B., Pouyaud, B., & Baldivieso, H. 1998: Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier de Zongo. Année hydrologique 1996-1997. Rapport 56, ORSTOM-Bolivie : 119 p.

Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B. & Baldivieso, V. 1995: Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier de Zongo. Année hydrologique 1994-95. Rapport 45, ORSTOM-Bolivie : 82 p.

10. Autores de las rúbricas del presente documento y agradecimientos

- ***Autores:***

En el siguiente cuadro, se presenta la lista de los autores de las diferentes rúbricas.

Capítulos y Rúbricas		*Autores*
1.	Balance de masa : definiciones y marco teórico	**B.Francou**
2.	Medición de la acumulación	**B. Francou, B. Cáceres, A. Soruco (2.3), J.D. Taupin (2.8)**
3.	Medición de la ablación	**B. Francou, B. Cáceres**
4.	Balance neto específico	**B.Francou**
5.2.	Fotografías oblicuas desde el suelo	**B.Francou**
5.3.	Topografía clásica con un teodolito y un distanciómetro	**B.Francou**
5.4.	Uso del GPS para la topografía	**B. Francou, B. Cáceres R. Bucher (5.4.6),**
5.5.	Mapeo por restitución aerofotogramétrica	**A. Machaca, J. Mendoza, B. Cáceres**
5.6.	Determinación del espesor del hielo por un radar	**J. Ramírez, B. Francou**
6.	Balance hidrológico	**B. Pouyaud**
7.1.	Los pluviómetros totalizadores tipo “tanque-2000”	**B. Francou**
7.2.	Los sensores HOBO : instalación y gestión	**L. Maisincho**
7.3.	Estación completa al lado del glaciar : ejemplo tipo	**Y. L’Hôte**
7.4.	Micro-Meteorología en la superficie de los glaciares	**P. Wagnon**
7.5.	Extracción de datos reanalizados del internet	**P. Chevallier**
8.	Gestión y formatos de difusión de los datos	**B. Francou**

- ***Instituciones citadas:***

IRD: Institut de Recherche pour le Développement (Francia)
GREAT ICE (Programme): Glaciers et Ressources en Eau des Andes Tropicales : Indicateurs Climatiques et Environnementaux.
EMAAP-Q: Empresa Municipal de Alcatanrillado y de Agua Potable de Quito (Ecuador)
IHH: Instituto de Hidráulica e Hidroloía (Bolivia)
INAMHI: Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (Ecuador)
INGEOMINAS: Instituto de Geología y de Minas (Colombia)
INRENA: Instito Nacional de Recursos Naturales (Perú)
LGGE: Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (Francia)
SENAMHI: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (Bolivia)
SENAMHI: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (Perú)

- ***Agradecimientos:***

Un agradecimiento muy especial a las personas que han hecho una lectura crítica del presente documento, contribuyendo así a su mejoramiento.

Alcides Ames (Huaraz)
Pierre Chevallier (IRD, Montpellier)
Paulina López (IRD, Montpellier)
Alvaro Soruco (LGGE, Grenoble/IRD, La Paz)
Wilson Suarez (IRD, Montpellier y SENAMHI, Lima)

©***IRD, 2004***
Unité de Recherche Great Ice
http://www.mpl.ird.fr/hydrologie/greatice/