

# DETERMINACIÓN DEL SUSTRATO ROCOSO EN GLACIARES TROPICALES MEDIANTE EL EMPLEO DEL RADAR

por

Carlos A. Vargas-Jiménez<sup>1</sup>, Jair Ramírez-Cadena<sup>2</sup>, Amparo Coral-Ruiz<sup>2</sup>,  
José L. Naranjo<sup>3</sup>

## Resumen

**Vargas-Jiménez C. A., J. Ramírez-Cadena, A. Coral-Ruiz & J. L. Naranjo:** Determinación del sustrato rocoso en glaciares tropicales mediante el empleo del radar. Rev. Acad. Colomb. Cienc. **26** (100): 393-402; 2002. ISSN 0370-3908.

Los sistemas de georadar se constituyen en una herramienta geofísica que cada vez tiene mayores aplicaciones dentro de las geociencias. Desde hace algunos años, la glaciología ha hecho uso de dicha técnica para definir contactos hielo-roca en diferentes masas glaciares del mundo. Se relacionan dos ejemplos de su aplicación en Sudamérica en busca de estimar espesores de hielo en volcanes nevados para propósitos de mapas de amenazas volcánicas y estudios de paleoclima. El primer caso hace alusión al levantamiento de 2567 m lineales de perfil sobre cuatro cuencas glaciares del Volcán Nevado del Ruiz (Colombia); estos registros permitieron establecer una definición preliminar de la morfología del estrato rocoso, donde el máximo espesor de glaciar hallado (190 m) se localiza sobre el glaciar Nereidas (5240 msnm). El análisis de dichos perfiles permitió además la identificación de una estructura volcánica desconocida hasta la fecha y que podría ser una caldera de importante tamaño localizada en la zona del glaciar Nereidas en dirección al cráter Arenas. El segundo caso permite registrar las masas glaciales actuales en el marco de los estudios de avance y retroceso glaciar en el Volcán Antizana (Ecuador) en un intento por entender en un futuro cercano la dinámica de El Niño en los últimos 10.000 años.

**Palabras Clave:** Glaciología, Vulcanología, Radar, Geomorfología

## Abstract

The GP Radar system is a powerful geophysical tool that has many applications every day within the geosciences. For some years, the glaciology has been using this technique to define

1 Universidad Nacional de Colombia. Departamento de Geociencias – Grupo de Geofísica – Bogotá, COLOMBIA.

2 INGEOMINAS – Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales, COLOMBIA.

3 Universidad de Caldas. Programa de Geología – Manizales - COLOMBIA.

contacts ice-rock in different glacial masses of the world. Two examples of its application in South America for defining of thicknesses of ice on snow-covered volcanoes have been implemented for intentions of hazards maps and paleo-clime studies on volcanic zones. The first case makes reference to 2567m of linea profile on four glacier basins of the Nevado del Ruiz Volcano (Colombia); these registries allowed stablishment of a preliminary definition of the rocky layer morphology, where the maximum thickness of glacier (190 m) is located on the Nereidas glacier (5240 m). The analysis of these profiles allowed in addition, the identification of one hidden volcanic structure interpreted as a crater located in the zone of the Nereidas Glacier in the direction of the Arenas Crater. The second case allows reference to the present glacial masses in the frame of forward and backward movement glacier studies in Antizana Volcano (Ecuador), for intentions of understand the dynamics of "El Niño" 10,000 years ago.

**Key Words:** Glaciology, Vulcanology, GP Radar, Geomorphology

## 1. Introducción

La dinámica glaciaria en los volcanes nevados tropicales ha generado un particular interés en las últimas dos décadas motivada principalmente por la necesidad de ajustar los mapas de amenazas volcánicas, bajo la idea de flujos derivados en esquemas de interacción magma-hielo, y cambios climáticos que generen flujos destructivos de diversa índole.

Un ejemplo interesante sobre la importancia del entendimiento de dicha dinámica se dio durante la erupción del Volcán Nevado del Ruiz en Noviembre de 1985, la mayor catástrofe de esta naturaleza documentada en la historia del territorio colombiano; en dicha ocasión se presentaron varios flujos de lodo generados por el deshielo de la capa glaciaria, sobre la cual cayeron materiales calientes provenientes del cráter Arenas. En tal oportunidad se fundieron, en corto tiempo, alrededor de 70 - 120 millones de m<sup>3</sup> de hielo, dejando expuestas masas de hielo relativamente antiguas.

Un requerimiento básico para el análisis y entendimiento de este fenómeno es el conocimiento acerca de los volúmenes y distribución de la nieve y del hielo sobre la superficie de los volcanes nevados. Con el fin de estudiar estos procesos, se han realizado algunas labores de campo sobre los glaciares del Volcán Nevado del Ruiz y Nevado de Santa Isabel en Colombia y Antizana en Ecuador, tratando de hallar valores confiables acerca de la extensión y el espesor de sus glaciares; esto permitirá, en un futuro, establecer áreas de alimentación y de la evolución de las masas de hielo en períodos prolongados, incluyendo aquellas épocas expuestas a la actividad volcánica.

## 2. Instrumentación y metodología

### 2.1. Instrumentación

El radar utilizado en este trabajo se basa en un sistema de impulso que consta de dos partes: un emisor y un re-

ceptor. El primero está constituido por un generador de impulso electromagnético (EM) con distintos períodos, donde la frecuencia de repetición puede ser elegida entre 0.1kHz y 3 kHz. La amplitud del impulso es de 1500v (-750v a +750v) la cual es suministrada por un sistema de inversión.

#### *Características del Pulso utilizado*

- Consumo pico a pico 24 mW, 1.1 kV ( ± 550 V ) hasta 50° C
- Tiempo de caída 2 ns
- Rata de repetición 512 Hz

#### *Consumo*

- Activo 180 mA a 10-14 V DC.
- Standby 5 mA a 10-14 V DC.

El receptor se basa en un osciloscopio digital que captura la señal y la transmite a un computador portátil, donde es analizada. Como parte integral del equipo se usan dos antenas, una para el emisor y otra para el receptor. Ambas 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. Para el presente trabajo se utilizaron antenas de 10m y 20 m.

### 2.2. Metodología

La medición del espesor de hielo se realizó siguiendo el esquema que aparece en la Figura 1. El emisor **A** y el receptor **B** se ubican sobre la superficie glaciaria a una distancia tal que se permita reflexión de la señal, típicamente 30m. 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

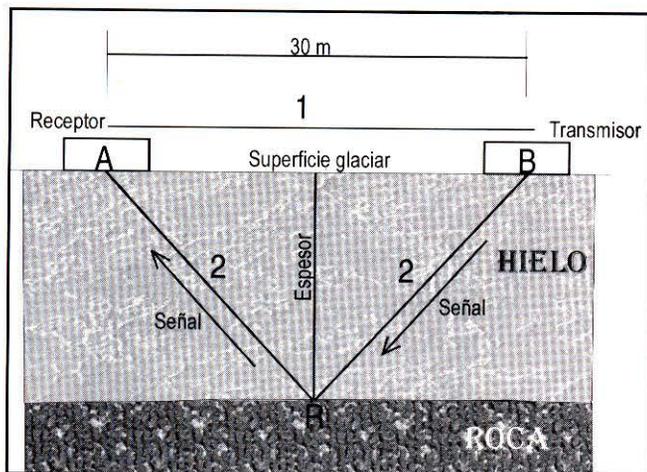


Figura 1. Esquema ilustrativo del Sistema de Radar de Impulso aplicado para la determinación de espesores de hielo.

trayectoria 2 representa aquella donde la onda EM viaja a través del glaciar con una velocidad de propagación del orden de 168 m/ $\mu$ s (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. Sólo 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 el arribo de la onda en el aire (onda directa) y su respectivo arribo de la reflexión en el medio glaciar, es el valor que se utiliza para el cálculo del espesor de hielo en el sitio de generación de la onda. 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  $\Delta t$  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 siguiente ecuación:

$$t = \frac{AR}{V_E} + \frac{AB}{V_L}$$

Donde

$$v_E = 168 \text{ m}/\mu\text{s. y } v_L = 300 \text{ m}/\mu\text{s}$$

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:

$$AR + RB = 2a$$

$$\frac{AB^2}{2} + b^2 = a^2$$

Las coordenadas de los puntos A y B y el intervalo de tiempo  $\Delta t$  permiten obtener la ecuación de la elipse para cada uno de los puntos en donde se ubique el equipo y así determinar los parámetros "a" y "b" de cada elipse (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 hallado a partir de la siguiente expresión:

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

Donde :

- D = Profundidad del hielo en metros.
- d = Separación de las antenas en metros.
- 168 m / $\mu$ s. Velocidad de la onda en el hielo
- 300 m / $\mu$ s. Velocidad de la onda en el aire
- t = Tiempo de viaje entre la onda de aire y el eco.

Para determinar la línea que define el sustrato rocoso se realizaron mediciones sucesivas de espesores de hielo y se calcularon 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 fue ubicado de manera fácil sobre la superficie del glaciar en donde se realizaron las mediciones de manera puntual con el siguiente procedimiento:

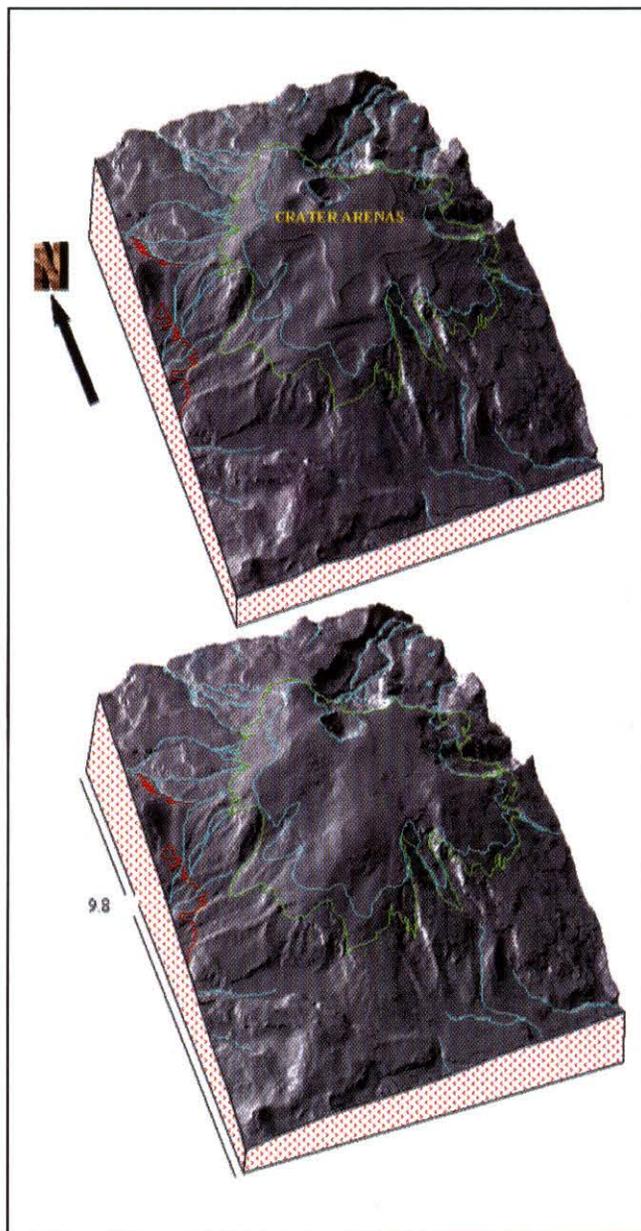
- Inicialmente se establece el sitio de arranque del trabajo y se define el rumbo de la línea sobre la cual se realizarán todas las mediciones. Seguidamente se ubica el generador de la señal y se extienden las antenas emisoras, luego se mide una distancia de 30 a 50 metros según la forma de la superficie glaciar, y en este sitio se ubican las antenas receptoras, el osciloscopio y el computador portable. En el momento de ser generada la onda ésta se captura en el osciloscopio y se

pasa al software de procesamiento. Realizada esta medida, 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.

### 2.3. Procesamiento de la información.

Para el cálculo del volumen del casquete glaciar después de haber realizado las mediciones de espesor, se siguió el siguiente procedimiento:

1. Digitalización de las curvas de nivel a partir del mapa.
2. Creación del Modelo Digital del Terreno (DTM-HIELO). En este modelo se incluye el casquete glaciar como parte del terreno (Figura 2).
3. Elaboración de secciones topográficas a lo largo de las líneas que se usaron para medición de espesores con el radar de impulso (Figura 3).
4. Elaboración de secciones topográficas e interpolación de los valores de espesor a partir de los espesores medidos con el radar (Figura 3).
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.
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 tridimensional de paralelepípedos en donde la altura es el valor de espesor de hielo y el área el tamaño de pixel usado en el cálculo (Figura 4).
11. Cálculo del volumen de cada paralelepípedo y sumatoria de los volúmenes individuales para así obtener el volumen del casquete.



**Figura 2.** Modelos digitales donde se ilustra la superficie del Volcán Nevado del Ruiz sin hielo (arriba) y con hielo (abajo). La línea en color verde marca el límite del hielo en 1987 y la de color cian el límite actual. El drenaje está en color cian y la vía en rojo

## 3. Zonas de estudio

### 3.1.1. El Volcán Nevado del Ruiz

El Volcán Nevado del Ruiz es un estratovolcán localizado en la Cordillera Central de Colombia, con coordenadas geográficas  $4^{\circ} 54'$  de latitud Norte y  $75^{\circ} 39'$  de

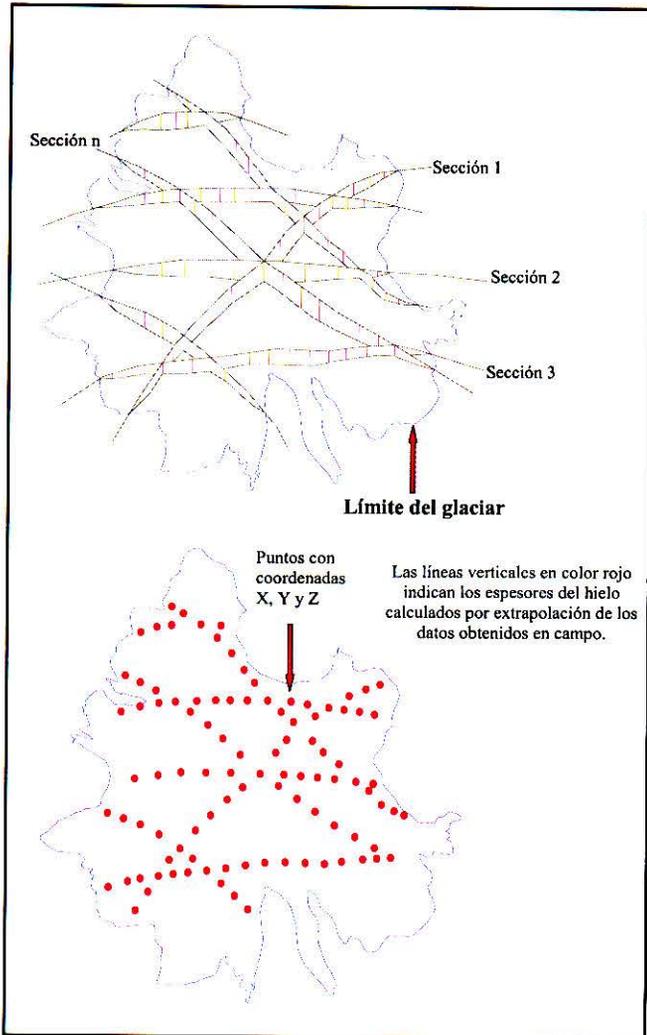


Figura 3. Forma como se determinaron los espesores del hielo en sitios donde no se tenía información de campo.

Longitud Oeste y su mayor altura corresponde al borde NW del Cráter Arenas con una altitud de 5320 msnm. En sus cumbres nevadas nacen los ríos que alimentan las cuencas hidrográficas más importantes de Colombia, el río Magdalena y el río Cauca. A la primera, aportan sus aguas los ríos Gualfí, Azufrado, Recio y Lagunillas, mientras que a la segunda cuenca aporta el río Chinchiná el cual a su vez recibe las aguas de los ríos Molinos y Claro; todos ellos jugaron un papel protagónico durante el episodio que cegó la vida a más de 22.000 personas en 1.985 (Méndez & Valencia, 1991; Tomblin, 1985; Coral, 1986; Willians *et al.*, 1985; Bernhard, 1991).

En Julio de 1993, INGEOMINAS, la Universidad de Caldas y la Comunidad Económica Europea iniciaron el pro-

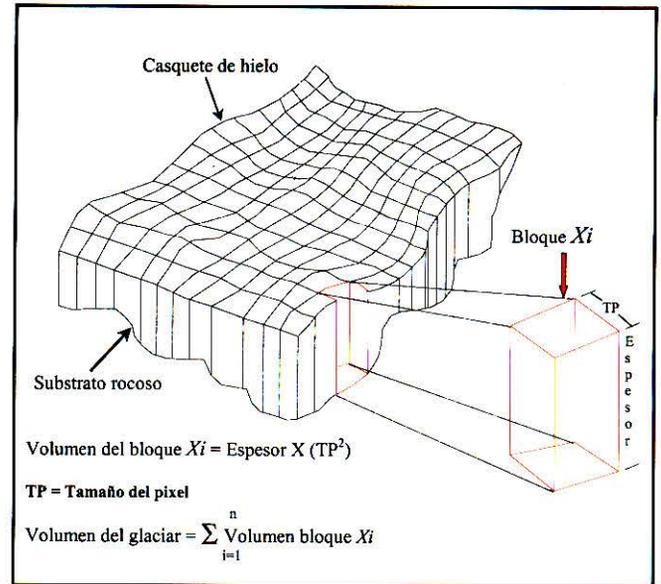


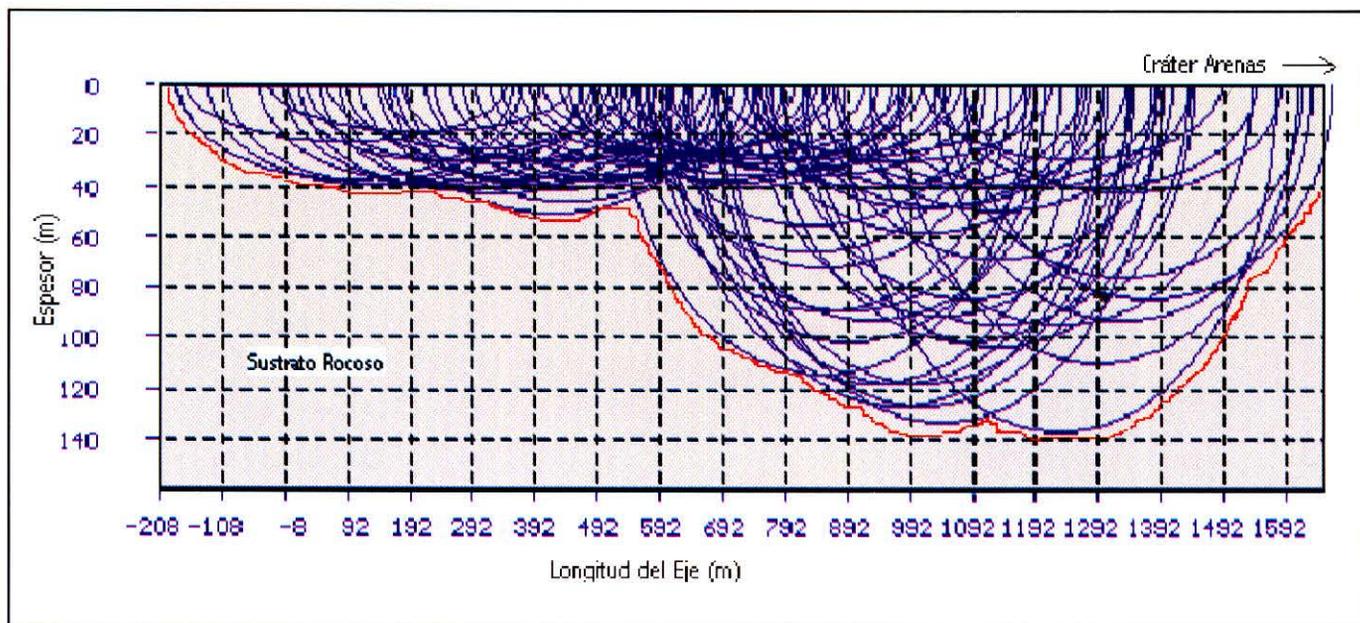
Figura 4. Esquema que ilustra cómo se calculó el volumen total del glaciar.

yecto "ICE AND MAGMA INTERACTION PROCESSES"-IMIP, cuyo objetivo principal fue investigar los procesos de interacción entre la actividad eruptiva y la capa de hielo presente en volcanes nevados activos, buscando prever la mayor y mejor información posible sobre dicho fenómeno para planes de mitigación de amenazas volcánicas e hidrológicas en ciertos escenarios.

### 3.1.2. Resultados de las mediciones realizadas en el Volcán Nevado del Ruiz

En la Figura 3 se puede apreciar la cartografía del volcán Nevado del Ruiz y las líneas trazadas en el trabajo con el radar. A continuación se describe una interpretación preliminar de cada una de las líneas realizadas.

**3.1.2.1. Línea glaciar Nereidas - Cráter Arenas.** El punto de inicio de esta línea se encuentra localizado sobre una meseta cercana al límite inferior de la masa glaciar, con coordenadas geográficas  $4^{\circ} 53' 29''$  de latitud Norte y  $75^{\circ} 20' 23''$  de longitud Oeste y una altitud de 5031.7 msnm. El azimut de la línea es de 80 grados. El perfil resultante de esta línea permite identificar el sustrato rocoso a una profundidad de 140m. En este perfil se puede apreciar el aumento del espesor de hielo hacia el cráter Arenas. Además es interesante notar la forma del estrato rocoso. Al parecer existe una gran depresión antes del cráter Arenas, de aproximadamente 700 metros de longitud, que podría estar indicando un antiguo cráter (Figura 5).



**Figura 5.** Determinación del espesor de hielo en la Línea Glaciar Nereidas – Cráter Arenas. En este perfil se aprecia como la superposición de elipses de muestreo define una estructura que sugiere la posible presencia de un antiguo cráter.

**3.1.2.2. Línea glaciar La Lisa - Cráter Arenas.** El punto de inicio de esta línea se localiza en el borde NW del cráter Arenas, con coordenadas geográficas  $4^{\circ} 53' 49''$  de latitud Norte y  $75^{\circ} 19' 37''$  de longitud Oeste y una altitud de 5325 msnm. El azimut de la línea es de 355 grados en dirección al glaciar de La Lisa y tiene una longitud de 865 metros.

**3.1.2.3. Línea glaciar Alfombrales Sur.** El glaciar Alfombrales está localizado en la zona SW-SE del complejo volcánico del Ruiz. El área de trabajo corresponde a una zona que limita con el glaciar Nereidas al W y con el glaciar Tridente al Este. La línea de trabajo se inició cerca al borde de la lengua glaciar en el punto de coordenadas geográficas  $4^{\circ} 51' 59''$  de latitud Norte y  $75^{\circ} 19' 44''$  de longitud Oeste y a una altitud de 4787 msnm. El azimut de la línea es de 30 grados, en dirección al cráter Arenas y su longitud es de 432 metros.

**3.1.2.4. Línea cima (sector Este) - glaciar La Cabaña y La Plazuela.** El punto de inicio de este eje corresponde a las coordenadas  $4^{\circ} 53'$  de latitud norte y  $75^{\circ} 19'$  de longitud Oeste y una altitud de 5216.9 msnm. La línea tiene, en un primer tramo, un azimut de 90 grados hasta una longitud de 640 metros. Posteriormente y con un azimut de 360 grados se extiende hasta una longitud de 1137 m sobre la parte alta del glaciar La Plazuela.

**3.1.2.5. Línea punto cima (sector Sur) - glaciar Alfombrales.** El punto de inicio de esta línea corresponde al mismo sitio que para la línea anterior. El azimut inicial es de 220 grados en dirección a la cima sur sobre las cabeceras del glaciar Alfombrales. La longitud de este perfil es de 2090 metros, encontrándose un espesor máximo del glaciar de 165 metros.

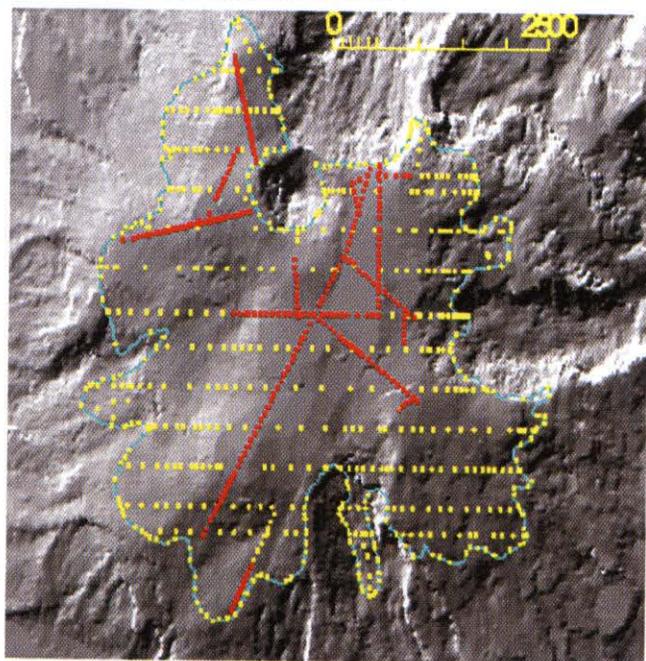
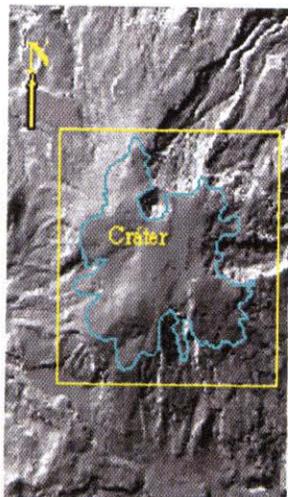
**3.1.2.6. Línea punto cima - Cráter Arenas.** Este eje se inicia en el punto con coordenadas geográficas  $4^{\circ} 53' 12.04''$  de Latitud Norte y  $75^{\circ} 19' 23.27''$  de Longitud Oeste y una altitud de 5216.95 msnm. La longitud total de este eje es de 440 metros y un azimut de 360 grados. Este eje termina en el borde de la cara sur del cráter Arenas.

**3.1.2.7. Línea cima (sector Norte) - glaciar La Plazuela.** Esta línea tiene dos componentes: La primera dirección corresponde a un azimut de 270 grados y una distancia de 640 metros hasta llegar a una zona de grietas transversales que impidieron la continuación de esta línea, por tal motivo se decidió tomar un nuevo azimut cuyo valor fue de 360 grados. Esta línea se continuó hasta una distancia de 750 metros llegando a la zona de rimaya del glaciar Lagunillas.

**3.1.2.8. Línea glaciar Molinos.** Esta línea, como su nombre lo indica, se trazó sobre el glaciar de Molinos en su parte superior y en dirección al glaciar de La Lisa. El

punto de origen para este eje corresponde a las coordenadas planas 1032662 Norte y 861214 Este, y a una altitud de 5223.2 msnm. La longitud total de la línea fue de 560 metros y el espesor máximo hallado fue de 90 metros.

En la Figura 6 se pueden apreciar las diferentes líneas donde se realizaron medidas y los puntos donde se lleva-



**Figura 6.** Imagen de sombras ilustrando la distribución de puntos donde se obtuvieron datos de altura topográfica. La imagen inferior es un acercamiento del recuadro amarillo en la imagen superior. Los puntos en color rojo corresponden a las mediciones hechas con el radar, mientras que los de color amarillo fueron obtenidos por extrapolación a partir de las secciones topográficas. La línea cerrada en color cian marca el límite del glaciar actual. La escala está en metros.

ron a cabo cálculos de interpolación. Para el caso del Volcán Nevado del Ruiz se tomaron muestras de hielo y nieve en campo para estimar valores tanto de la densidad del hielo como del peso total del casquete glaciar y su equivalencia en agua. Con estos datos se hicieron cálculos de peso total del casquete glaciar y del volumen de agua equivalente si todo el hielo se descongelara.

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

Altura topográfica máxima = 5320 msnm.

Área del hielo actual = 11.58 km<sup>2</sup>

Máximo espesor de hielo hallado = 190m

Espesor de hielo promedio = 49m

Volumen del casquete = 0.57 km<sup>3</sup> = 570'000,000 m<sup>3</sup>

Densidad promedio del hielo calculado sobre los primeros 3 m de profundidad = 0.68 g/cm<sup>3</sup>.

Peso del casquete = 387'600.000 toneladas

Volumen de agua equivalente = 376'372,426 m<sup>3</sup>.

De este modo, si toda el agua contenida en los glaciares del volcán Nevado del Ruiz pudiera almacenarse, se surtiría agua para una ciudad como Manizales actual durante 12 años, para Bogotá durante 272 días; se llenaría el 65% de la represa de Betania, el 123% la Represa de Prado, el 100% de la represa del lago Calima etc.

### 3.2.1. El Volcán Antizana

En el marco del Proyecto Chimborazo 2000 realizado por el IRD de Francia y el INHAMI de Ecuador, se realizó una campaña de campo para la medición de espesores de hielo en el Volcán Nevado del Antizana como punto de partida para la evaluación de sitios que permitieran extraer núcleos profundos. Dichos núcleos fueron posteriormente analizados en términos de relaciones isotópicas <sup>018</sup>/<sub>016</sub> para valorar posibles cambios climáticos en los últimos 10.000 años asociados con el fenómeno de El Niño. Las medidas fueron efectuadas en el glaciar 15α localizada en la vertiente occidental de dicho volcán.

El volcán Nevado del Antizana se localiza en la Cordillera Central, en las coordenadas geográficas 0° 28'30" de latitud Sur y 78° 8' 55" de longitud Oeste, con una altitud máxima de 5760 msnm. El acercamiento desde Quito se realiza por la población de Pintag. Para la llegada al glaciar se parte de campamento La Mica hasta llegar a la estación limnográfica, de allí, con una caminata de 20 mi-

nutos se puede alcanzar el extremo inferior del glaciar. El glaciar 15 $\alpha$  se extiende desde los 4800 msnm hasta la cumbre del volcán en los 5760 msnm. La exposición general del glaciar es NO y su borde superior limita con las laderas orientales del volcán, hasta donde llega la influencia amazónica.

En su lado occidental, el Antizana se encuentra a la sombra de esa influencia oriental ya que lo impide el cuerpo mismo del volcán (Semiond, *et al*, 1997). En la Figura 7 se puede apreciar el costado occidental del Volcán Nevado del Antizana.

El glaciar 15 $\alpha$  tiene una superficie total de 353.158 m<sup>2</sup> y una longitud de 2 km (Semiond, *et al*, 1997), mientras que la sección de glaciar que se levantó para el caso de las medidas de radar alcanzó un área de 91335.6 m<sup>2</sup>, con un espesor promedio de hielo del orden de 39.3 metros y un volumen aproximado de 1.585.999.5 m<sup>3</sup>. En la Figura 8 se puede apreciar la cartografía de la lengua del glaciar estudiado.

Las medidas de campo realizadas para la obtención de cada una de las coordenadas de los puntos de radar consistieron en distancias tomadas con cinta y direcciones con una brújula marca Meridian y como punto de origen se tomó la estación climatológica Campbell, lastimosamente las medidas tomadas con un GPS de mano no dieron la suficiente precisión como para ser utilizadas en el presente estudio.

Las medidas de radar se efectuaron aproximadamente 30 metros debajo de la estación climatológica Nueva Cambell. 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



Figura 7. Costado Occidental del Volcán Nevado del Antizana. La casa mostrada en la fotografía ha servido como punto de referencia para las expediciones científicas desde las primeras iniciadas por Humboldt.

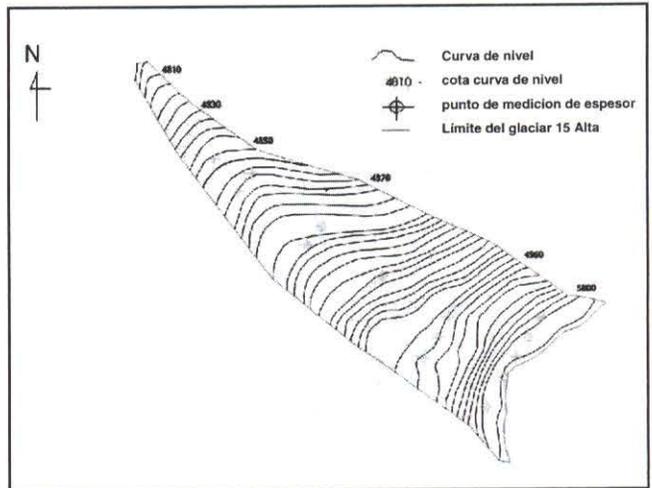


Figura 8. Cartografía Lengua Glaciar 15 $\alpha$

completar un total de 15 puntos de medición de espesor, con los cuales se procedió al cálculo de los volúmenes de hielo. En la Figura 9 se puede observar la zona de estudio y el perfil de georadar realizado e igualmente se puede apreciar el límite del borde glaciar actual. La longitud del perfil fue de 461 metros. En la Tabla 1 de puede apreciar el resumen de los 15 puntos obtenidos.

### 3.2.2. Resultados de las mediciones realizadas en el Volcán Nevado Antizana

En la Figura 10 se puede apreciar los DTM de hielo+roca, roca y espesores de hielo para la lengua del glaciar 15 $\alpha$ . Una síntesis de estos resultados se detalla a continuación:

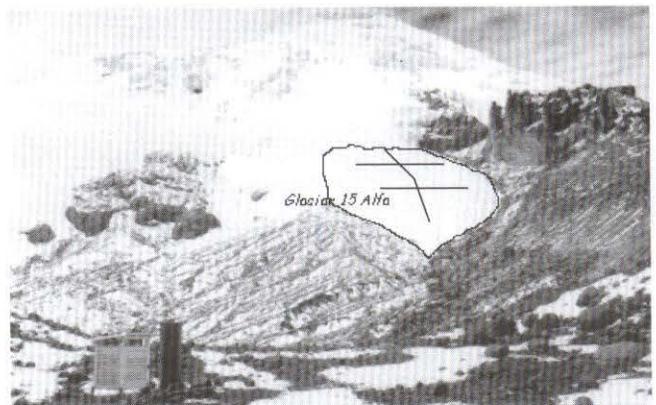


Figura 9. Vista general Glaciar 15 $\alpha$

Altura mínima = 4803 msnm

Altura máxima = 5005 msnm

Área de la lengua glaciér estudiada = 91335.6 m<sup>2</sup>

Máximo espesor de hielo hallado = 48.9 m.

Espesor promedio = 39.3 m.

Volumen del casquete = 1'585.999.5 m<sup>3</sup>

Densidad aproximada = 0.7 g/cm<sup>3</sup>

Peso aproximado del casquete = 1'110.199.6 Toneladas

#### 4. Precisión de las mediciones

Las principales fuentes de error a tener en cuenta en este tipo de trabajos son:

- Un error de lectura de la señal registrada. Este error es en general del orden de 0.01 a 0.05  $\mu$ s correspondiendo a 1-4 metros de espesor de hielo.
- Un error de interpretación del sustrato rocoso a partir de las elipses de espesor. Este tipo de error tiene que ver fundamentalmente con la escogencia 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 glaciér y su entorno es un buen marcador de lo que se supone puede ser el sustrato rocoso.
- La confiabilidad del equipo. Hasta tanto 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.

Tabla 1. Resumen de puntos de medición de radar

Puntos	Coordenadas		Espesor	Altitud Msnm
	Norte	Este		
1	947914	817069	34.7	4865
2	947891	817050	37.4	4865
3	947846	817157	34.7	4890
4	947822	817139	36.5	4900
5	947782	817233	34.7	4925
6	947743	817327	34.5	4960
7	947730	817319	45.5	4960
8	947704	817303	33.8	4960
9	947679	817288	37.7	4962
10	947729	817435	48.1	5000
11	947703	817420	48.9	5002
12	947678	817404	48.1	5005
13	947652	817389	48.1	5005
14	947614	817365	46.5	5002
15	947933	817020	20.2	4065

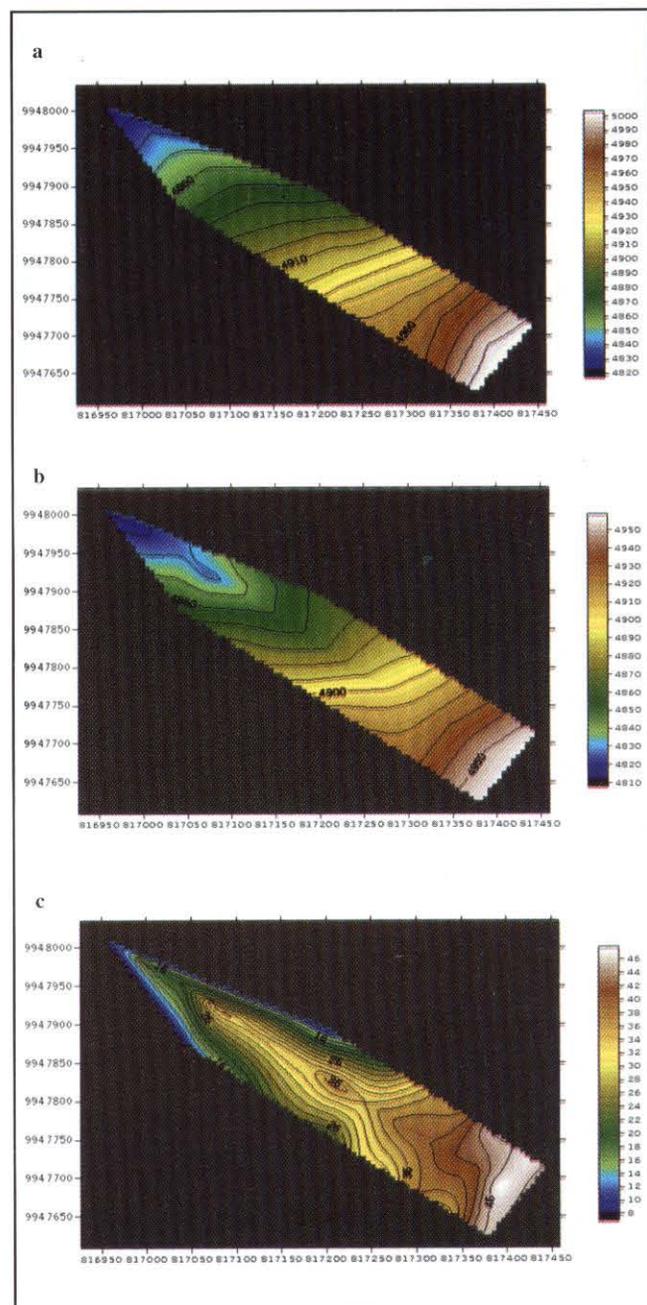


Figura 10. DTM para (a) hielo+roca, (b) roca y (c) espesores de hielo en el glaciér 15 $\alpha$

- Las otras fuentes de error están en el cálculo de espesores a partir de la interpolación de valores, ya que el sustrato rocoso se asumió ligeramente paralelo a la superficie glaciér, y la falta de más datos así sean obtenidos por interpolación, para evitar la generalización en el proceso que hace el programa de cómputo.

## 5. Discusiones y conclusiones

Ante la imposibilidad a corto plazo de realizar mediciones del espesor del hielo por métodos más directos como las perforaciones mecánicas, el método del radar de impulso utilizado es el más apropiado. Aunque algunos ejercicios respecto a la estimación de volúmenes de hielo han sido realizados por aproximación numérica, valores más confiables parecen derivarse por esta técnica geofísica. Justamente el volumen de hielo reportado por **Linder** (1993), de 1200 – 1500 millones de m<sup>3</sup> dista bastante del valor hallado por el procedimiento descrito en este trabajo, que es de 570 millones de m<sup>3</sup> para el Volcán Nevado del Ruiz.

Es probable que tanto el peso del glaciar como la cantidad de agua equivalente sean mayores a los correspondientes valores aquí reportados, ya que los cálculos se hicieron con valores de densidad obtenidos en los primeros tres metros de profundidad donde la compactación no es la misma que a profundidades de varias decenas de metros.

Es necesario realizar más mediciones de espesor para tener un estimativo más preciso del volumen de los casquetes analizados, ya que de esta manera se puede delimitar mejor las áreas de alimentación que conforman la totalidad de la cubierta de hielo.

La utilización del sistema de radar expuesto aquí para la medición de espesores de hielo en glaciares, es una técnica que, en general, arroja buenos resultados. Además de definir los espesores puntuales de un casquete glaciar, permite también definir la forma del sustrato rocoso.

En el caso del Volcán Nevado del Ruiz se ha podido evidenciar la presencia de una posible caldera o bien, un antiguo cráter mucho más grande que el actual. Aunque todavía se requieren muchas más mediciones, los resultados preliminares muestran que es muy factible que exista una estructura oculta hasta hoy en la parte superior del Volcán Nevado del Ruiz.

## Agradecimientos

A todos aquellos insufribles amigos que participaron en las campañas de campo del INGEOMINAS, el IRD, el INHAMI y del proyecto IMIP.

## Referencias

- Bernhard A.**, 1991. Signalverarbeitung Von Vulkanischem Tremor des Nevado del Ruiz (Kolumbien). Diplomarbeit an der Abteilung für Naturwissenschaften der ETH-Zurich.
- Coral, C.**, 1986. Aspectos relevantes de la actividad volcánica en el Nevado del Ruiz. Primer Simposio Internacional sobre Neotectónica y Riesgo Volcánico. U. Nal. Colombia.
- Funk, M., Bosch H. & Valla F.**, 1993. Mesures des épaisseurs de glace par la méthode radar au glacier de Sarenes. Inédito. CEMAGREF, Francia.
- Franco, B., et al**, 1999. El Glaciar 15 del Antizana - Ecuador, Mediciones Glaciológicas 1997-1998 Informe IRD-INAMHI-EMAAP, Quito
- Icefield Instruments Inc.**, 1997. Using The Radar. Yukon.
- Méndez, R. & Valencia, H.**, 1991. La Erupción del Volcán Nevado del Ruiz el 01 – Septiembre de 1989. Datos geológicos y modelo eruptivo. Inf. Inédito. INGEOMINAS, Colombia.
- Narod, B. & Clarke, G.**, 1994. Miniature high-power impulse transmitter for radio-echo sounding. *J. Glaciology*, 40 (134), 190-194.
- Ramírez, J. & Guarnizo L.F.** 1996. Reporte Comisión de Campo. Informe Interno. INGEOMINAS.
- Ramírez, J.** 1998. Medición de Espesores de Hielo en el Volcán Nevado del Ruiz. Informe Interno. INGEOMINAS
- Semiond H., et al**, 1998. El Glaciar 15 del Antizana - Ecuador, Mediciones Glaciológicas 1994-1997 Informe ORSTOM-IFEA- INAMHI-EMAAP, Quito
- Tomblin, J.**, 1985. Report of a Mission from 25 September – 02 October 1985. International Report. Undo, Geneve.
- Valla, F. & Other**, 1993. Ice and magma interaction processes (I.M.I.P.). Commission of the European Communities- International Scientific Cooperation. Informe Interno. INGEOMINAS
- Williams, S. et al**. 1985. The November 13, 1985 Eruption of Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. Gas Flux and Fluid Geochemistry. Int. Report, INGEOMINAS, Colombia.