

DETERMINACIÓN DEL VOLUMEN DEL CASQUETE DE HIELO DEL VOLCÁN COTOPAXI



M. Hall – P. Mothes

INAMHI Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología

IRD Institut de Recherche pour le Développement

IG-EPN Instituto de Geofísica de la Escuela Politécnica Nacional

> INGEOMINAS Instituto Colombiano de Geología y Minería

> > Por

Bolívar Cáceres, Jair Ramírez, Bernard Francou, Jean-Philippe Eissen, Jean-Denis Taupin, Ekkehard Jordan, Lars Ungerechts, Luis Maisincho, Diego Barba, Eric Cadier, Rodolphe Bucher, Arturo Peñafiel, Pablo Samaniego, Patricia Mothes "Un nevado de los alrededores, que se llama Cotopaxi, se había despertado después de 200 años, después de tantos años de silencio, para recomenzar a echar fuego y llamas y una gran cantidad de polvo sulfuroso que se iba disipando hasta perderse en las inmediaciones: la hierba y las praderas se ahogaron. La mayor parte del ganado, que no encontró nada que pastar en los campos, murió de hambre y necesidad, y este polvo se extendió más de 60 leguas a la redonda. El año pasado, desde el mes de noviembre hasta ahora, hubo los daños más terribles; el fuego interno, que fundió la nieve de la cual estaba cubierta la cima de la montaña, formó un torrente tan terrible que se llevó consigo casas, terrenos, hombres, mujeres, manufacturas de textiles de las comarcas, echó abajo la mayoría de los puentes que desde las calles del poblado cruzan las diferentes corrientes de agua que descienden de esta montaña y nos causaron además, por infección del aire, una enfermedad también llamada Cotopaxi, que no era otra cosa que la parodititis conglomerada".

Joseph de Jussieu, 16 de marzo, 1745, Lettre à son frère.

"En 1738, las llamas del Cotopaxi se elevaron a 900 metros por sobre el cráter y en 1744 se oyeron hasta Honda, ciudad del río Magdalena, a 1100 km. de distancia, los rugidos del volcán. Fue tan grande la cantidad de ceniza que expulsó el volcán el 4 de abril de 1768, que hizo que la noche se prolongase hasta las tres de la tarde en Ambato y Latacunga, cuyos habitantes se vieron precisados a encender las linternas. La explosión que ocurrió en enero de 1803 fue precedida de un fenómeno horroroso: el súbito derretimiento de la nieves. Hacía más de veinte años que no salía del cráter humo ni vapor visible y, en solo una noche, se hizo tan activo el fuego subterráneo que, al amanecer, las paredes exteriores del cono habían alcanzado considerable temperatura, indudablemente con ese color negro propio de la escorías vitrificadas. A 280 km de allí, en el puerto de Guayaquil, estuvimos oyendo noche y día los espantosos ruidos del volcán, que aún distinguíamos en el Mar del Sur, al Sudeste de la isla de Puna".

Vues des Cordillères et Monuments des Peuples Indigènes de l'Amérique, Al. de Humboldt, Paris, 1810.

DETERMINACIÓN DEL VOLUMEN DEL CASQUETE DE HIELO DEL VOLCÁN COTOPAXI

Por

Bolívar Cáceres¹, Jair Ramírez², Bernard Francou³, Jean-Philippe Eissen³, Jean-Denis Taupin³, Ekkehard Jordan⁴, Lars Ungerechts⁴, Luis Maisincho¹, Diego Barba⁵, Eric Cadier³, Rodolphe Bucher³, Arturo Peñafiel⁶, Pablo Samaniego⁵, Patricia Mothes⁵

SUMARIO

| 1. Introducción | 4 |
|---|----|
| 2. Breve Resumen de la Actividad Eruptiva del Volcán Cotopaxi | 12 |
| 3. Evaluación del área del casquete glaciar del volcán Cotopaxi mediante la utilización de fotogrametría digital | 17 |
| 4. Mediciones del espesor del hielo con el radar a penetración de hielo(RPH/GPR) | 29 |
| 5. Perspectivas futuras: un programa de monitoreo glaciológico del volcán Cotopaxi y de otros volcanes del Ecuador. | 48 |
| 6. Referencias bibliográficas y agradecimientos | 52 |

Este informe presenta los principales resultados del trabajo de un equipo de investigadores pertenecientes a varias instituciones. Se prevé detallar estos resultados en comunicaciones y artículos científicos a presentarse en futuros foros nacionales e internacionales

- ¹ INAMHI
- ² INGEOMINAS
- ³ IRD
- ⁴ HHUD
- ⁵ IG/EPN

1. INTRODUCCIÓN

1. Por qué monitorear los glaciares del volcán Cotopaxi?

El riesgo volcánico es uno de los mayores peligros que amenaza al Ecuador. Estos últimos años se observa una reactivación progresiva de varios volcanes: el Tungurahua que obligó a evacuar a varios sectores de la región provocando pérdidas económicas importantes, Lahares (de volumen medio) destruyeron varias infraestructuras; el Reventador y el Guagua Pichincha tuvieron varias manifestaciones y daños como lluvias de ceniza, lahares que cortaron el oleoducto. El reciente deslave y rotura de laguna ocurrido en el Altar, muestran la peligrosidad de esos desfogues.

El Cayambe y sobre todo el Cotopaxi muestran señales de reactivación muy preocupantes y podrían amenazar zonas altamente pobladas. El riesgo de lahares que podría provocar el Cotopaxi, es uno de los riesgos más serios que concierne a regiones altamente pobladas como San Rafael y Sangolqui (Valle de los Chillos) que bordea el río Pita.

En estas zonas se encuentran muchas evidencias de lahares devastadores (Hall et al. 2004) que implicaron volúmenes y caudales de agua y lodo considerables, se estima por ejemplo en 40.000 m^3 /s el caudal del pico de 1877. En comparación al caudal pico del desfogue de La Josefina que fue de 12.000 a 15.000 m³/s (Cadier et Zevallos, 1994).

La superficie y el volumen de hielo del Cotopaxi cambiaron considerablemente en estas últimas décadas / siglos, por lo tanto, es necesario la evaluación del espesor y volumen en los glaciares del Cotopaxi para modelizar y evaluar los riesgos propios de los lahares y flujos del lodo que podrían producirse durante una posible erupción del volcán.

El monitoreo y las mediciones en los glaciares del Cotopaxi son particularmente urgentes por los motivos siguientes:

- El Cotopaxi es un volcán activo que tiene erupciones devastadoras aproximadamente cada siglo. La última fue en 1877 y produjo lahares (flujos de lodo, rocas, mezclados con agua provocados por la fusión casi instantánea de volúmenes de hielo importantes) que destruyeron parcialmente Latacunga y alcanzaron el valle de los Chillos.
- Las zonas amenazadas son actualmente altamente pobladas y de gran interés económico para el Ecuador: Valle de los Chillos, Tumbaco, Latacunga, Salcedo, etc. El drama causado en 1985 por el Nevado del Ruiz en la ciudad de Armero (Colombia) que causó la muerte de 26.000 personas demuestra la realidad de estas amenazas.
- Es necesario determinar con la mayor precisión posible las zonas que podrían ser afectadas por los lahares de diversas magnitudes (correspondiendo a diversas hipótesis o escenarios de catástrofe). Esto depende de su situación geográfica (distancia del fondo de los valles) y del volumen, del caudal y de la velocidad del lahar.

Por estos motivos, la evaluación del espesor, volumen y densidad de los glaciares del Cotopaxi es absolutamente fundamental para modelizar y evaluar los riesgos propios de los lahares (flujos de lodo y escombros) que podrían producirse durante una posible futura erupción del volcán Cotopaxi.



Fuente : IG-EPN mapas de riesgos para el volcán Cotopaxi

2. <u>Cuáles son las estimaciones actuales de las masas de hielo del</u> <u>Cotopaxi?</u>

El peligro representado por estos glaciares depende de varios factores:

- ¿Qué valle es amenazado por cada glaciar, por dónde se escurrieron los lahares? El Norte (Valle de los Chillos), el Oeste y Sur (Valle de Latacunga) y Oriente;
- El volumen de agua contenido en cada glaciar depende de su superficie, espesor y densidad de su hielo o nieve:
 - La superficie total de los glaciares que fue estimada en 14,6 km² en 1997 versus 21,2 km² en 1976 está decreciendo rápidamente. Lamentablemente no existen fotografías áreas más reciente para estimar la superficie actual, que se redujo todavía más;
 - El espesor no está bien medido, pues las superficies tanto de los glaciares como del substrato rocoso presentan bastante irregularidades, grietas, paredes depresiones, que son difíciles de medir, razón por la cual se presenta en este trabajo, las primeras mediciones directas del espesor de los glaciares del Cotopaxi con técnicas de radar;
 - \circ La densidad de la neviza y del hielo varia entre 0,5 y 0,9 g/cm³. Las perforaciones realizadas indican una probable media de 0,75.

3. <u>Cómo mejorar la estimación de esta amenaza? Objetivos de este</u> primer estudio:

La incertidumbre sobre el volumen real del casquete del Cotopaxi es grande, pues nunca se tenían realizadas mediciones directas de su espesor. Para indicar la seriedad de la amenaza, las estimaciones más comunes oscilan alrededor de 500 millones de m³, o sea la mitad de un cubo de un kilómetro de lado y puede afectar entre 120000 y 140000 habitantes (Samaniego, com. personal).

Este primer estudio es preliminar y deberá continuar. Sus objetivos fueron:

- Realizar las primeras mediciones y estimaciones de espesor y volúmenes de glaciares en las zonas de más urgentes, el lado norte que concierne una parte de la zona metropolitana de Quito y el lado sur la región de Latacunga, escogiendo los glaciares de más fácil acceso cerca de los refugios y de las rutas clásicas de ascensión;
- Establecer y probar una metodología que se podría reproducir en el resto del Cotopaxi como también en otros volcanes.
 - El método de medición con radar de penetración de suelo, no había sido todavía experimentado en condiciones de fuertes pendiente y de glaciar agrietado como es el caso del Cotopaxi, que pueden producir eco.
 - Fue la oportunidad de realizar la primera restitución fotogramétrica precisa de la superficie de los glaciares.
 - Fue la ocasión de probar nuevos equipos de perforación para medir la densidad del hielo.

Estos ensayos en grandeza real permiten establecer las bases concretas de un programa futuro de monitoreo de glaciares con fines de evaluación y mitigación de sus amenazas.

4. <u>Condiciones de ejecución</u>

Este trabajo fue iniciado bajo el impulso e iniciativa de Bernard Francou y Jean-Philippe Eissen, respectivamente glaciólogo y vulcanólogo del IRD. Considerando por una parte la importancia de tales mediciones para el Ecuador, por otra la posibilidad de conseguir un radar que no existía en el país y con la presencia en Ecuador de equipos de glaciólogos y vulcanólogos directamente operacional.

No se consiguió por parte de las autoridades gubernamentales un financiamiento específico para la realización de este proyecto. Esto fue posible, únicamente gracias a la buena voluntad de todos los participantes y de sus respectivas instituciones, las cuales contribuyeron con su personal, equipos, vehículos etc. Vale recordar que este trabajo necesitó más de 10 meses de preparación y culminó con la permanencia de 15 técnicos en alta montaña durante 10 días en enero-febrero de 2004.

Listado de las instituciones participantes del proyecto:

IRD (Francia)
INAMHI (Quito, Ecuador)
IG-EPN 'Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional,Quito, Ecuador)
INGEOMINAS (Instituto Colombiano de Geologia y Minería Bogotá, Colombia)
Apoyo:
HHUD (Universidad Heinrich Heine de Düsseldorf (Alemania)
Club de Andinismo de la EPN
Defensa Civil (Ecuador)
EMAAP-Q (Quito, Ecuador)
IGM (Ecuador)
Brigada Patria, FFAA (Ecuador)
EPN (Hidráulica)

• Equipo:

Responsables: Bernard Francou y Jean-Philippe Eissen (IRD)

Participantes :

Jair Ramírez (INGEOMINAS) Bolívar Cáceres (INAMHI) Luis Maisincho (INAMHI) Diego Barba (IG-EPN) Pablo Samaniego (IG-EPN) Patricia Mothes (IG-EPN) Jean-Denis Taupin (IRD) Eric Cadier (IRD) Rodolphe Bucher (IRD) Ekehard Jordan Universidad de Düsseldorf Lars Ungerechts Universidad de Düsseldorf Arturo Peñafiel IGM Byron Jaramillo Club Andinismo EPN Pedro Gallardo Club Andinismo EPN Johny Mena Club Andinismo EPN Jaime Lozada Club Andinismo EPN Luis Gallardo Club Andinismo EPN Remigio Galarraga (EPN)

Cronograma de la misión de campo de febrero de 2004-09-30

- Abril y junio de 2002: medición de los puntos de control fotogramétricos con GPS diferencial en los alrededores del Cotopaxi (B.Cáceres, B.Francou, L.Maisincho)

- Marzo-mayo 2003: medición de los puntos de control fotogramétricos con GPS diferencial en los alrededores del Cotopaxi (B.Cáceres, L.Maisincho)

- Diciembre 2003 y Enero 2004: preparación del instrumental y del equipo logístico

- 28 Enero 2004: instalación del Campo Base en el parqueo del Refugio del Cotopaxi a 4600 msnm (con un equipo prestado por la Defensa Civil)

- 29 Enero 2004: línea de radar 1 (longitudinal) entre 5700 msnm y 4900msnm sobre los glaciares I y XIX.

- 30 Enero 2004: línea de radar 2 (transversal) sobre los glaciares I y XIX a nivel de los ${\sim}5400$ msnm.

- 31 Enero 2004: línea de radar 3 (longitudinal) sobre el Glaciar II

- 1 Febrero 2004: Observaciones geomorfológicas sobre las morrenas y los lahares rió abajo del frente del Glaciar II.

- 2 Febrero 2004: fuerte viento (descanso en el campo base).

- 3 Febrero 2004: transporte al lado sur del Cotopaxi (cabañas) y subida al campo base sur.

- 4 Febrero 2004: líneas longitudinales y transversas sobre los glaciares 11 y 12 entre 5500 msnm y 5000 msnm

- 5 Febrero 2004: mal tiempo, retorno del campo base sur a las cabañas sur.

- 11 de Febrero 2004: presentación de las operaciones de campo en una conferencia de prensa (INAMHI)





Medición radar y DGPS cerca de la cumbre del Cotopaxi





Radar (arriba) y estación fija del DGPS en el Campo base





Medición radar (ver sus antenas en el suelo) y DGPS sobre el glaciar Yanasacha



2. BREVE RESUMEN DE LA ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL VOLCÁN COTOPAXI

El Cotopaxi es un gran estratovolcán ubicado en la Cordillera Oriental de los Andes del Ecuador, a 60 km. al sureste de Quito, que alcanza una altitud de 5897 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m). En los últimos miles de años, este edificio volcánico ha tenido un promedio periódico de erupciones cada siglo (Hall, 1977; Barberi et al. , 1995). - En los últimos 15 años, se han realizado estudios detallados de cartografía geológica, estratigrafía, análisis químicos de las rocas y dataciones de radiocarbono en los depósitos del Cotopaxi (Hall y Mothes, 1992; Hall et al. , 2000). Por lo tanto, se ha podido identificar y establecer claramente que, durante su historia conocida, este volcán ha producido principalmente dos tipos de erupciones: las erupciones andesíticas y las erupciones riolíticas. Por esto los vulcanólogos dicen que el Cotopaxi es un volcán de carácter bimodal.

Las erupciones andesíticas son erupciones de relativamente leve a moderada intensidad, como las ocurridas durante los tiempos históricos. Pero eso, no quiere decir que estas erupciones no han tenido consecuencias importantes como se verá más adelante. Las erupciones riolíticas son erupciones explosivas de mucho mayor magnitud y extensión y que han afectado superficies mucho más importantes. Pero, todas las erupciones riolíticas conocidas hoy son erupciones prehistóricas. Como el volcán Cotopaxi se encuentra actualmente dentro de una fase de erupciones únicamente andesíticas, es muy probable que su próxima actividad sea de mismo tipo, es decir de magnitud leve a moderada, por lo menos en comparación con las de una erupción riolítica.

Estilos eruptivos del Cotopaxi

Durante los últimos 4000 años, incluyendo la época histórica, el volcán Cotopaxi se ha caracterizado por los siguientes estilos eruptivos:

Erupciones leves a moderadas (VEI 1-2, hasta 3?)⁷ de tipo 1

Erupciones de tipo "estromboliano", cuyas columnas de ceniza debieron ascender hasta pocos kilómetros sobre el nivel del cráter. Estas erupciones forman fuentes de lava, sostenidas a semi-sostenidas, expulsan bloques y proyectiles balísticos, y generan nubes de ceniza. Además, se podrían producir explosiones más fuertes tipo "vulcanianas", cuyas columnas de ceniza podrían llegar hasta 2-6 km por encima del cráter. En los dos casos, los volúmenes de magma expulsado serián pequeños. Existe la posibilidad de que se formen pequeños lahares por un descongelamiento leve y limitado del glaciar.

⁷ VEI = Volcanic Explosivity Index; Indice de Explosividad Volcánico. Para más informacion, ver Samaniego et al. (2003).

| Edad | Emisiones de | Flujos | Lahares | Flujos de lava | VEI* |
|--------------|--------------|---------------|---------|----------------|------|
| | ceniza | piroclásticos | | | |
| 1877-80 DC | Х | Х | 2 | | 2-4 |
| 1854 DC | Х | Х | 1 | 1 | 3 |
| 1853 DC | Х | | 1 | 1 | 3 |
| 1766-68 DC | Х | Х | 2 | 1 | 3-4 |
| 1742-44 DC | Х | Х | 5 | | 4 |
| 1532-34 DC | Х | Х | 2 | 1 | 3 |
| ~ 1440 DC | Х | ? | ? | ? | ? |
| ~ 1250 DC | Х | ? | ? | ? | ? |
| ~ 1130-50 DC | Х | Х | 2 | | 4 |
| ~1000 DC | Х | Х | | | 3 |
| 950 DC | Х | Х | 2 | | >4 |
| 850 DC | Х | Х | 1 | | 3-4 |
| 730-770 DC | Х | Х | 2 | | 4 |
| ? DC | Х | ? | ? | ? | ? |
| ? DC | Х | ? | ? | ? | ? |
| ~ 150-180 DC | Х | Х | 3 | >3 | >4 |
| ? DC | Х | ? | ? | ? | ? |
| ? DC | Х | ? | ? | ? | ? |
| ~ 70-100 DC | Х | | varios | | 4 |
| 50 AC | Х | Х | | | 4 |
| ~ 100-360 AC | Х | ? | ? | ? | ? |
| ~ 2220 AC | Х | ? | ? | ? | ? |
| ~ 2510 AC | Х | ? | ? | ? | >4 |
| ~ 3060 AC | Х | ? | ? | ? | ? |

Tabla 2.1.Síntesis de la actividad del volcán Cotopaxi en los últimos 5000 años(compilación de datos de Barberi et al., 1995, Hall M.L. et al. 2004a y b, y del website IG-
EPN)

Erupciones leves a moderadas (VEI 1-2, hasta 3?) de tipo 2

Erupciones que resultan en la emisión gradual de un flujo de lava (erupción de 1853-54) y una caída de ceniza limitada. Se trata de un magma mayormente desgasificado y por lo tanto, menos explosivo. La ubicación del centro de emisión por donde sale el magma (en el cráter o de una grieta en los flancos), determinará la formación potencial de lahares por fusión parcial del glaciar.

Erupciones moderadas a fuertes (VEI 3-4)

Erupciones en las cuales un gran volumen (0.1-1.0 km3) de magma es expulsado en forma de flujos piroclásticos, enormes nubes de ceniza y eventualmente flujos de lava. Los flujos piroclásticos se producen mayormente por procesos de "desbordamiento" del magma desde el borde del cráter (erupción del 26 de Junio, 1877; Wolf, 1878), o por el colapso de la columna eruptiva. En los dos casos, los flujos piroclásticos se desplazan ampliamente sobre los flancos del volcán, fundiendo fácilmente varios metros de espesor de la superficie del glaciar, y generando grandes lahares. Estas erupciones están acompañadas por caídas regionales de escoria o pómez gruesa, con acumulaciones de hasta varios centímetros de espesor.

Aún así, estas erupciones a pesar que no son de de mayor magnitud, podrían ser muy destructivas dada la importante población que habita hoy las zonas de peligro, particularmente a lo largo de los ríos por donde transitarían los lahares y en los sectores donde se daría la mayor caída y acumulación de ceniza.

Peligros volcánicos potenciales del volcán Cotopaxi

Flujos piroclásticos

Estos flujos son nubes extremadamente calientes ($\geq 500^{\circ}$ C) formadas por una mezcla de gases, ceniza y fragmentos de roca, que descienden por los flancos de los volcanes a gran velocidad (≥ 100 km/h) en erupciones explosivas importantes. La parte inferior y más densa del flujo se encuentra restringida al fondo de las quebradas y los valles, mientras que la parte superior, menos densa y más convectiva, puede sobrepasar los valles y alcanzar alturas importantes sobre el fondo de los mismos e inclusive sobrepasar relieves importantes. En el caso de flujos piroclásticos producidos por el colapso de una columna eruptiva densa, o por el desborde de magma del cráter, varios flancos del volcán podrían ser afectados por este fenómeno. Las descripciones de testigos presenciales de la erupción del 26 de junio de 1877, señalan que durante esta erupción el Cotopaxi se asemejó a "una olla de arroz en ebullición", en la cual los flujos piroclásticos rebosaron todos los bordes del cráter y descendieron por todos los flancos del volcán. En el caso que se forme un domo o un flujo de lava en la cumbre o en los flancos del volcán, existe la posibilidad de generar flujos piroclásticos por el colapso gravitacional del domo o del flujo de lava, los cuales también descenderían rápidamente también por los flancos del volcán.

Los flujos piroclásticos de las erupciones andesíticas han alcanzado distancias cortas (<15 km) desde el cráter del Cotopaxi, por lo que representan un peligro relativamente moderado. Mientras los flujos piroclásticos de las erupciones riolíticas han llegado hasta las cercanías de Rumipamba al norte, por medio del cauce del río Pita, y casi hasta Lasso al sur, por el cauce del río Cutuchi.

Caídas de piroclastos

Durante una erupción los gases y materiales piroclásticos (ceniza, fragmentos de roca y piedra pómez) son expulsados desde el cráter y forman una columna eruptiva que puede alcanzar varios kilómetros de altura (hasta más de 20 km. en el caso de una erupción de mayor intensidad) y mantenerse por minutos u horas de duración. Los fragmentos más grandes siguen trayectorias balísticas y caen cerca del volcán, mientras que las partículas más pequeñas son llevadas por el viento y caen a mayor distancia del mismo, cubriendo grandes áreas cercanas al volcán con una capa de varios milímetros, centímetros o decenas de centímetros de piroclastos. La peligrosidad de este fenómeno está en función del volumen de material emitido en la erupción, la intensidad y duración de la caída, la distancia al punto de emisión y la dirección y velocidad del viento.

Las caídas de material piroclástico siempre han sido importantes durante las erupciones del Cotopaxi. Así, las caídas de ceniza relacionadas con las erupciones andesíticas, tanto históricas como prehistóricas, han afectado principalmente los sectores ubicados al suroeste, oeste y noroeste del volcán, dejando importantes acumulaciones de tefra (a veces varios centímetros de acumulación en zonas habitadas, hasta ~30 cm al nivel de la Panamericana).

Las caídas de ceniza relacionadas con erupciones riolíticas siempre tuvieron un alcance mucho mayor; por ejemplo, dichas erupciones dejaron importantes depósitos de cenizas y pómez riolíticas en la zona de Quito.

Flujos de lodo y escombros (Lahares)

Los grandes y destructivos lahares representan uno de los mayores peligros relacionados con una futura reactivación del volcán Cotopaxi. Los lahares de mayor magnitud pueden alcanzar grandes volúmenes y cubrir extensas áreas (Mothes, 1992; Mothes et al., 1998), afectando a importantes obras de infraestructura y a zonas densamente pobladas, incluso si éstas se encuentran ubicadas decenas o cientos de kilómetros aguas abajo del volcán.

Breve Historia de los Flujos de Lodo del Volcán Cotopaxi

Un fenómeno recurrente y sumamente peligroso

Desde 1532, el Cotopaxi ha presentado unos 13 períodos de actividad, debiendo destacarse las erupciones de 1742-1744, 1768 y 1877, durante las cuales se generaron caídas de ceniza, pómez y escoria, flujos de lava, flujos piroclásticos y flujos de lodo, escombros y bloques (lahares). Durante estas erupciones históricas del Cotopaxi han ocurrido 11 flujos laharíticos importantes por el drenaje sur del río Cutuchi (ciudades de Latacunga, Salcedo y Baños) y 3 por el sistema norte de los ríos Pita-San Pedro (ciudades de Sangolquí, San Rafael y Tumbaco). Estos flujos de lodo y escombros afectaron severamente las áreas aledañas al volcán, causando importantes daños a propiedades, pérdidas de vidas humanas (más de 1000 víctimas en 1877), de ganado y crisis económicas regionales. Vale la pena mencionar que un lahar de mayor alcance puede afectar zonas muy lejanas como por ejemplo, la zona costera de Esmeraldas, como fue el caso hace aproximadamente 4500 anos AP (Antes del Presente) por el enorme "Chillos valley lahar" (Mothes et al., 1998).

Procesos físicos involucrados en la puesta en marcha de los flujos (rol del glaciar, capa de hielo envuelta, etc)

Los lahares se forman cuando masas sueltas de materiales volcánicos no consolidados, tales como ceniza depositada en los flancos de un volcán, depósitos glaciares, escombros de flujos piroclásticos y de avalanchas de roca, se mezclan con el agua y comienzan a movilizarse. En el caso del volcán Cotopaxi, los lahares estarían generados por flujos piroclásticos, ceniza o flujos de lava que provoquen la fusión rápida de importantes sectores del casquete glaciar. Una vez formados, los lahares descienden rápidamente (20-50 km/h) por los flancos del cono, siguiendo las quebradas y los valles. La magnitud y la peligrosidad de estos flujos están determinadas por el volumen de agua y de los materiales sueltos disponibles, así como de la pendiente y el grado de encañonamiento de los valles que nacen en el volcán. Las personas alcanzadas por un flujo de lodo y escombros tienen muy pocas posibilidades de sobrevivir, por lo cual, durante una crisis volcánica (o cuando se produzcan lluvias fuertes durante o después de una erupción) se recomienda a la población que evite el fondo de los valles y quebradas que bajen del volcán. Debido a su alta velocidad y densidad, los lahares pueden mover y aún arrastrar objetos de gran tamaño y peso, tales como puentes, vehículos, grandes árboles, etc. Las edificaciones y la vegetación que se encuentren a su paso serán destruidas o

seriamente afectadas. Pueden viajar cientos de kilómetros poniendo en peligro poblaciones muy distantes, que viven o trabajan en el fondo o cerca del fondo de los valles.

Aplicación en el campo del riesgo glaciovolcánico (Cuál es el interés para la modelación de los flujos de lodo ?)

Entre 1988 y 1999 el IG-EPN publicó 11 mapas de peligros volcánicos de los principales volcanes del país. Estos mapas fueron realizados en base a un intenso trabajo de campo y utilizando la base topográfica del IGM existente a la fecha. Estos mapas han sido ampliamente distribuidos desde ese entonces. Más recientemente, en 2002 se publicó el mapa de peligros volcánicos del volcán Cayambe que hasta la fecha no había sido estudiado en detalle. Por otro lado, a raíz de la reactivación de los volcanes Guagua Pichincha y Tungurahua, se ha re-editado los mapas de peligros de estos volcanes. Adicionalmente, en este año, se publicaroon las nuevas ediciones de los "Mapas Regional esde Peligros Volcánicos del volcán Cotopaxi, zona Norte y Sur"(Hall et al., 2004a y b). En estos mapas, la delimitación de las zonas potencialmente afectadas por flujos de lodo y escombros se la realizó ne base a un intenso trabajo de campo que permitió identificar los remanentes de los depósitos dejados por el lahar de 1877 así como de otros eventos laháricos históricos.

Por otro lado, el IG-EPN, conjuntamente con el Departamento de Ciencias del Agua de la EPN está trabajando en un proyecto financiado por la EMAAP-Q, uno de cuyos fines es la modelización del evento lahárico de 1877 en el drenaje Norte del Cotopaxi. Este trabajo está basado en un importante trabajo de campo y tiene por objetivo aplicar algunos modelos numéricos para simular el tránsito del lahar de 1877 (Mothes et al., 2004). Adicionalmente, se está aplicando una nueva metodología de delimitación de las zonas potencialmente inundadas por flujos de lodo en base al volumen del evento lahárico considerado (programa LAHARZ, Iverson et al., 1998). Con este método se han generado las zonas potencialmente afectadas por flujos de lodo y escombros para el drenaje norte del volcán (Samaniego et al., 2004).

Las mediciones del área y espesor del glaciar del Cotopaxi, permitirán conocer el volumen de agua disponible en el volcán, y por lo tanto serán muy útiles para establecer los posibles escenarios eruptivos en caso de una potencial erupción del Cotopaxi.

3. EVALUACIÓN DEL ÁREA DEL CASQUETE GLACIAR DEL VOLCÁN COTOPAXI MEDIANTE LA UTILIZACIÓN DE FOTOGRAMETRÍA DIGITAL

Con la finalidad de conocer en la forma más precisa posible el área de la cobertura glaciar sobre el volcán, se realizó el año 2004 una restitución fotogramétrica de las fotografías más recientes disponibles en ese momento y que corresponden a un vuelo realizado por el IGM en el año de 1997. Dicho vuelo consta de 18 fotografías en color (3589-3606) que se encuentran distribuidas en dos líneas que cubren la totalidad del volcán. Adicionalmente se tienen fotografías para los años de 1976,1963 y 1956.

Para la realización de esta restitución fue necesario en una primera fase la medición de 14 puntos de control sobre el campo, los cuales fueron medidos por los científicos del INAMHI y del IRD mediante la utilización de un sistema de posicionamiento satelital en modo diferencial (DGPS) durante los meses de marzo y mayo del 2002, enero y abril del año 2003, obteniéndose una precisión centimétrica.

En una segunda fase las fotos seleccionadas fueron tratadas en software para la realización de la fotogrametría digital la cual permite tener mayores posibilidades de interpretación comparada con los métodos tradicionales sean estos analíticos o semi analíticos. Para introducir las imágenes en el software fotogramétrico, estas deben ser previamente escaneadas. En el caso de las fotos de 1997, se utilizó el escáner fotogramétrico ZI-Imagescann 2001. Como resultado se obtuvieron imágenes con una excelente calidad digital, estas presentan una alta precisión geométrica (3 mm de error), un buen contraste y una alta resolución (14 mm). Las imágenes correspondientes a los años restantes fueron escaneadas utilizando un escáner comercial Epson Expresión 1640 XL. Las imágenes así tratadas presentan una baja resolución geométrica (21 mm), tienen una definición menor y un error geométrico alto (aproximadamente 30 mm), sin embargo, estas imágenes son una base para el proceso siguiente.

En una tercera fase, las fotografías fueron tratadas utilizando el software LISA- FOTO 4.0 con sus módulos base respectivos, Foto (Dr-Ing. Wilfried Linder). Para ello se debió definir el tipo de cámara a utilizar, en el caso de la fotografía del año 1997 el protocolo estaba disponible, no así para las fotografías restantes, en las cuales se debió hacer una calibración aproximada de los valores, para lo cual se usó la distancia focal que si es conocida y midiendo la distancia entre las marcas fiduciales en el software LISA FOTO. Este proceso resultó exitoso terminando con la orientación interna de las fotografías. Este resultado puede ser considerado como bueno (1997: 5 mm / 1976,1963 y 1956 20 mm).

En una cuarta fase los puntos medidos sobre el campo son ubicados y medidos sobre las fotografía, así como puntos adicionales comunes en un número de 24 en cada par estereoscópico de fotos, para ello se utilizó el programa IMATIE (Dr. Michael Braitmeier Universidad Heinrich-Heine Dusseldorf-Alemania). En todos los casos los puntos de conexión fueron transferidos en al menos dos pares adicionales de fotos.

Las primeras fotos en ser conectadas con esta metodología fueron las correspondientes al año 1997 debido a la calidad de la imagen, posteriormente se conectaron las fotografías para los

años restantes. Como resultado de este procedimiento de conexión se obtiene para cada año un bloque fotogramétrico multitemporal.

La ventaja de esta metodología es que los puntos de control tienen que ser medidos en un vuelo solamente. Debido a la resolución de la imagen únicamente se pueden ubicar objetos con un tamaño superior a los 60 centímetros, sin embargo a veces fue imposible determinar la localización exacta de un punto con una precisión de un píxel, a causa de las características del terreno y a la ausencia de infraestructura, como influencia de estos detalles la precisión de las medidas se ubica en el orden de cinco metros en horizontal y un metro en vertical, la cual es suficiente para los objetivos del proyecto.

Posterior a estas mediciones se procede a calcular un bloque de ajuste (aerotriangulación), para ello se utilizó los programas BLUH (Dr. Carsten Jacobsen, IPI de Hannover-Alemania) y BINGO 4.0 (Dr. Erwin Krug) usados en la Universidad Heinrich Heine de Dusseldorf, Alemania. La información aquí generada permitió medir los objetos con sus coordenadas reales. El bloque de ajuste así generado permite realizar mediciones con una precisión típica de tres metros en vertical y cinco metros en horizontal, se debe tomar en cuenta que la precisión será mayor en el bloque para el año 1997, que en el resto de bloques calculados, como resultado de la calidad de las fotografías empleadas.

La quinta etapa del estudio consistió en medir de manera tridimensional las coordenadas sobre la imagen ajustada, en total se midieron alrededor de 500000 puntos con la valiosa colaboración del Sr. Arturo Peñafiel (IGM), sobre la fotografía correspondiente al año de 1997 con una precisión de medio metro con la finalidad de hacer una descripción completa de la superficie del glaciar y sus zonas más cercanas.

Previo a esto, se intentó aplicar métodos de estéreo correlación automática con la finalidad de analizar la superficie del glaciar sin la necesidad de la intervención de un operador, pero estos arrojaron resultados muy pobres con una baja precisión, la cual no es adecuada para el proyecto, esto se debió a una falla en los algoritmos del programa a causa del pobre contraste que se tiene sobre la superficie del glaciar en las fotografías empleadas.

Sobre la base de estas mediciones se generó un modelo digital de terreno con curvas de nivel cada 5 metros utilizando una interpolación-TIN. De este trabajo se derivó una ortofoto en color para el año de 1997, sobre ésta se midieron los valores representativos de altura para cada una de las lenguas glaciares y los límites de su contorno, lo cual permitió realizar el posterior estudio y análisis de sus características principales (áreas, longitudes, etc.).

Los resultados obtenidos se presentan sobre, las tablas #s 1 y 2, las figuras #s 1, 2, 3 y la fotografía 1. Se puede observar que tomando como punto de partida el trabajo realizado por Jordan (1983) con fotografías del año 1976 y comparándolo con el trabajo de Cáceres (en preparación) se tiene un porcentaje de reducción del área con un valor promedio del 31% para cada una de las lenguas glaciares y un porcentaje de pérdida de longitud como promedio del 18% para cada una de las lenguas glaciares. Si se toma en cuenta el estudio que al momento se realiza sobre una lengua (15) del Volcán Antisana se puede decir que la tendencia de retroceso de los glaciares de las montañas ubicadas sobre la Cordillera Oriental o Real es la misma, lo que permite *inferir* que para el volcán Cotopaxi se tendría para el año 2003 un área de alrededor de los 14 Km² hipótesis que podría ser confirmada o rechazada si se dispusiese de un vuelo mas reciente sobre el volcán Cotopaxi y se realizaría el mismo tratamiento descrito anteriormente.

Figura # 1. Modelo digital de terreno con los contornos para el Glaciar Cotopaxi Período 1976-1997 Jordan E. Et. Al 2004



| Número | Northro | Area (1976) | Area medida (1997) | %Reducción de area | Longitud (1976) | Longitud (1997) | %Reducción de longitud |
|--------|--------------------------|-------------|--------------------|--------------------|-----------------|-----------------|------------------------|
| | nonble | (m2) | (m2) | % | (m) | (m) | % |
| 1 | Glaciar Sindipampa | 1437000 | 865288,0 | 39,8 | 2228 | 1801,7 | 19,1 |
| 2 | Glaciar Carero Machay | 975100 | 770736,7 | 21,0 | 2463 | 2241,1 | 9,0 |
| 3 | Glaciar Potrerillos | 982800 | 772697,4 | 21,4 | 2665 | 2415,3 | 9,4 |
| 4 | Glaciar Pucahuaycu Norte | 1203800 | 889489,8 | 26,1 | 3014 | 2690,9 | 10,7 |
| 5 | Glaciar Mudadereo | 1170900 | 725944,4 | 38,0 | 2859 | 2384,9 | 16,6 |
| 6 | Glaciar Cajas | 1362500 | 934392,4 | 31,4 | 3195 | 2502,3 | 21,7 |
| 7 | Glaciar Tamboyacu | 1535300 | 1260519,4 | 17,9 | 3235 | 2580,0 | 20,2 |
| 8 | Glaciar Manantial | 2009100 | 981946,5 | 51,1 | 3117 | 2471,0 | 20,7 |
| 9 | Glaciar Tambo | 1165200 | 893101,4 | 23,4 | 3530 | 2795,4 | 20,8 |
| 10 | Glaciar Churrumihurco | 1348900 | 994822,7 | 26,2 | 2810 | 2723,6 | 3,1 |
| 11 | Glaciar Simarrones | 1585600 | 1268440,9 | 20,0 | 3463 | 2585,0 | 25,4 |
| 12 | Glaciar El Picacho | 1403500 | 1067240,8 | 24,0 | 2511 | 2063,4 | 17,8 |
| 13 | Glaciar Saquimala | 768800 | 353646,2 | 54,0 | 2160 | 1783,3 | 17,4 |
| 14 | Glaciar San Lorenzo | 1192300 | 740290,9 | 37,9 | 2342 | 1932,7 | 17,5 |
| 15 | Glaciar Capuli-Huaicu | 776100 | 435090,2 | 43,9 | 2339 | 1861,9 | 20,4 |
| 16 | Glaciar Pucahuaicu Oeste | 298300 | 195418,4 | 34,5 | 1353 | 777,5 | 42,5 |
| 17 | Glaciar Chanchunga Sur | 382600 | 320682,1 | 16,2 | 2378 | 1917,9 | 19,3 |
| 18 | Glaciar Chanchunga Norte | 712300 | 427634,5 | 40,0 | 2438 | 1859,5 | 23,7 |
| 19 | Glaciar Yanasacha | 957400 | 735124,3 | 23,2 | 2416 | 2128,7 | 11,9 |
| | Sumatoria | 21267500 | 14632507,1 | | | | |
| | Promedio | | | 31,0 | 2658,7 | 2185,1 | 18,3 |

Tabla # 1: Valores de áreas y longitudes medidas sobre cada una de las lenguas del Volcán Cotopaxi.

| ۸ño | Area | Area |
|-------------------|----------|-------|
| Ano | (m²) | (km²) |
| 1976 [*] | 21267500 | 21 |
| 1997** | 14632507 | 15 |
| 2003** | 13972128 | 14 |

Tabla # 2: Valores de área del casquete glaciar del Cotopaxi. ^{*}Jordan (1983). ^{**} Cáceres (en preparación)



Figura # 2. Comparación de las áreas de cada una de las lenguas glaciares d el volcán Cotopaxi entre 1976 y 1997



Figura # 3. Comparación de las longitudes de cada una de las lenguas glaciares del volcán Cotopaxi entre 1976 y 1997



Fotografía # 1. Ortofotografía del Volcán Cotopaxi para el año de 1997 Jordan E. Et. Al 2004 Con las mediciones que se realizaron sobre la ortofotografía generada para el año 1997 y comparándolas con la ortofotografía del trabajo del Prof. E. Jordan del año 1982, se pudo hacer un cálculo preliminar sobre los volúmenes del casquete Glaciar del Cotopaxi, para lo cual se consideró un espesor medio de 50 metros, el mismo que se lo escogió tomando en cuenta el trabajo previo y las observaciones realizadas en el campo con la finalidad de efectuar comparaciones.

Complementariamente, se realizó una proyección del volumen del casquete glaciar para el 2003, tomando en cuenta los estudios realizados sobre los glaciares del Antisana y Carihuayrazo los cuales se encuentran sobre la misma Cordillera Oriental, lo que permite *inferir* que su comportamiento es semejante, obteniéndose un valor de 0.7 Km³, para ello se tomó en consideración un porcentaje de reducción del 20% desde el año de 1997 hasta el 2003 y un espesor medio de 50 metros, el cual ha sido establecido por observaciones y mediciones directas (Cáceres, en preparación).

Con la finalidad de conocer las pérdidas sobre el glaciar entre 1976 y 1997, se procedió a medir dos modelos digitales de alta precisión sobre la parte terminal de las lenguas mas largas ubicadas en la dirección norte, sur, este y oeste (Carero Machay, Cimarrones, Cajas y Capulí Huaicu, respectivamente), se midieron 40000 puntos manualmente, debido a la gran extensión de estas lenguas no se pudo realizar la medición en su totalidad en vista del gran tiempo requerido. Para obtener la pérdida de hielo entre 1976 y 1997 se resta un modelo del otro.

Se pudo establecer que los espesores perdidos en el cuerpo del glaciar son localmente inconsistentes, esto podría deberse a la variación de la morfología en el fondo del glaciar, la cual es controlada por el material del lecho rocoso. Los valores de pérdida medidos oscilan entre 1-2 metros en estructuras superficiales hasta valores mayores a 70 metros que pueden corresponder a valles, esto indica que la masa de hielo no se la puede considerar como homogénea por lo que no se puede predecir su pérdida de manera precisa sobre la base del conocimiento de la superficie parcial del glaciar (modelos digitales). Considerando esto, es imposible realizar una predicción completa de las pérdidas de hielo sin haber realizado las mediciones sobre la superficie total del casquete y no solamente sobre la parte terminal de las cuatro lenguas mencionadas anteriormente.

Para evaluar el comportamiento del glaciar a una escala temporal más larga, se utilizaron las imágenes de los años 1963 y 1956 con el propósito de obtener los contornos de las lenguas. En estas imágenes se tuvo muchos problemas para su interpretación, por la combinación de la superficie de la nieve sucia con la superficie de la nieve fresca, por la mala calidad del material fotográfico y por los problemas de escala. La restitución estereoscópica multitemporal solo permitió hacer reconstrucciones locales de los límites del glaciar

Los resultados obtenidos se muestran sobre la tabla # 3 y las figuras #s 4, 5, 6, 7, 8.

Se pudo establecer un porcentaje promedio de pérdida del 31% de los volúmenes para el período 1976-1997 (Cáceres, en preparación), cabe resaltar que este valor es únicamente *referencial* y deberá ser comprobado en un futuro, mediante la realización de mediciones reales de la variación del espesor de ser posible sobre cada una de las lenguas, mediante la utilización de mediciones radar como las realizadas en el mes de febrero del 2004, este valor se lo puede tomar como punto de partida para compararlo con las mediciones reales.

| Número | Nombro | Volumen (1976) | Volumen (1997) | %Reducción de volumen | Volumen proyectado |
|--------|--------------------------|----------------|----------------|-----------------------|--------------------|
| | Norible | (m3) | (m3) | % | (m3) |
| 1 | Glaciar Sindipampa | 71850000 | 43264400 | 39,8 | 41311835 |
| 2 | Glaciar Carero Machay | 48755000 | 38536833 | 21,0 | 36797628 |
| 3 | Glaciar Potrerillos | 49140000 | 38634871 | 21,4 | 36891241 |
| 4 | Glaciar Pucahuaycu Norte | 60190000 | 44474491 | 26,1 | 42467314 |
| 5 | Glaciar Mudadereo | 58545000 | 36297219 | 38,0 | 34659089 |
| 6 | Glaciar Cajas | 68125000 | 46719618 | 31,4 | 44611115 |
| 7 | Glaciar Tamboyacu | 76765000 | 63025969 | 17,9 | 60181544 |
| 8 | Glaciar Manantial | 100455000 | 49097327 | 51,1 | 46881516 |
| 9 | Glaciar Tambo | 58260000 | 44655070 | 23,4 | 42639742 |
| 10 | Glaciar Churrumihurco | 67445000 | 49741136 | 26,2 | 47496269 |
| 11 | Glaciar Simarrones | 79280000 | 63422046 | 20,0 | 60559746 |
| 12 | Glaciar El Picacho | 70175000 | 53362038 | 24,0 | 50953757 |
| 13 | Glaciar Saquimala | 38440000 | 17682308 | 54,0 | 16884288 |
| 14 | Glaciar San Lorenzo | 59615000 | 37014547 | 37,9 | 35344044 |
| 15 | Glaciar Capuli-Huaicu | 38805000 | 21754511 | 43,9 | 20772709 |
| 16 | Glaciar Pucahuaicu Oeste | 14915000 | 9770921 | 34,5 | 9329950 |
| 17 | Glaciar Chanchunga Sur | 19130000 | 16034107 | 16,2 | 15310472 |
| 18 | Glaciar Chanchunga Norte | 35615000 | 21381727 | 40,0 | 20416749 |
| 19 | Glaciar Yanasacha | 47870000 | 36756217 | 23,2 | 35097372 |
| | Sumatoria | 1063375000 | 731625357 | | 698606380 |
| | Promedio | | | 31,0 | |

Tabla # 3: Valores de los volúmenes calculados sobre cada una de las lenguas del VolcánCotopaxi, con una hipotesis de un espesor mediade los glaciares de 50m



Figura # 4. Comparación de los espesores de hielo para la parte terminal de cuatro lenguas glaciares del volcán Cotopaxi entre 1976 y 1997. Jordan et al., 2004



Figura # 5. Comparación de los espesores de hielo para el Glaciar Carero Machay (Flanco norte) entre 1976 y 1997. Jordan et al.,2004



Figura # 6. Comparación de los espesores de hielo para el Glaciar Simarrones (Flanco sur) entre 1976 y 1997. Jordan et al., 2004



Figura # 7. Comparación de los espesores de hielo para el Glaciar Capulí Huaicu (Flanco oeste) entre 1976 y 1997. Jordan et al. 2004



Figura # 8. Comparación de los espesores de hielo para el Glaciar Cajas (Flanco este) entre 1976 y 1997. Jordan et al. 2004

4. MEDICIONES DEL ESPESOR DEL HIELO CON EL RADAR A PENETRACIÓN DE HIELO (RPH)

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

Los radares de impulso fueron introducidos a la glaciología a medidos de los años 70 y son los instrumentos más adecuados para medir espesores de hielo en los glaciares, aunque existen otros métodos, como la gravimetría, la refracción sísmica o la prospección eléctrica.

Para 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 fácil y profundamente y son menos sensibles a la presencia de agua líquida. Por encima de esta frecuencia, por ejemplo con valores medios, de 50 MHz, la absorción de las ondas electromagnéticas (EM) por las inclusiones de agua, que caracterizan al hielo templado, pueden volverse más importantes para detectar el bedrock con precisión (Francou et al., 2004).

Los equipos de radar envian impulsos cortos de energía electromagnética de radiofrecuencia 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.

4.2. 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. Las 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 al disco duro del computador portátil mediante una conexión vía puerto serial (RS232) y con la ayuda de un software especialmente diseñado se procesa posteriormente.

La medición del espesor de hielo se realiza siguiendo el esquema que aparece en la figura 4.1.:



Figura 4.1. 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 de arriba, 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/ μ s. La trayectoria **2** representa aquella donde la onda EM viaja a través del glaciar con una velocidad de propagación del orden de 168 m/ μ s, 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 substrato 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.

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 se utiliza 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 4.2.:



• Figura 4.2. 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 substrato 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 substrato 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:

donde:

$$\Delta t = (AR + RB)v_E - AB/v_L \qquad (1)$$

$$v_{\rm E} = 168 \text{m/}\mu\text{S}$$
 y $v_{\rm L} = 300 \text{m/}\mu\text{S}$

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:

$$AR + RB = 2a$$
 (2)
 $AB^{2}/2 + b^{2} = a^{2}$ (3)

Las coordenadas de los puntos $A ext{ y } B ext{ y el intervalo}$ 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:

$$D = \frac{1}{2} \left[\frac{168^2(t+d)^2}{300-d^2} \right]^{1/2} \quad (4)$$

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.

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 substrato rocoso y que llega como reflexión desde la masa glaciar.

Para determinar la línea que define el substrato 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. Por su tamaño manejable, el sistema de radar es ubicado de manera fácil sobre la superficie del glaciar donde se realizan las mediciones de forma 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 portátil. En el momento de ser generada la onda se captura en el osciloscopio y se pasa al software de procesamiento. Realizada esta operación, 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.

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 substrato 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 substrato rocoso. En este punto, la superficie glaciar y su entorno es un buen marcador de lo que se supone puede ser el substrato 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 cálculo de espesores a partir de la interpolación de valores, ya que el substrato rocoso se asume ligeramente paralelo a la superficie glaciar y la falta de más datos así sean obtenidos por interpolación, para evitar la generalización en el proceso que hace el programa de computo.
- e) Interacción Antena-Radar: durante el envío del pulso al glaciar, pueden aparecer dos efectos iniciales que podrían afectar la correcta recepción de la señal, y que han de ser claramente identificados para evitar errores en la interpretación del perfil investigado. Estos efectos son:
 - Acoplamiento de la antena receptora con la primera señal enviada por la transmisora a través del aire, esto se denomina COUPLING.
 - Reverberación de la señal en una zona superficial fuertemente reflectiva (RINGING). Este efecto es similar al denominado en sísmica de reflexión "GROUND ROLL"

Estos efectos se han de eliminar modificando la configuración del sistema, ya sea mediante el cambio en el "offset" entre antenas; la variación en altura de las antenas respecto a la superficie del glaciar o en última instancia, mediante el cambio de frecuencia en las antenas.



Figura 4.3 Ilustración de las reflexiones parásitas y uso de los elipsoides para determinar la roca

4.4. Medición de la densidad superficial del glaciar:

El propósito de este tipo de mediciones complementarias hechas en abril y junio del 2004 es el de mejorar el cálculo del volumen de agua efectivamente disponible en el glaciar. De hecho el radar va a medir puntualmente un espesor de nieve-hielo sin tomar en cuenta la masa volumétrica de la nieve (ó la densidad) que teóricamente puede ir de 0.1 0.9 g.cm⁻³ (nieve fresca ligera que acaba de caer) a 0.92 g.cm⁻³ (hielo puro), el hielo siendo el resultado de una transformación física de la nieve acumulada. En las zonas tropicales, debido a la fuerte energía radiactiva, la nieve se transforma rápidamente y se observa que la masa volumétrica es casi siempre superior a 0.3 g.cm⁻³ (Francou et al., 2004).

El estado de la superficie de un glaciar difiere de arriba a abajo según la ubicación de la *línea de neviza (firn line* o *limite du névé)*, línea que corresponde a la escala anual y de una manera aproximada a la *línea de equilibrio* que separa la zona de ablación de la zona de acumulación y donde el balance de masa = 0. En la zona de ablación, el hielo es visible en la superficie en tiempo sin precipitación y esto se debe a la fusión rápida de la nieve acumulada. En este caso, la densidad del hielo en la superficie se acerca de los $0.7-0.9 \text{ g.cm}^{-3}$. A más de 5100-5200 m y hasta la cumbre el derretimiento de la nieve es parcial y aquella se compacta paulatinamente para alcanzar densidades características del hielo (>0.7 g.cm^{-3}). Sin embargo, esto solo ocurre por debajo de la superficie a una cierta profundidad, la cual aumenta normalmente en función de la altitud. Este proceso de transformación de la nieve (neviza) en hielo se produce gracias a una disminución de la porosidad de la nieve por expulsión del aire y aislamiento de una parte de auquello en burbujas de aire (*"close off"*). En la zona de los Andes Tropicales, el "close off" se puede estimar a 30 metros (figura 4.3.).



 Figura 4.3. Densidad medida sobre los 30 primeros metros del núcleo de hielo sacado en la Cumbre Veintimilla (6230 msnm) del Chimborazo en Diciembre del 2000 por el IRD y el INAMHI. La densidad aumenta linealmente desde la superficie hacia 30 metros de profundidad donde se estabiliza al valor del hielo (~0.9 g cm⁻³).

Con el objeto de estudiar el perfil de densidad en el Cotopaxi, se realizaron 3 perforaciones cortas en Abril y Junio del 2004 a diferentes altitudes: 5121 msnm, 5223 msnm y 5455 msnm. Los resultados aparecen en las figuras 4.4 y 4.5.

El primer perfil de 135 cm de profundidad realizado el 3 de Abril a 5121 msnm de altitud, muestra la presencia de hielo cerca de la superficie por debajo de 20 cm de nieve fresca (caída después de las mediciones radar de febrero del 2004). Se considera que el hielo no estaba cubierto por nieve al momento de las mediciones radar.

El segundo perfil de 260 cm de profundidad realizado el 5 de Junio a 5223 msnm muestra la presencia de hielo a 184 cm por debajo de la superficie con una densidad de 0.74 g cm⁻³. A partir de 207 cm la densidad es >0.8 g cm⁻³. Los primeros 80 cm del perfil están constituidos por nieve poco compacta, que corresponde a la caída de nieve después de la medición radar de febrero. Se puede considerar que la profundidad del hielo se ubica cerca de los 104 cm por debajo de la superficie.

El tercer perfil de 511 cm de profundidad realizado el 16 de Junio a los 5445 msnm de altitud, muestra la presencia contínua de hielo a los 471 cm por debajo de la superficie con una densidad de 0.7 g cm⁻³ (una mezcla de nieve y hielo aparece a partir de 382 cm). Los primeros 118 cm del perfil están constituidos por neviza poco compacta a compacta. El cambio de densidad de 0.46 g cm⁻³ a 0.51 g cm⁻³ corresponde a una caída de nieve después de la medición radar de Febrero. Se puede considerar que la profundidad del hielo se ubica cerca de los 353 cm por debajo de la superficie.

Se puede ver que hay una relación lineal entre altitud (5100-5450 msnm) y nivel de hielo bajo la superficie ($r^2=0,99$, n = 3). Extrapolando la relación hacia arriba, se podría pensar que la misma tome una forma exponencial para conformarse a las mediciones efectuadas en los 6000 msnm sobre el Chimborazo. Pero hay que tener en cuenta las características específicas de los sitios, las cuales pueden ser muy diferentes. En un futuro cercano, una perforación prevista en los 5650 msnm sobre el Cotopaxi debería permitir precisar mejor la relación profundidad del hielo/altitud para los sectores más elevados.

De estas mediciones, se puede sacar las conclusiones siguientes:

- Hasta 5450 msnm, la densidad mínima de la neviza se ubica a más de 0.4 g cm⁻³ y la densidad del hielo ($\rho_h = 0.7$ -0.9) se encuentra a poca profundidad. Si se toma una densidad única $\rho_h = 0.7$ -0.8 sobre todo el perfil, el nivel de error no va ser significativo. Hay que precisar que esto sucede sobre todas las áreas glaciares del Cotopaxi ubicadas a menos de 5450 msnm, lo que representa aproximamente 65 % de la superficie total del casquete glaciar del volcán.
- Arriba de 5450 msnm, unas mediciones complementarias son necesarias, las cuales se las van a realizar próximamente con un perfil previsto a 5650 msnm. La superficie del casquete glaciar del Cotopaxi ubicada por debajo de los 5650 msnm representa 85-90 % de la superficie total, así que se podrá hacer una mejor estimación de la densidad de la parte superficial de los glaciares del Cotopaxi.



• Figura 4.4. Densidad versus profundidad en 3 puntos de mediciones de altitud diferente del Cotopaxi.



• Figura 4.5. Densidad versus profundidad en 3 puntos de mediciones altitud diferente del Cotopaxi.

4.5. Ubicación de los perfiles radar obtenidos en los glaciares del Cotopaxi:

El trabajo de campo se realizó sobre los sectores Norte y Sur. En la figura 4.6 se puede apreciar la localización de las áreas de estudio.



Figura 4.6. Glaciares con trazas radar

4.6. Medidas en el Sector Norte del volcán:

El trabajo en la sector norte del volcán se divide en tres zonas definidas así: primer sector NW, segundo sector NCentral, tercer sector NE. En la figura 4.7 se puede apreciar los sectores estudiados.



Figura 4.7. Medidas sector norte

• Sector NW:

Las primeras medidas se inician en el punto de cota 5691 msnm, al norte de Yanasacha con coordenadas planas 784945.947 N. y 9925076.489 E. (ver figura 4.7). En este sitio se obtiene la primera señal de radar con una apertura entre las antenas de 20 metros, encontrándose un espesor de 29.1 m. Posteriormente, se trasladan los equipos más hacia el norte para comenzar desde allí un perfil con dirección aproximada de 350 grados de azimut y una apertura entre antenas del orden de 30 m. La longitud horizontal de este perfil corresponde a 607 m y una diferencia de altura del orden de 289 m. En la tabla 4.1 se puede apreciar los puntos de medida con su correspondiente espesor.



Figura 4.8. Punto 1 de medida de radar en el sector NW



• Figura 4.9. Sector de estudio NW

| Punto | Distancia | Tiempo | Elipses de Espesor | |
|-------|-----------|--------|--------------------|-------|
| | Antenas | Msg | Espesor (b) | (a) |
| 1 | 20 | 0.30 | 29.13 | 33.60 |
| 2 | 15 | 0.30 | 28.43 | 29.40 |
| | | 0.45 | 41.32 | 42.00 |
| 3 | 20 | 0.30 | 29.13 | 30.80 |
| | | 0.40 | 37.90 | 39.20 |
| | | 0.50 | 46.54 | 47.60 |
| | | 0.70 | 63.62 | 64.40 |
| 4 | 30 | 0.20 | 20.25 | 25.20 |
| | | 0.30 | 30.07 | 33.60 |
| | | 0.40 | 39.23 | 42.00 |
| 5 | 30 | 0.30 | 30.07 | 33.60 |
| | | 0.40 | 39.23 | 42.00 |
| | | 0.50 | 48.12 | 50.40 |
| | | 0.60 | 56.85 | 58.80 |
| 6 | 30 | 0.30 | 30.07 | 33.60 |
| | | 0.40 | 39.23 | 42.00 |
| | | 0.50 | 48.12 | 50.40 |
| | | 0.65 | 61.19 | 63.00 |
| 7 | 50 | 0.30 | 30.19 | 39.20 |
| | | 0.40 | 40.51 | 47.60 |
| 8 | 30 | 0.30 | 30.07 | 33.60 |
| | | 0.45 | 43.70 | 46.20 |
| | | 0.55 | 52.50 | 54.60 |
| 9 | 30 | 0.39 | 38.33 | 41.16 |
| 10 | 30 | 0.30 | 30.07 | 33.60 |
| | | 0.41 | 40.13 | 42.84 |
| | | 0.57 | 54.24 | 56.28 |
| 11 | 30 | 0.38 | 37.43 | 40.32 |
| 12 | 30 | 0.30 | 30.07 | 33.60 |
| 13 | 30 | 0.30 | 30.07 | 33.60 |

• Tabla 4.1. Perfil NW

| PUNTO N° | DISTANCIA (M) | COTA GLACIAR | COTA ROCA | ESPESSOR (m) |
|----------|---------------|--------------|-----------|--------------|
| 3 | 0 | 5587 | 5541 | 47 |
| 6 | 157 | 5527 | 5475 | 53 |
| 9 | 248 | 5433 | 5395 | 38 |
| 10 | 350 | 5410 | 5356 | 54 |
| 11 | 444 | 5348 | 5311 | 37 |
| 12 | 548 | 5312 | 5282 | 30 |
| 13 | 607 | 5298 | 5268 | 30 |
| | 607 | 5150 | 5150 | 0 |

• Tabla 4.10. Puntos Finalmente retenidos para el perfil NW

Con base en las medidas de radar tomadas, se procedió al cálculo de la línea del substrato rocoso para este perfil, incluyéndose aquí el espesor mayor tomado en cada uno de los puntos. En la figura 4.10 se puede apreciar la línea del glaciar junto con el límite rocoso. En este perfil se obtuvo un espesor máximo de 58 metros.



• Figura 4.10. Perfil NW del glaciar y del bedrock.

En la figura 4.11 se puede apreciar la señal correspondiente al punto 2 en donde se obtuvieron espesores de 28 y 41 metros



Figura 4.11. Señal típica de radar Punto 2 Perfil NW

• Sector N-Central:

Esta segunda zona de estudio corresponde en su gran mayoría a la cara que da a la ruta del ascenso normal a la cima del Cotopaxi (figura 4.12). Inicialmente se tomó un punto de radar sobre la cota 5150 en las coordenadas 785472 N. y 9925691 E., con una apertura de las antenas del orden de 30 m. El espesor hallado en este sitio fue de 34.7 m. Debido a la existencia de gran cantidad de seracs y grietas (figura 4.13), fue necesario continuar el trabajo más hacia el NW en donde se trazaron tres puntos más en sentido transversal hasta llegar al punto de cota 5384, con coordenadas planas 785022.20 N. y 9925580.20 E.. A partir de allí, se inicia un perfil en dirección al límite de la lengua glaciar que alcanza a tener una longitud de 1026,77 m y una diferencia de nivel del orden de 404 m.

El mayor espesor hallado sobre este sector corresponde al punto 19 de medida de GPS y alcanza a ser de 115.59 m. En la tabla 4.2 se pueden apreciar cada uno de los espesores de hielo hallados y los datos correspondientes a las elipses de espesor.



Figura 4.12. Zona Ncentral.



Figura 4.13. Existencia de grietas y seracs en el sector NCentral

| D. (| Distancia | Tiempo | Elipses | de espesor |
|-------|-----------|--------|-------------|------------|
| Punto | Antenas | Msg | | • |
| 14 | (mts) | 0.25 | Espesores (| b) a |
| 14 | 30 | 0.35 | 34.70 | 37.80 |
| 15 | 25 | 0.30 | 29.67 | 32.20 |
| | | 0.40 | 38.63 | 40.60 |
| | | 0.50 | 47.38 | 49.00 |
| | | 0.60 | 56.02 | 57.40 |
| 16 | 25 | 0.21 | 21.23 | 24.64 |
| | | 0.35 | 34.19 | 36.40 |
| | | 0.45 | 43.02 | 44.80 |
| 17 | 25 | 0.35 | 34.19 | 36.40 |
| 18 | 25 | 0.40 | 38.63 | 40.60 |
| 19 | 33 | 0.35 | 34.94 | 38.64 |
| | | 0.55 | 52.93 | 55.44 |
| | | 0.70 | 66.01 | 68.04 |
| | | 0.90 | 83.22 | 84.84 |
| | | 1.28 | 115.59 | 116.76 |
| 20 | 25 | 0.40 | 38.63 | 40.60 |
| | | 0.55 | 51.71 | 53.20 |
| | | 0.65 | 60.32 | 61.60 |
| | | 1.0 | 90.14 | 91.00 |
| | | 1.30 | 115.53 | 116.20 |
| 21 | 25 | 0.40 | 38.63 | 40.60 |
| | | 0.50 | 47.38 | 49.00 |
| | | 0.65 | 60.32 | 61.60 |
| 22 | 30 | 0.42 | 41.02 | 43.68 |
| | | 0.38 | 37.43 | 40.32 |
| | | 0.70 | 65.50 | 67.20 |
| | | 0.85 | 78.38 | 79.80 |
| 23 | 25 | 0.30 | 29.67 | 32.20 |
| 24 | 25 | 0.35 | 34.19 | 36.40 |
| 25 | 30 | 0.40 | 39.23 | 42.00 |
| | | 0.60 | 56.85 | 58.80 |
| 26 | 30 | 0.40 | 39.23 | 42.00 |
| | | 0.60 | 56.85 | 58.80 |
| 27 | 30 | 0.30 | 30.07 | 33.60 |
| | | 0.40 | 39.23 | 42.00 |
| | | 0.60 | 56.85 | 58.80 |
| 28 | 40 | 0.30 | 30.41 | 36.40 |
| - | - | | | |

Tabla 4.2. Perfil NCentral

| PUNTO | DISTANCIA | COTA GLACIAR | COTA ROCA | ESPESOR (m) |
|-------|-----------|--------------|-----------|-------------|
| 15 | 0 | 5384 | 5328 | 56 |
| 17 | 149 | 5363 | 5329 | 34 |
| 18 | 288 | 5348 | 5310 | 39 |
| 19 | 571 | 5180 | 5065 | 116 |
| 20 | 704 | 5136 | 5020 | 116 |
| 27 | 815 | 5091 | 5034 | 57 |
| | 1027 | 4980 | 4980 | 0 |

Tabla 4.20. Puntos Finalmente retenidos para el perfil NCentral

Para la obtención del perfil de la roca se tuvo en cuenta los espesores máximos hallados así como los componentes a y b de las elipses de espesor para una mejor aproximación

del límite rocoso. En la figura 4.14 se puede apreciar el perfil del glaciar y de la roca, notándose una formación muy particular en lo que corresponde a los puntos 19 y 20, sitios en los cuales se recibieron ecos del orden de 1.28 y 1.30 microsegundos respectivamente que equivalen a espesores del orden de 116.8 m y 116.2 m.

El origen de esta depresión puede deberse a la formación de una depresión en el flanco norte del volcán como resultado de un colapso de flanco que afectó al Cotopaxi hace aproximadamente 4500 años AP (Hall & Mothes, com. pers.). Los vestigios de este depósito de colapso sectorial se encuentran al pie norte y nor-oriental del volcán. Este sector debe ser estudiado más en detalle para poder definir de mejor manera esta depresión.



Figura 4.14. Perfil del glaciar y del bedrock en el sector Norte Central.



En la figura 4.15 se puede apreciar en área rayada el sector de estudio.

Figura 4.15. Sitios de espesores de 116 metros.

Sector NE:

Corresponde a la tercera zona estudiada e inicia en el punto de cota 5149.9 msnm con unas coordenadas planas 785472 N. y 9925691 E.. Sobre este sector, se encontró un espesor del orden de 40 m.. Debido a la forma abrupta del relieve glaciar, fue necesario desplazar la medición más hacia el NE hasta llegar al punto de cota 5281.86 y con coordenadas planas 785827.97 N. y 9925607.66 E. desde donde se inició el perfil. En las figuras 4.16 y 4.17 se puede apreciar la zona de estudio y el punto de inicio del trabajo de campo de este perfil.



• Figura 4.16. Punto de inicio perfil NEste



Figura 4.17. Sector Nor-Este.

Este perfil consta de 8 puntos de estación y un total de 13 ecos de radar con los cuales se logró definir el substrato rocoso. El espesor máximo hallado fue de 56 m. En la tabla 4.3 se pueden apreciar los valores de los espesores de hielo hallados así como los elementos necesarios para la obtención de las elipses de espesor.

| | Distancia | Tiempo | Elipses | de espesor (m) |
|-------|-------------|--------|-----------|----------------|
| Punto | Antenas (m) | Msg | Espesores | (b) a |
| 29 | 10 | 0.30 | 27.55 | 28.00 |
| | 10 | 0.45 | 40.29 | 40.60 |
| 30 | 30 | 0.30 | 30.07 | 33.60 |
| | 30 | 0.60 | 56.85 | 58.80 |
| 31 | 25 | 0.28 | 27.84 | 30.52 |
| | 25 | 0.40 | 38.63 | 40.60 |
| 32 | 30 | 0.30 | 30.07 | 33.60 |
| 33 | 20 | 0.28 | 27.35 | 29.12 |
| | 20 | 0.35 | 33.54 | 35.00 |
| 34 | 30 | 0.25 | 25.29 | 29.40 |
| | 30 | 0.45 | 43.70 | 46.20 |
| 35 | 15 | 0.40 | 37.05 | 37.80 |
| 36 | 10 | 0.30 | 27.55 | 28.00 |

Tabla 4.3. Perfil Neste

| PUNTO | DISTANCIA | COTA GLACIAR | COTA ROCA | ESPESOR (m) |
|---------------|-----------|-----------------|--------------|----------------|
| 30 | 0 | 5282 | 5225 | 57 |
| 31 | 122 | 5209 | 5171 | 39 |
| 34 | 414 | 5016 | 4972 | 44 |
| 36 | 549 | 4952 | 4924 | 28 |
| bordehielo | | | | |
| obten de mapa | 739 | 4900 | 4900 | 0 |

Tabla 4.30. Puntos finalmente retenidos para el perfil NEste

En la figura 4.18 se puede apreciar el perfil del glaciar y su respectivo límite rocoso.



Figura 4.18 Perfil Neste

4.7. Medidas en el Sector Sur del volcán:

Para realizar las labores en la zona sur fue necesario trasladar el campamento con dirección sur. Las medidas de radar se efectuaron a partir de la cota 5058.03 sobre el punto con coordenadas planas 784836 N. y 9923417 E.. En las figuras 4.19 y 4.20 se pueden apreciar los glaciares estudiados y la zona de trabajo en el contexto general del volcán respectivamente.



Figura 4.19. Glaciares de la cara sur del Cotopaxi.



Figura 4.20. Zona medida en la cara sur del volcán.

Se realizaron 14 puntos de estación para un total de 27 medidas de radar con un valor promedio de 30 metros en la distancia entre antenas, resultando al final un espesor máximo del orden de 56 m. En la tabla 4.4 se pueden apreciar cada uno de los puntos de estación con sus respectivos espesores y valores de "a" y "b" para la obtención de las elipses de espesor.

| | Distancia | Tiempo | Elipses de Espesor | |
|-------|-----------|--------|--------------------|---------|
| Punto | Antenas | Msg | | |
| | | | Espesor (| (b) (a) |
| 37 | 30 | 0.30 | 30.07 | 33.60 |
| | 30 | 0.4050 | 48.12 | 50.40 |
| 38 | 5 | 0.33 | 29.01 | 29.12 |
| 39 | 30 | 0.35 | 34.70 | 37.80 |
| | 30 | 0.50 | 48.12 | 50.40 |
| | 30 | 0.60 | 56.85 | 58.80 |
| 40 | 30 | 0.39 | 38.33 | 41.16 |
| | 30 | 0.45 | 43.70 | 46.20 |
| | 30 | 0.50 | 48.12 | 50.40 |
| | 30 | 0.45 | 43.70 | 46.20 |
| 41 | 30 | 0.29 | 29.12 | 32.76 |
| | 30 | 0.40 | 39.23 | 42.00 |
| | 30 | 0.59 | 55.99 | 57.96 |
| 42 | 30 | 0.30 | 30.07 | 33.60 |
| | 30 | 0.50 | 48.12 | 50.40 |
| 43 | 30 | 0.30 | 30.07 | 33.60 |
| | 30 | 0.40 | 39.23 | 42.00 |
| 44 | 30 | 0.30 | 30.07 | 33.60 |
| 45 | 25 | 0.25 | 25.05 | 28.00 |
| | 25 | 0.25 | 25.05 | 28.00 |
| 46 | 30 | 0.40 | 39.23 | 42.00 |
| 47 | 30 | 0.40 | 39.23 | 42.00 |
| | 30 | 0.60 | 56.85 | 58.80 |
| | 30 | 0.8 | 74.10 | 75.60 |
| 48 | 30 | 0.40 | 39.23 | 42.00 |
| 49 | 30 | 0.38 | 37.43 | 40.32 |
| | 30 | 0.45 | 43.70 | 46.20 |

Tablaa 4.4. Perfil obtenido al sur del volcán Cotopaxi.

| PUNTOS | DISTANCIA | COTA GLACIAR | COTA ROCA | ESPESOR (m) |
|--------|-----------|--------------|-----------|-------------|
| 46 | 0 | 5401 | 5362 | 39 |
| 49 | 77 | 5378 | 5322 | 56 |
| 43 | 269 | 5286 | 5246 | 39 |
| 40 | 441 | 5206 | 5163 | 44 |
| | 814 | 5058 | 5058 | 0 |

Tabla 4.40. Puntos finalmente retenidos para el perfil Sur

En la figura 4.21 se puede apreciar el perfil del glaciar y su correspondiente límite rocoso.



• Figura 4.21. Perfil obtenido en la cara sur del volcán.

4.8. Conclusiones sobre los espesores encontrados:

Este conjunto de mediciones ofrece una muestra significativa de los glaciares del Cotopaxi, lo que permite emitir las siguientes conclusiones:

- Los <u>espesores medidos de los glaciares varían entre 28 y 57 metros</u>, con dos valores fuera de este rango (116 m) ubicados en el flanco norte del volcán. Los valores comprendidos entre 30-35 m y 40-50 m parecen ser los más comunes para los glaciares del Cotopaxi, por lo menos en los sectores norte y sur.
- Las mediciones fueron realizadas principalmente en <u>el sector Norte y</u> <u>secundariamente en el Sur, faltando sobre todo el sector oriental donde los</u> <u>glaciares son más importantes</u>.
- A pesar de un terreno a veces complejo, con muchas grietas y pendientes fuertes, se obtuvo generalmente una señal clara, y los espesores son coherentes de un punto al otro, (con algunas excepciones); se concluye que el método del <u>GPR ofrece una herramienta adecuada</u> para los objetivos buscados sobre este volcán.
- Los valores de 116 m muestran que existen discontinuidades en la forma del cono volcánico, especialmente en el flanco Norte. Esto sugiere irregularidades notables (calderas laterales o cañones sub-glaciares) en la capa de hielo que cubre el volcán, que podrían hacer variar localmente el rango de valores del espesor más común. Estas "irregularidades" merecen una atención especial por el <u>error que inducen</u> en la estimación del volumen de la capa de hielo y el <u>peligro que representan</u> (riesgo de almacenar de agua que podría desfogar en caso de erupción).
- Esta variabilidad muestra la necesidad de otras campañas de medición en otros sectores con el objeto de emitir conclusiones más definitivas.

5. PERSPECTIVAS FUTURAS: UN PROGRAMA DE MONITOREO GLACIOLÓGICO DEL VOLCÁN COTOPAXI Y DE OTROS VOLCANES DEL ECUADOR.

En esta última parte, sobre la base de los datos presentados más arriba y resultado de un trabajo preliminar, queremos aportar argumentos para recomendar un monitoreo glaciológico del volcán Cotopaxi. Se recuerda que el monitoreo vulcanológico del mismo es una realidad desde muchos años por parte del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional y este informe trata de añadir un nuevo campo de observación a los ya existentes. Una acercamiento multidisciplinario de un objeto tan complejo como lo son los riesgos de flujos de lodo, es la mejor garantía de que este problema reciba de parte de la comunidad científica un tratamiento más eficiente.

El programa de monitoreo de largo plazo que queremos proponer en el campo de la glaciología incluye dos campos principales:

- Un monitoreo de las áreas glaciares por fotogrametría;
- Continuar con las mediciones radar ya efectuadas.

5.1. Monitoreo por fotogrametría:

La fotogrametría, sobretodo en su forma digital, ofrece una herramienta de alta resolución para observar la evolución de las áreas del volcán cubiertas por glaciares. Los resultados cartográficos presentados en este informe demuestran que los glaciares del Cotopaxi indican actualmente una rápida regresión. Esta regresión se traduce por una reducción de área y también por una disminución de espesor.

Esta disminución de espesor se puede cuantificar de dos maneras:

- 1) Colocando una red de balizas sobre uno o dos glaciares del casquete tal como el sistema que existe sobre el glaciar 15α del Antizana (Francou et al., 2004; Francou et al., 2004; Cáceres et al., 2003);
- 2) Analizando modelos de fotografías aéreas tomadas según una periodicidad regular.

La primera es precisa, pero costosa "time-consuming" y limitada a solo uno o dos glaciares del volcán. La segunda es menos precisa, pero de igual forma menos costosa y se la puede extender a todos los glaciares del casquete.

<u>Se recomienda entonces la toma de una cobertura aérea de los glaciares del volcán</u> para luego calcular las evoluciones del área y del volumen entre dos años. La variación del volumen puede ser luego convertida en balance de masa (en equivalente-agua), utilizando los valores de densidad de la neviza y su espesor en función de la altitud, función que parece relativamente establecida, como lo hemos visto en el capítulo 4.

¿Cuál sería la periodicidad óptima de esta toma de fotos aéreas?

Extrapolando los datos de balance de masa obtenidos sobre el glaciar 15 del Antizana (Cáceres et al., 2003) (figura 5.1), se calcula que el espesor perdido anualmente por el

glaciar podría ser de unos 5 m de hielo al nivel del frente del glaciar (4800 msnm), pasando a un metro en los 5000 msnm. Esta pérdida de hielo representa el balance de masa en la zona de ablación del glaciar y no tiene que ser confundida con una pérdida de espesor del glaciar, ya que esta pérdida de hielo es parcialmente compensada por el flujo de hielo que viene desde las regiones superiores. En efecto un glaciar es un sistema que transfiere una masa de hielo acumulada en las regiones superiores (con balance positivo) hacia el frente donde el balance local (negativo) generalmente equilibra o supera el flujo de hielo viniendo de arriba. Sin conocer el balance de la zona de acumulación del glaciar, es difícil precisar la pérdida efectiva de espesor de los glaciares del Cotopaxi en su zona de ablación (ie a menos de ~5200 msnm). Basándose sobre un modelo digital de terreno (en base a fotografías aéras) de 1976 de calidad insuficiente, no se lo pudo hacer comparando los glaciares en este año con su extensión en 1997 (capítulo 3). Pero sabiendo que el frente del glaciar retrocede rápidamente desde hace más de 20 años, se estima que la disminución de espesor en un año va a ser seguramente superior a un metro, lo que es el margen de error vertical que puede alcanzar la fotogrametría digital en condiciones óptimas.



Antizana 15α: δb/δz

 Figura 5.1. Balance en función de la altura en el glaciar 15α del Antizana (Cáceres et al., 2003).

Entonces para hacer de tal manera que el margen de error de dicho método digital sea netamente inferior a la pérdida de espesor efectiva de los glaciares (considerando que el balance de masa de los glaciares puede ser positivo algunos años), <u>se recomienda una periodicidad mínima de 4 años para proceder a una toma de foto completa sobre el Cotopaxi</u>. De esta manera, se podrá estimar con un buen margen de precisión el balance de masa del glaciar. Para esto, los modelos tendrán que ser de óptima calidad y los glaciares en un estado que permita un análisis fino de los mismos: ausencia de nubes, ausencia de nieve fresca cubriendo los límites de los glaciares, etc..

Debido al alto costo de una cobertura fotográfica sobre una zona relativamente reducida como el Cotopaxi, se deberá obtener un financiamiento específico. El tratamiento de los modelos podrá ser efectuado por la oficina "Glaciares" del INAMHI, con la colaboración de la Universidad de Düsseldorf, entidad que posee los equipos y sofwares necesarios para este fin.

Por el momento, no se piensa recurrir a la fotografía satelital (sensores remotos) porque no ofrece la resolución adecuada para este tipo de investigación.

5.2. Densificación de las trazas radar:

La prospección-radar con GPR ha demostrado ser el método más adaptado para una estimación correcta del espesor de la capa de hielo del Cotopaxi. La presencia de una pendiente fuerte y de grietas no ha sido un obstáculo insuperable.

Pero, se requiere otras campañas para completar y densificar las líneas existentes que permitan llegar a una evaluación significativa del espesor de los glaciares. Por esto, recomendamos:

- a) Medir varias líneas en la parte este del volcán, donde están los glaciares más largos y aparentemente más alimentados por los flujos húmedos que vienen de la cuenca amazónica;
- b) Multiplicar las líneas transversas, particularmente rió arriba de glaciares estirados, cuyo frente se encuentra en un pequeño valle encajonado: esta configuración podría indicar la presencia de un cañón sub-glaciar con espesores 2 o 3 veces superiores a los medidos más generalmente (30-50 m).

Se estima la necesidad de efectuar 3 campañas con el propósito de considerar las situaciones más diversas.

5.3. Un modelo de flujo de hielo para extrapolar medidas locales a todo el casquete:

Un modelo de este tipo debe considerar primero una masa de hielo fluyendo sobre un cono perfecto. Tomando en cuenta que el hielo se encuentra a temperatura de fusión (0°C) en toda su masa (lo que es realista si se considera que el flujo geotérmico debe ser notable al nivel de bedrock, particularmente en la parte superior del cráter), un tal modelo es relativamente simple de concepción. Este modelo podara ser después perfeccionado para adaptarlo a la realidad, haciendo aparecer líneas de flujos más limitadas, considerando barrancos sub-glaciares al nivel de las lenguas más individualizadas.

5.4. Aplicación en el campo de la Hidrología:

La reducción de la superficie de los glaciares provocara una fuerte disminución de los recursos hídricos. Esto afectara directamente el abastecimiento de Quito, de su zona metropolitana y de la zona interandina. El monitoreo de los glaciares deberá también tener como objetivo de evaluar y prever esta reducción de recursos.

Por otra parte, se deberán continuar y completar los estudios de hidráulica para mejorar la estimación de las características de los lahares correspondiendo a diversos escenarios. Cuales son los modelos que permiten una mejor apreciación de la altura, velocidad y caudales que podrían ser alcanzados? Cuales zonas serán afectadas? Cómo ajustarlos? Etc

5.5. Un estudio multidisciplinario abarcando varios campos científicos:

El monitoreo glaciológico del Cotopaxi es una necesidad debido a la importancia que tiene este volcán. Puede ser considerado bajo tres aspectos o problemáticas diferentes:

- 1) El aspecto <u>del riesgo "glaciovolcánico</u>", con el riesgo de los lahares, infelizmente muy realista si se considera la historia de este tipo de evento en el pasado y si se toma en cuenta el efecto de este tipo de fenómeno en sectores de urbanización creciente (ver las consecuencias de la catástrofe de Armero, Colombia, en 1985).
- 2) El aspecto del <u>cambio climático</u> en el Ecuador. Es un campo que requiere una atención particular si se toma en cuenta la velocidad con la cual se reducen actualmente los campos de hielo en esta región del trópico.
- 3) El aspecto de la <u>variación de los recursos hídricos</u>, oriundos de los glaciares del Cotopaxi, las cuales disminuirán probablemente. Estos recursos representan una importante fuente de agua para sectores muy urbanizados, y en primer lugar el perímetro de la capital Quito.

Por estas razones, se justifica plenamente un monitoreo de los glaciares del volcán, un programa que se articularía perfectamente en torno al programa de vigilancia de la actividad volcánica de este nevado conducido actualmente por el Instituto Geofísico de la EPN. Este conjunto de observaciones formaría un esfuerzo multidisciplinario bastante completo de una zona sensible del país. Podría ser extendido después para otros glaciares ubicados en volcanes peligrosos como el Cayambe o el Antisana.

No cabe duda que un tal programa glacio-hidrológico seria factible, ya que en el país se desarrolla desde algunos años, <u>un programa de monitoreo de glaciares</u>, similar al propuesto, con el impulso del IRD, del INAMHI y del EMAAP-Q, el mismo que ya cuenta con <u>profesionales nacionales formados</u> para este fin y reconocidos internacionalmente.

6. REFERENCIAS

- Barberi F., Coltelli M., Frullani A., Rosi M. & Almeida E., 1995 : Chronology and dispersal characteristics of recently (last 5000 years) erupted tephra of Cotopaxi (Ecuador): implications for long-term eruptive forecasting. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 69(3-4): 217-239.
- Cadier E; Zevallos O; Vacca, A. Le glissement de terrain et les inondations catastrophiques de la Josefina en Equateur. Nîmes 1994, 23èmes journ. hydraulique, congrès de la SHF
- Cadier E., Villacis M., Paredes D, Maishinsho L, Bucher R, Brière J.; Variabilidad de los caudales de fusion de los glaciares del Antizana en Ecuador 2004, 2nd Symp. on Mass Balance of Andean Glaciers: Glacier shrinkage in the andes and consequences for water resources Huaraz 2004

- 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).
- Ercole(d') R., 1991 Vulnérabilité des populations face au risque volcanique. Le cas de la région du volcan Cotopaxi (Equateur). Géographie aménagement. Grenoble, Université Joseph Fourier, Grenoble 1: 459.
- Francou, B., Pouyaud, B. (con la colaboración de 13 otros autores), 2004: Método de observación de glaciares en los Andes tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos. Documento GREAT ICE (IRD) en versión CD : 240 p.
- Francou, B., Ramirez, E., Cáceres, B. & Mendoza, J., 2000 : Glacier evolution in the tropical Andes during the last decades of the 20th century. Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador. Ambio, 29, 7 : 416-422.
- 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'. Journal of Geophysical Research, 109, doi: 10.1029/2003JD004484.
- Funk, M., Bosch, H., & Valla, F., 1993 : Mesures des épaisseurs de glace par la méthode radar au glacier de Sarennes. Inédito.
- Hall M.L. & Mothes P.A., 1994 : Tefroestratigrafia Holocénica de los volcanes principales del Valle Interandino, Ecuador. El contexto geológico del espacio físico Ecuatoriano Neotectónica, Geodinámica, Volcanismo, Cuencas sedimentarias, Riesgos Sísmico. R. Marocco. Quito, Ecuador, Corporación Editora Nacional & Colegio de Geógrafos del Ecuador: 47-67.
- Hall M.L., Mothes P. & Eissen J.P., 2000 : Rhyolitic magma body and ascending basic andesites: bimodal Cotopaxi magmatism. AGU fall meeting, San Francisco, CA, American Geophysica Union.
- Hall M.L., Mothes P., Samaniego P., Yepes H. & Andrade D., 2004 : Mapa Regional de los peligros potentiales del volcán Cotopaxi Zona Norte. Ech. 1/ 50.000. Edit. IGM-IG/EPN-IRD-Embajada de Alemania en Quito. Hall M.L., Mothes P., Samaniego P., Andrade D. & Yepes H., 2004 Mapa Regional de los peligros potentiales del volcán Cotopaxi Zona Sur. Ech. 1/50.000. Edit. IGM-IG/EPN-IRD-Embajada de Alemania en Quito.
- Hall M.L., Mothes P., Andrade D., Truncoso L., Samaniego P., Eissen J.-P., Robin C., Alvarado A. & Yepes H., - Los peligros volcánicos asociados con el Cotopaxi. Serie Los peligros volcánicos en Ecuador, No. 3. Corporación Editora Nacional, IG-EPN, IRD, (en preparación).
- Hastenrath, S. 1981. The glaciation of Ecuadorian Andes. A.A. Balkema, Rotterdam
- Jordan, E., 1983: Die Vergletscherung des Cotopaxi-Ecuador. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 9 (1) : 73-102.
- Jordan, E., Ungerechts, L., Cáceres, B., Francou, B. & Peñafiel, A. en prensa: Photogrammetric determination of the ice loss at the Cotopaxi Volcano, Ecuador.
- Mothes P.A., Hall M.L. & Janda R.J., 1998 The enormous Chillos valley lahar: an ash-flow-generated debris flow from Cotopaxi volcano, Ecuador. Bulletin of Volcanology,59(4):233-244.
- Mothes P., Hall M.L., Samaniego P., Eissen J.-P. & Yepes H., 2004 New volcano hazard maps of Ecuador, IAVCEI General Assembly, Pucon, Chili.
- Narod, B. & Clarke, G.K.C., 1994 :. Miniature High-Power Transmitter for Radio-Echo Sounding, J. Glaciology, 40, 134:190-194.

- Newhall C.G. & Self S., 1982 The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical eruptions, Journal of Geophysical Research. 87:1231-1238.
- Samaniego P., Mothes P., Hall M.L., Yepes H., Castro M. & Aguilar J., 2004 : LAHARZ hazard maps for the Northern drainage of Cotopaxi volcano, Ecuador, IAVCEI General Assembly, Pucon, Chili.
- Schilling S.P., 1998 LAHARZ : GIS programs for automated delineation of lahar hazard zones, U.S. Geological Survey Open-file Report.
- Wolf T., 1878 : Memoria sobre el Cotopaxi y su última erupción acaecida el día 26 de junio de 1877. Imprenta del Comercio, Guayaquil, Ecuador: 64 pp.

7. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo, para el cual recordamos no logramos ningún financiamiento específico por parte de las autoridades gubernamentales, fue posible gracias a la buena voluntad de todos los 20 participantes y de sus respectivas 11 instituciones, que colaboraron con su tiempo, su personal y algunos equipos. Consideraron, la importancia vital para el Ecuador de poder mejorar la evaluación de estos peligros, como también el aspecto innovador de este tipo de estudio.

Agradecemos especialmente a:

Jair Ramírez, especialista de mediciones con Radar de Ingeominas, sin el cual este estudio no hubiera sido posible. El tuvo que dedicar sus vacaciones para realizar gratuitamente estas mediciones.

Ekehard Jordan y Lars Ungerechts Universidad de Dusseldorf, que pusieron a disposición sus datos, programas y conocimientos para realizar el estudio fotogramétrico de los glaciares conjuntamente con el Ing. Bolívar Cáceres.

Los vulcanólogos Pablo Samaniego, Diego Barba, Hugo Yepes y Minard Hall, del IG/EPN pos su apoyo, colaboración. Patricia Mothes por la colaboración prestada para la ubicación y medición de los puntos (DGPS) en el terreno.

Los Andinistas del Club de Andinismo de la EPN que participaron a todas las operaciones de medición radar en el campo.

Arturo Peñafiel del Instituto Geográfico Militar (IGM) por su valiosa colaboración en la medición manual de los puntos sobre la superficie glaciar (500000 puntos) y Al Instituto Geográfico Militar del Ecuador (IGM) por ceder las fotografías aéreas.

La Defensa Civil suministro una buena parte de los equipamientos necesarios al para el campamiento base de la expedición.

El INAMHI y la EMAAP-Q proporcionaron vehículos y chóferes

El IRD tuvo un papel de catalizador y asumió una parte de los gastos tanto en el campo como para la elaboración del presente estudio e informe.