

# 1 INTRODUCCION

## 1.1 ANTECEDENTES

El Volcán Cotopaxi es un centro volcánico activo, cuya historia eruptiva reciente señala erupciones con índice de explosividad volcánica (VEI) mayor a 4, para comparación se cita la erupción del volcán El Reventador de noviembre 2002 que registró un VEI =4 (Le Pennec et al., 2003).

Durante las erupciones del volcán Cotopaxi, los principales productos fueron caídas de piroclásticos, flujos piroclásticos y flujos de lava, que ocasionaron la fusión parcial del casquete de hielo que cubre la parte superior del edificio volcánico, dando como resultado flujos de lodo (lahares). Estos flujos han afectado zonas con densidad poblacional actualmente importante como son: al sur, los valles de Latacunga – Salcedo, por medio del sistema de drenajes de la cuenca alta del río Cutuchi, al norte, los valles de Sangolquí – San Rafael – Tumbaco, por medio de los drenajes del río Pita – Santa Clara, afluentes del río San Pedro, y al este, la cuenca del río Jatunyacu – Napo, al este del volcán por medio de los ríos Tambo y Tamboyacu.

Para evaluar el estado de actividad del volcán Cotopaxi en vista de una amenaza potencial, el Instituto Geofísico (IG) de la Escuela Politécnica Nacional se encuentra realizando un monitoreo volcánico con varias herramientas como son: la Sismología, GPS (Global Positioning System), EDM (Electronic Distance Meter), Inclínometría Electrónica, imágenes satelitales, Muestreo Geoquímico / Gases, Termografía Volcánica, AFM (Sistemas de Detección de Flujos de Lodo) y observaciones visuales con el propósito de evaluar de mejor manera el comportamiento y realizar un mayor monitoreo y alertas tempranas del Cotopaxi.

En julio de 1975 (Egred, inédito), el volcán Cotopaxi mostró indicios de una posible reactivación, debido al registro de un incremento de su actividad fumarólica. En enero de 2001, se registró un incremento y cambio en la actividad

sísmica con la presencia de eventos sísmicos de largo periodo grandes, tornillos híbridos, tremor y cambios superficial como aumento fumarólico, y deshielo del glaciar en las zonas altas del volcán, características no observadas en 26 años de monitoreo, y a partir de esta fecha la actividad no ha retornado al nivel considerado como base es decir eventos de largo periodo pequeños y volcanotectónicos en bajo número.

En noviembre del 2001, el IG registró en el volcán Cotopaxi una anomalía sísmica y térmica. La actividad sísmica estuvo caracterizada por un aumento en el número diario de eventos y el registro de nuevos tipos de señales sísmicas, cambios que se mantienen hasta la actualidad. Paralelo a esto, la actividad térmica superficial desde el 2001 estuvo caracterizada por un aumento en el número de fumarolas y el registró de temperaturas superficiales anómalas desde noviembre 2002, lo que ha provocado el deshielo de nieve y hielo en el cráter y en todos los flancos superiores del volcán (fuente).

## **1.2 JUSTIFICACION**

El volcán Cotopaxi es considerado como un volcán activo y el más peligroso del Ecuador (Hall et al., 2004, Hall et al., 2005). Las erupciones que ha tenido el Cotopaxi han sido devastadoras y han ocurrido aproximadamente una en cada siglo. La última erupción fue en 1877 y produjo lahares provocados por la fusión casi instantánea de volúmenes de glaciar del cráter y flancos (Hall et al., 2005, Egred inédito), que bajaron por todos los drenajes del volcán y produjeron graves daños en las poblaciones localizadas al norte, sur y oriente del volcán.

Una futura erupción del Cotopaxi tendrá efectos catastróficos en sus alrededores con el riesgo de producir lahares que afectarán zonas que en la actualidad son densamente pobladas, como por ejemplo: poblaciones de las provincias del Cotopaxi, Tungurahua, Pichincha, Esmeraldas y Napo. Causando no solo un fuerte impacto por las pérdidas humanas, sino por la afectación a infraestructuras de desarrollo y la economía del país.

La misión del Instituto Geofísico (IG) es contribuir a la reducción del impacto negativo de los fenómenos sísmicos y volcánicos en la población y su economía, a través de la vigilancia permanente, la investigación científica, el desarrollo y la aplicación tecnológica, promoviendo la creación de una cultura de prevención. Para cumplir con uno de los objetivos del IG, que es desarrollar y disponer de las herramientas tecnológicas y de la capacidad técnica propia, se plantea la realización de estudios termográficos de los volcanes activos del Ecuador con el fin de monitorearlos y alertar de posibles cambios a nivel superficial. El IG inició el monitoreo térmico del Cotopaxi desde noviembre 2002, gracias al apoyo del Instituto de Sensores Remotos (Fernerkundung /Remote Sensing) BGR de la República Federal de Alemania.

Con la información obtenida del monitoreo térmico del Cotopaxi se desarrolló el presente estudio, el cual se orienta a realizar el análisis de la distribución de anomalías térmicas en el volcán, como un aporte al conocimiento de precursores volcánicos frente a un eventual proceso de reactivación de uno de los volcanes más activos del país.

Además, se pretende contribuir al desarrollo de un sistema de alerta temprana, que aportará al conocimiento de los procesos que tienen lugar en el volcán, proporcionando medidas directas de la actividad térmica, determinando zonas anómalas de alta temperatura en el volcán, información que será complementada con otras técnicas de monitoreo que utiliza el IG.

Según Calvari et al., (2003) la técnica de la termografía ayuda a entender los cambios superficiales que se producen en un volcán. Esta técnica ha sido utilizada en la vigilancia de varios volcanes de Italia, uno de los cuales es el Stromboli, obteniéndose buenos resultados, ya que se han detectado planos de fracturas y se han realizado mapeos de flujos de lava.

## **1.3 OBJETIVOS DEL ESTUDIO**

### **1.3.1 OBJETIVO GENERAL**

Este estudio tiene como objetivo general conocer el estado de actividad del volcán Cotopaxi integrando a la red de monitoreo la información termográfica.

### **1.3.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS**

El presente estudio tiene como objetivos específicos:

- Estudiar la distribución de temperaturas superficiales en el cráter y en los flancos superiores del volcán Cotopaxi en el período desde noviembre de 2002 hasta marzo de 2005, para lo cual se caracterizará la actividad térmica del volcán, determinando la localización, extensión y variaciones de temperatura en los flancos superiores y en el cráter interno.
- Determinar la relación entre las medidas térmicas con la actividad sísmica del edificio volcánico durante el período noviembre de 2002 hasta marzo de 2005.

### **1.4 ALCANCE**

Para este estudio se conformó una base de datos térmicos registrados desde noviembre de 2002 hasta marzo de 2005 para el Cotopaxi, obtenidos mediante el uso de imágenes térmicas por medio de la Cámara ThermalCAM<sup>PM</sup> 695. Esta base permitió establecer una zonificación de las anomalías térmicas en el cráter y flancos superiores en el período de estudio, ubicando las anomalías en un mapa topográfico digitalizado a 1:25000.

Utilizando la base de datos sísmicos del Cotopaxi del IG, se presenta el estado de la actividad sísmica del volcán, entre el período 2001 - 2005 y posibles premonitores para la actividad anómala registrada a comienzos del 2001. A pesar de que la actividad sísmica no retorna al nivel base o normal luego del 2005, este estudio no sobrepasa esta fecha.

Finalmente, se realizó una correlación entre los datos sísmicos y térmicos dentro del período de estudio. Los demás sistemas de monitoreo no son tomados

en consideración porque carecen de un nivel base de comportamiento debido a la existencia de períodos muy largos de tiempo sin información.

## **1.5 METODOLOGIA**

Para el desarrollo del estudio se efectuó una recopilación, análisis y síntesis geológica de la historia eruptiva del volcán Cotopaxi. Referente a su comportamiento actual, se compiló las bases de datos del monitoreo del volcán obtenidas por el IG desde 1975 hasta el 2005 y todos los estudios realizados en este campo.

Se compiló información relacionada con el monitoreo termográfico y los equipos utilizados en esta actividad.

Se realizó un trabajo de campo que consistió en la obtención de un total de 457 imágenes térmicas, más de 1000 fotografías digitales, parámetros climáticos (por ejemplo: humedad, temperatura ambiente) y distancias (cámara – volcán) mediante sobrevuelos efectuados en las aéreas de los flancos superiores y del cráter del Cotopaxi.

El trabajo de laboratorio consistió en:

- Depurar la base de imágenes térmicas para realizar el análisis y procesamiento de los datos obtenidos durante el período noviembre 2002 – marzo 2005, por medio de un programa de cálculo propio del software de la cámara infrarroja: ThermaCAM Researcher 2002.
- Se ejecutó un análisis de los eventos sísmicos ocurridos en el volcán durante el período de observación con la información obtenida de la base de datos sísmicos internos del IG.
- Se recopilaron y evaluaron los parámetros climáticos en la zona del volcán Cotopaxi, en el período 1999 – 2004.
- Se efectuó una síntesis del uso de la técnica de termografía infrarroja de la biblioteca del IG.

- Se digitalizó un mapa topográfico escala 1:25000 del volcán Cotopaxi.

Posteriormente se realizó una interpretación de los datos de temperatura de las zonas de interés encontradas durante el procesamiento, con el propósito de zonificar las anomalías que se determinaron y ubicarlas sobre el mapa topográfico digitalizado, para tratar de correlacionar las temperaturas en función del tiempo y del espacio con la información sísmica

Se realizó un estudio “multitemporal” en base a los análisis de las imágenes térmicas y de las fotografías digitales para determinar las variaciones térmicas de las zonas anómalas del estudio. Las áreas fueron medidas utilizando las imágenes térmicas y digitales de la zona de interés con el programa AutoCAD-2005, escalando las imágenes con la extensión 800 m (N-S) y 650 m (E-W) del cráter.

Para determinar la posible correlación entre la actividad sísmica y la presencia de las anomalías térmicas del Cotopaxi, se utilizó los eventos sísmicos (LP, HB, VT y Tremor) como datos permanentes y las temperaturas máximas de cada zona como datos puntuales, y se buscó una relación causa – consecuencia entre esta información.

Al final de este estudio se recopiló toda esta información y se obtuvieron los resultados y conclusiones para la elaboración del presente Proyecto de Titulación.

## **1.6 MARCO REFERENCIAL DEL VOLCAN COTOPAXI**

### **1.6.1 UBICACION Y ACCESO**

El Volcán Cotopaxi (Latitud 0°38'S, Longitud 78°26' W, 5897 msnm), se localiza hacia el borde occidental de la Cordillera Real del Ecuador, en las Provincias de Pichincha y Cotopaxi, a 60 km al sureste de Quito, capital de la Republica del Ecuador (Fig.1-1).

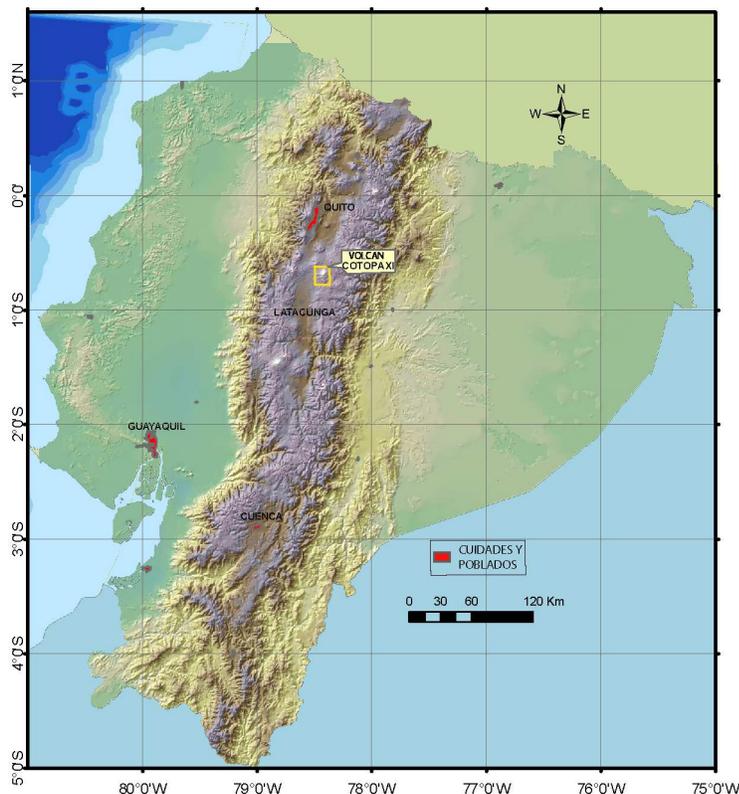


Fig.1-1. Localización del Volcán Cotopaxi en la Republica del Ecuador.

La principal vía de acceso al volcán Cotopaxi es la carretera Panamericana Sur, que sale desde Quito hacia el Sur con dirección a la provincia del Cotopaxi, el ingreso principal se encuentra por el Parque Nacional Cotopaxi (zona de Lasso), 17 km al oeste del volcán. Las vías de acceso y caminos a la zona del Cotopaxi son de segundo y tercer orden y permiten facilidades de trabajo en todos los flancos del mismo, el camino principal dentro del Parque bordea el flanco occidental y norte del volcán facilitando la llegada al refugio “José Rivas” a 4.720 msnm.

### 1.6.2 MORFOLOGIA

El Cotopaxi (5897 msnm) es un estrato volcán de forma cónica, altamente simétrico, cuyos flancos tienen pendientes que varían entre 27° y 35° (Instituto Geofísico, 1991) con un diámetro basal de 22 km (Hall, 1977; Ramón, 1979). El

cráter del volcán presenta forma ovalada (Fig. 1-2), con diámetros de 800 m en el eje norte- sur y de 650 m en el eje este-oeste (Hradecká et al., 1974; Ramón, 1979), con una profundidad de 200 m, y en su fondo presenta un pequeño cono piroclástico (Ramón, 1979. Barberi et al., 1995).

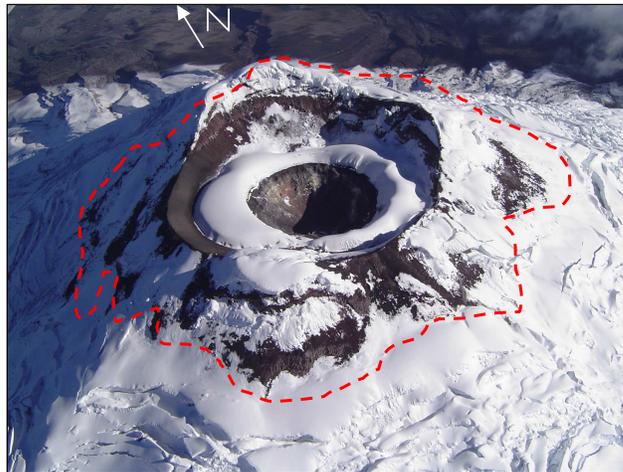


Fig. 1-2. Volcán Cotopaxi, cubierto por glaciares, cono piroclástico anidado en el interior del cráter (Rivero D. 2004). La línea roja entrecortada representa el área de trabajo de éste estudio.

Los flancos inferiores del Cotopaxi muestran gruesas secuencias de material volcánico como: lavas, bloques, capas de bombas volcánicas, lapilli y ceniza. Se pueden observar flujos de lava jóvenes en casi todos los flancos del cono que descienden hasta la cota de ~4000 m. Una amplia cubierta de depósitos (tefra) de las erupciones pasadas, en especial de la de 1877, se extiende sobre todo el perímetro de la base del cono (Wolf, 1892, Hall et al., 2005). Estos depósitos recientes cubren grandes áreas y se observa principalmente cerca de Limpiopungo, a lo largo del río Pita, al pie Oeste y Este del volcán (Hall et al., 2005).

### 1.6.3 CLIMA Y VEGETACION

El Cotopaxi por su ubicación geográfica se encuentra en una zona que corresponde a clima de páramo. Con una temperatura media anual entre 6-7 °C,

una velocidad de viento mayor a 9 m/s, con precipitaciones anuales que varían entre los 1000 y 1200 milímetros (INAMHI. 2005).

La región bioclimática en la zona alrededor del volcán Cotopaxi, corresponde al Bosque Muy Húmedo Montañoso con páramos gramínoideos o pajonales (Ramón 1979, Ministerio del Ambiente, 2004).

#### 1.6.4 HIDROGRAFIA

El sistema de drenaje en el volcán Cotopaxi esta representado por tres ríos principales los cuales se indica a continuación:

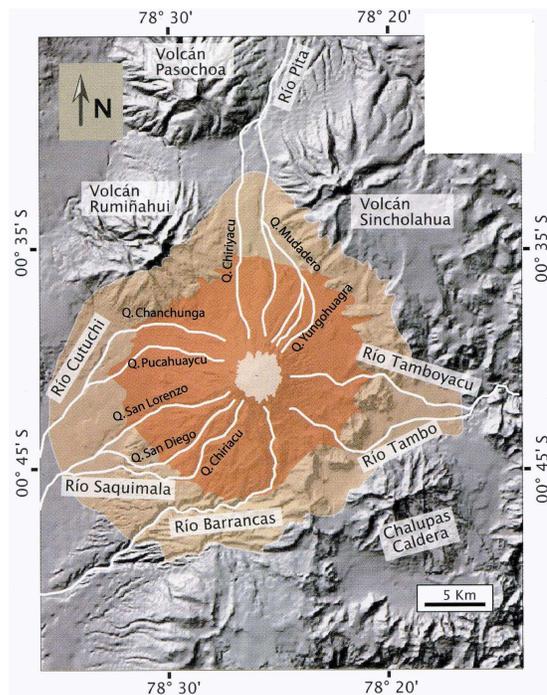


Fig.1-3. Mapa Hidrológico del Volcán Cotopaxi (Modificado de Mothes P., 2005).

a) El río Cutuchi (Fig. 1-3) nace en el lado occidental del volcán Cotopaxi que proviene de las principales quebradas: Chanchunga, Pucahuaycu, tiene un afluente en este sector que es el río Saquimala que proviene de las quebradas Chiriacu, San Lorenzo y San Diego.

En el lado sur del Cotopaxi nace el río Aláques que esta conformado por los ríos Barrancas y Tolugchi, que posteriormente desembocan en el río Cutuchi y finalmente, sus aguas se dirigen hacia la cuenca Amazónica.

b) En el lado oriental del volcán aparece el río Hualpaloma que proviene de las quebradas Chiriyacu y Yungohuagra, que luego, al unirse en la quebrada Mudadero proveniente del Sincholagua toma el nombre de río Pita (Fig. 1-3).

El río Pita es un afluente principal del río San Pedro que corre hacia el norte del volcán y se une con los ríos Guayllabamba y posteriormente el Esmeraldas hasta desembocar en el Océano Pacífico.

c) En la vertiente sur – oriental del volcán Cotopaxi se forman los ríos Tambo y Tamboyacu (Fig. 1-3) que posteriormente conforman el río Vallevicioso el cual desemboca en río Napo y finalmente llega al Amazonas.

### **1.6.5 POBLACION Y ECONOMIA**

La población que se encuentran en mayor riesgo por los flujos de lodo y caída de ceniza están alrededor del volcán Cotopaxi y distribuida en dos provincias principales:

- Provincia de Cotopaxi con 360.324 habitantes distribuida en 7 cantones: Latacunga, Salcedo, La Maná, Pángua, Pujilí, Saquisilí y Sigchos. Estos a su vez se dividen en 11 parroquias urbanas y 33 rurales. En porcentajes, el 73,2 %, es decir 263.833 habitantes se encuentran en el sector rural y el 26,8% (96.491 habitantes) en la zona urbana (INEC, 2005).
- Provincia de Pichincha, con el cantón Machachi el más cercano al volcán Cotopaxi con 62.888 habitantes en el sector rural y urbano. En porcentaje corresponde al 2.6% del total de 2.388.817 habitantes de toda la provincia (INEC, 2005).

El desarrollo agrícola y ganadero alrededor del volcán Cotopaxi es la principal fuente de ingresos económicos para los habitantes de las dos provincias mencionadas anteriormente, exportan flores, brócoli, tubérculos y cereales entre otros productos (Ministerio del Ambiente, 2004).

En minería, la mayor explotación se la realiza con materiales no metálicos como son piedra pómez, arcilla, arena, (Ministerio del Ambiente, 2004).

El turismo ecológico ha tomado auge en la provincia de Cotopaxi, con las visitas al Parque Nacional Cotopaxi y las ascensiones a la cumbre del volcán, constituyendo un significativo ingreso económico tanto para la provincia como para el país (Ministerio del Ambiente, 2004).

## **1.7 ESTUDIOS ANTERIORES SOBRE LA ACTIVIDAD VOLCANICA DEL COTOPAXI**

La investigación geológica del Cotopaxi tiene sus inicios desde 1751 con La Condamine y posteriormente por los geólogos alemanes en el siglo XIX, como Von Humboldt, Reiss W., Stübel A., Wolf T., Meyer H. y otros.

Los trabajos mas importantes que han sido de interés para el presente estudio se detallan a continuación:

- Reiss y Stübel (1874) realizan una ascensión a la cumbre del volcán Cotopaxi en noviembre de 1872. Los autores describen las lavas y los gases que salen de las rajaduras de la lava (vapor de agua) en su camino a la cumbre. Realizaron medidas de fumarolas con un termómetro encontrando valores mayores a 68 °C y determinaron la presencia de ácido sulfuroso, clorhídrico y yeso en la zona del cráter.
- Wolf T. y Sandoval A. (1878) realizaron una ascensión al volcán después de la erupción el 9 de septiembre de 1877 y constataron que el espesor de la capa de ceniza fue de 0.50 m a 3620 msnm. Los autores describen

que la cantidad de materiales volcánicos depositados en los flancos superiores, la arena y el lapilli se mezclaba con trozos grandes de lava escoriácea. Wolf narra que “en la cercanía del cráter por todas partes se descubrían grandes montones de lava y en todas partes se cruzaban grietas y rajaduras de las fumarolas”. Los autores hicieron medidas de temperatura superficial con un termómetro en fumarolas y material volcánico encontrando los siguientes valores: en el cráter de 35 – 40 °C y en Yanasacha 29 – 35 °C y determinaron la presencia de ácido clorhídrico en gran cantidad en la cumbre del volcán.

- Whymper (1880) realizó una descripción del ascenso al borde del cráter del volcán Cotopaxi el 18 de febrero de 1880. El autor constató que en la cúspide la capa de nieve y hielo se había fundido en gran parte. Además había un empinado bloque de cenizas y lapilli totalmente sin nieve en la cumbre, mientras que el fondo del cráter estaba lleno de lava, sin evidencias de que haya rebozado el borde del cráter. Realizó 3 medidas de temperatura con un termómetro en la superficie de un campamento que levantó en el lado occidental con valores de 50, 72.5 y 110 °C.
- Martínez N. (1911) constató desde el límite de las nieves perpetuas en los flancos entre 4.750 - 5.700 msnm que no se encontraban bancos de hielo o estaban sumamente fraccionados y en vías de desaparecer. El autor describe a 5.800 msnm que el hielo era más consistente, pero tendía a disolverse, y a 50 m cerca del borde del cráter ya no había hielo, a pesar de lo cual en las otras pendientes del volcán, no se notaban alteraciones en las rocas.
- Martínez N. et al., (1912) realizaron un ascenso al Cotopaxi el 25 de abril 1912. Durante la presencia de los investigadores en el borde del cráter, constataron exhalación de vapores y de extraños ruidos procedentes del interior del cráter; acerca de los deshielos, los expedicionarios comprobaron que en los flancos Norte y Oeste eran más pronunciados y en el Este eran menores y circunscritos únicamente a las cercanías del

cráter. Martínez encontró campos relativamente extensos desprovistos de hielo. Sobre la causa de este fenómeno, la única explicación que se les ocurrió a los investigadores fue que se había producido por el calentamiento del suelo con calor salido por las grietas, por lo que hicieron medidas de temperatura, encontrando que a treinta metros del cráter el termómetro marcaba 30°C y en otro sitio 12°C, mientras que la temperatura ambiental era de -0.5°C.

- Narebski et al., (1973) realizan un estudio de las alteraciones y la mineralogía de las lavas andesíticas en el cráter del volcán Cotopaxi, reconociendo varias fumarolas en interior del cráter en Septiembre de 1972, con temperaturas en el rango de 80 – 81 °C, también reconocen gases como H<sub>2</sub>S, H<sub>2</sub>O (probablemente mas oxido de sulfuro) y CO<sub>2</sub>, en el extremo Norte y Oeste del cráter.
- Hradecká et al., (1974), en su trabajo publicaron un estudio geológico muy importante para los años 70 con referencia al volcán, donde realizaron levantamientos geológicos, petrográficos, estudios químicos de las rocas y elaboraron un mapa geomorfológico del Cotopaxi. Los checos hicieron el primer descenso por el extremos sur oriental al cráter, realizaron varios muestreos de rocas del interior del cráter y midieron las temperaturas de las fumarolas del cráter y flanco occidental con valores mayores a 30°C.
- Hall (1977) realiza un resumen sobre el conocimiento actual de los volcanes del Ecuador. El autor presenta un mayor énfasis de los volcanes activos o en estado latente como es el caso del Cotopaxi, Tungurahua, Sangay, Guagua Pichincha, Reventador entre otros. El autor muestra para el Cotopaxi una descripción geológica y una breve historia de la actividad eruptiva y estado actual del volcán.
- Ramón (1979) inició el monitoreo sísmico del Cotopaxi con apoyo de la NASA (USA) y la Escuela Politécnica Nacional. Este autor realiza una

descripción de la instalación de instrumentos geofísicos (una estación sísmica y dos inclinómetros) en el volcán Cotopaxi, sugiere que el volcán se mantuvo en un estado de reposo durante el período de estudio, entre 1977 – 1978, y efectúa observaciones visuales de los cambios de deshielo que se han producido en las partes superiores del Cotopaxi.

- Barberi et al., (1995) realizan una cronología y características de la dispersión de la tefra del Cotopaxi. Los autores indican que el primer proceso eruptivo del volcán fue del tipo pliniana, episodios piroclásticos y sucesiones de pequeños flujos de lava. Los depósitos que dataron se encuentran cerca del río Pita y consisten de escombros de avalancha menor a 5000 aAP, con una estratigrafía de 22 niveles de tefra de las cuales 7 son de 1534, 1768 y 1877. Los autores indican que durante cada gran actividad eruptiva la fusión de los glaciares en la cumbre y flancos, produjeron flujos de lodo devastadores.
- Ruiz et al., (1998) realizan un análisis de la actividad sísmica del volcán entre enero de 1989 y septiembre de 1997. En este estudio sugieren los autores que los sismos volcánicos son resultado de la interacción entre el cuerpo de agua subterránea que se alimenta por el glaciar y intrusiones magmáticas.
- White (2002), elabora un sumario de la actividad del Cotopaxi analizando la historia eruptiva reciente, la actividad sísmica entre septiembre 2001 – enero 2002. El autor asume que la anomalía sísmica en ese período de tiempo es el resultado de una intrusión de magma.
- Hall et al., (2005) hacen un estudio de: a) la historia eruptiva del volcán Cotopaxi con un detallado enfoque en las formaciones geológicas, b) el estado actual del volcán con escenarios eruptivos, c) evaluación de los peligros volcánicos. Los autores elaboran un mapa de la historia volcánica del volcán Cotopaxi.

- Troncoso (2005) analiza la actividad sísmica anómala del volcán Cotopaxi y su vínculo con la sismicidad de la zona de Pastocalle en el período 2001 – 2002. La autora en este estudio trata en especial los distintos tipos de eventos sísmicos producidos a partir de la intrusión de noviembre del 2001 y la perturbación en el edificio volcánico desde esa fecha.
- Instituto Geofísico (2002 – 2005) elabora una serie de reportes semanales y anuales como resultado del monitoreo permanente en tiempo real, que presentan además resultados de las otras técnicas de monitoreo volcánico como deformación, geoquímica, visual, gases en el Volcán Cotopaxi. (información no publicada).

## 1.8 DESARROLLO DEL PRESENTE ESTUDIO

Con el fin de orientar al lector en la estructura del presente trabajo, a continuación resumo de manera breve el contenido de cada capítulo:

En el **Capítulo II**, se realizó una síntesis de la compilación de documentación bibliográfica para el marco geológico del volcán Cotopaxi en lo referente a la fisiografía, litoestratigrafía, tectónica local, actividad histórica y geológica, con el propósito reconocer el grado de riesgo hacia las poblaciones aledañas al volcán. Se resaltó el registro de la actividad eruptiva de los últimos 5 siglos y se introduce la geología de las zonas anómalas establecidas en el Capítulo III.

En el **Capítulo III**, se presentan definiciones referentes a la termografía y una breve descripción de la cámara infrarroja. Además se muestra el análisis y la interpretación de las imágenes térmicas, donde se determina las 5 zonas anómalas en el cráter y de los flancos superiores del Cotopaxi durante el período noviembre 2002 – marzo 2005.

En el **Capítulo IV**, se presenta un compendio de la información de la sismicidad volcánica obtenida en el período 2001 - 2005 por el IG, se realiza una correlación de los eventos sísmicos permanentes con los datos térmicos puntuales encontrados en el capítulo anterior, del volcán Cotopaxi.

Finalmente, en el **Capítulo V**, se resume las conclusiones de la actividad sísmica - térmica del volcán Cotopaxi, registrada durante el período noviembre 2002 – marzo 2005, y las recomendaciones realizadas en el presente estudio.

## **2 SINTESIS GEOLOGICA, Historica y eruptiva DEL VOLCAN COTOPAXI**

### **2.1 INTRODUCCION**

Este capítulo tiene como objetivo presentar una síntesis geológica y eruptiva y la descripción de los fenómenos volcánicos producidos en los últimos tiempos, con el propósito de correlacionar el tipo de geología con las anomalías térmicas y el grado de riesgo que representa una erupción eminente del volcán Cotopaxi, hacia las comunidades aledañas y población ecuatoriana en general.

En la época histórica del Ecuador (desde 1534) los ciclos eruptivos del Cotopaxi han ocurrido con un promedio de uno cada siglo, es así que las erupciones se han presentado durante 1532-34, 1742-44, 1766-68, 1853-54 y 1877-80, con un total de 18 erupciones importantes registradas por los historiadores. Se ha podido establecer que han ocurrido 6 eventos con un índice de Explosividad Volcánica VEI =3, 10 eventos con un VEI =4, y 2 eventos eruptivos con VEI >4 (Hall et al, 1992).

Durante las erupciones del volcán Cotopaxi, los principales productos volcánicos fueron caídas de ceniza de pómez o escoria y flujos piroclásticos que se extendieron desde 6 a 12 Km desde el cráter. Los flujos de lava que produjeron la fusión parcial del casquete glaciar dieron como resultado flujos de lodo (lahares). Estos flujos de lodo son el principal peligro en un caso de una reactivación del volcán, debido a que históricamente han afectado zonas que en la actualidad presentan una densidad poblacional importante como son: los valles de Latacunga – Salcedo por medio del drenaje del río Cutuchi al sur, y los valles de Sangolquí – San Rafael (Valle de los Chillos) por medio de los drenajes de los ríos Pita – Santa Clara y San Pedro.

En la actualidad el desarrollo de las ciudades ha provocado un aumento importante de infraestructuras (obras civiles, población en general) en la trayectoria de drenajes de los lahares, mostrando una alta vulnerabilidad y un alto riesgo en la población.

Miller et al., (1978) califica al Cotopaxi como un volcán peligroso debido a la frecuencia relativamente alta de sus erupciones y su tendencia a producir grandes flujos de escombros.

## 2.2 MARCO GEOLOGICO

### 1.3.1 FISIOGRAFIA

Con formato: Numeración y viñetas

El ambiente geológico de la zona de estudio se encuentra enmarcado en la Cordillera Real, con varios estrato volcanes activos, entre ellos el volcán Cotopaxi, el cual se caracteriza por presentar un edificio volcánico de forma cónica, construido por el apilamiento de coladas de lava y capas de ceniza – escoria emitidas en las sucesivas erupciones, y con flancos con fuertes pendientes mayores a 20°. El cono se encuentra morfológicamente bien diferenciado de los valles que lo rodean, que son grandes planicies dentro del Callejón Interandino formados por la acción de los drenajes y las estructuras tectónicas presentes en el área.

Factores como la litología, actividad eruptiva, elementos estructurales y el clima son los condicionantes principales para la acción de los procesos erosivos que generan los cambios del relieve con los depósitos de morrenas, cuellos volcánicos (Morurcu) y hummocks hacia el lado nororiental del edificio volcánico.

El volcán Cotopaxi tiene como principal característica la presencia de un casquete glacial, que se extiende hasta los 4600 msnm en el lado oriental y sobre los 5000 msnm en los otros flancos.

### 2.2.2.1 Casquete Glaciar del Volcán Cotopaxi

Los primeros estudios cuantitativos del tamaño (área y volumen) del glaciar del Cotopaxi fueron realizados por Jordan (1983) en base a estudios de fotografías aéreas tomadas por el IGM entre 1976 - 1997, así con la ayuda de controles de campo, Jordan pudo dividir al casquete glaciar del Cotopaxi en 19 glaciares y estimar el tamaño correspondiente a cada uno de las secciones de glaciar para poder obtener el valor total del tamaño del glaciar del volcán (Tabla 2-1).

Cáceres (2005) en base a la metodología anterior, realizó el análisis de las fotografías aéreas tomadas por el IGM entre 1997 – 2003, determinando la evaluación del tamaño del casquete glaciar del volcán Cotopaxi (Tabla 2-1), y concluye que la disminución del casquete glaciar en los últimos 30 años desde abajo hacia arriba es debido al calentamiento global.

Autor	Año	Area (km <sup>2</sup> )	Volumen (m <sup>3</sup> )
Jordan (1983)	1976	21	1 063' 375 000
Jordan (1983)	1997	15	731' 625 357
Cáceres. (2005).	2003	14	698' 606 380

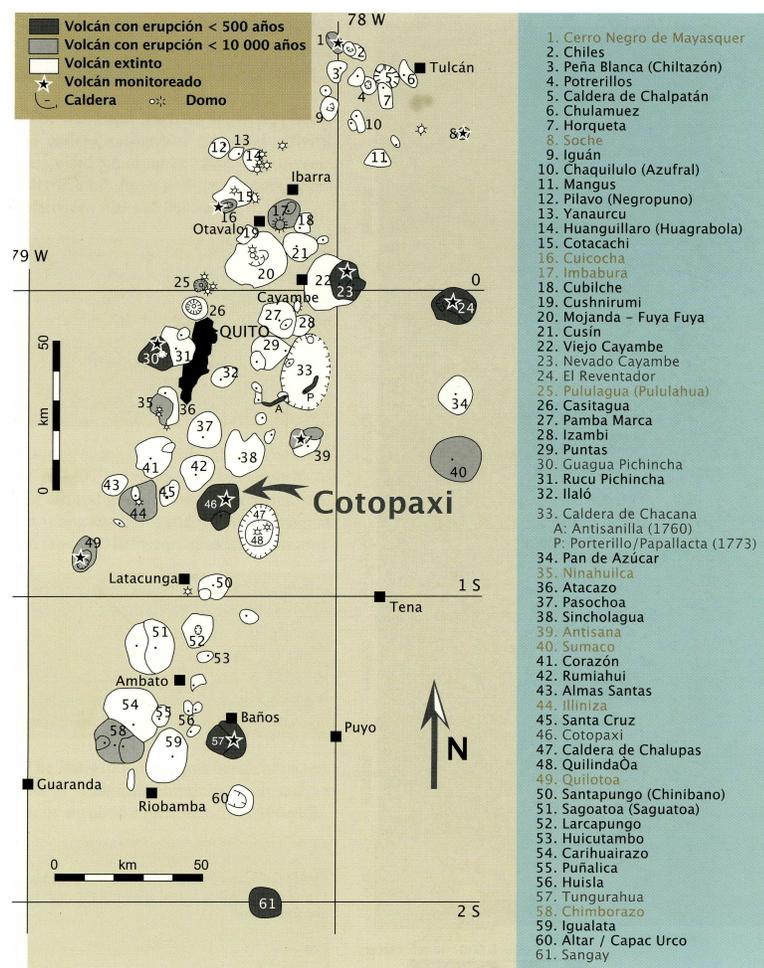
Tabla 2-1. Valores del tamaño del casquete glaciar del Cotopaxi.

### 2.2.2 VOLCANISMO EN EL ECUADOR

En el Ecuador, los volcanes están distribuidos en cuatro filas o zonas denominadas: Cordillera Occidental, Valle Interandino o Depresión Interandina, Cordillera Real y Tras arco.

Según Barberi et al. (1988) en la Cordillera Occidental son estrato volcanes con edades no más viejas que 1.3 Ma (Fig. 2-1). En esta cordillera se encuentran el Chimborazo, Carihuairazo, Quilotoa, Iliniza, Corazón, Ninahuilca, Guagua y Ruco Pichincha, Casitagua, Pululahua, Cuicocha, Iguán, Chiles, Cerro Negro de Mayasquer y otros volcanes de menor tamaño (Hall y Beate 1991).

Los volcanes del Valle Interandino (**Fig. 2-1**) en la parte norte se encuentran los volcanes Mojanda, Imbabura y Cubilche, entre Quito y Latacunga se encuentran los volcanes Rumiñahui, Pasochoa e Ilaló, al Nor - Oeste de Ambato se encuentra el Sagoato, al norte de Riobamba se ubican los volcanes Igualata, Llimpe y Mulmul, al Sur de Riobamba tenemos el Tulabug y Aulabug (Barberi et al., 1988; Hall y Beate 1991).



**Fig. 2-1.** Mapa de los Volcanes Plio – Cuaternarios del Ecuador. Leyenda: 1) Volcanes con erupción < 500 años, 2) Volcanes con erupción < 1000 años 3) Volcanes extintos 4) ★Volcán monitoreado 5) Caldera 6) ☆ Domos. Modificado de Litherland et al.; (1993).

En la Cordillera Real (**Fig. 2-1**) los ventos de emisión no se encuentran alineados, sino que más bien su distribución sobre el basamento es algo dispersa (Hall y Beate, 1991). Entre los principales volcanes se encuentran: Cayambe,

Antisana, Cotopaxi, Tungurahua, El Altar, Sangay, Quilindaña, Chalupas, Sincholagua, entre otros.

Los volcanes del Oriente o Tras-Arco (Fig. 2-1) son los menos conocidos en comparación con los de las otras filas y son: Reventador, Pan de Azúcar, Yanayacu y Sumaco (Hall. 1977).

### **2.2.3 GEOLOGIA REGIONAL**

En el Triásico superior de forma contemporánea al magmatismo continental se desarrolló un arco de isla con sus ambientes asociados (División Alao), hoy ubicado en la parte occidental de la Cordillera Real (Litherland et al., 1994).

En el Cretácico inferior en la Cordillera Real se produce un evento tectónico de importancia atribuido a la colisión del arco de isla Alao, denominado evento Peltetec (120 Ma). Esta colisión causaría el desmembramiento y rotación de la Cordillera Real en la parte sur, para formar la Cuenca Alamor Lancones y el Bloque Amotape Tahuín (Litherland et al., 1994; Jaya D. 2005).

En el Cretácico Superior, en la Cordillera Real hay evidencias de la ocurrencia de un evento magmático (Plutones Pimampiro, Magtayán, San Lucas, Catamayo, Condue). Y producto del proceso acrecionario se generó el levantamiento de la Cordillera Real, depositándose hacia sus bordes sedimentos producto de su erosión: Formación Yunguilla hacia el oeste y la Formación Tena hacia el oriente (Jaillard et al., 1995; Hughes y Pilatasig 2002, Jaya D. 2005).

En el Paleoceno - Eoceno, en la parte centro y sur de la Cordillera Occidental, se desarrolló un arco volcánico sobre el basamento oceánico (Unidad Macuchi) y sobre el basamento continental (Formación Sacapalca y parte de la Formación Saraguro). En la Costa se formaron depósitos turbidíticos (Grupos Azúcar y Ancón, Formaciones San Eduardo, San Mateo, Zapallo, Unidad Tortugo), debido a una intensa actividad tectónica, relacionada con la acreción del Arco Naranjal - San Lorenzo, el arco Macuchi y la apertura del Golfo de Guayaquil

(Hughes y Pilatasig. 2002). Este evento está documentado por períodos de exhumación en la Cordillera Real entre 65 y 50 Ma (Spikings, 2000) y la depositación de conglomerados de la formación Tiyuyacu en el Oriente (Jaillard et al., 1995).

En el norte y centro del país los depósitos volcánicos se encuentran agrupados en la Formación Pisayambo (Cordillera Real), el tope del Grupo Zumbahua (Cordillera Occidental) y en los volcánicos Angochagua (Valle del Chota). En el centro sur y sur los depósitos son denominados Formación Sicalpa, Formación Cisarán, Formación Tarqui y Formación Quimsacocha (Hungerbühler et al, 2002; Lavenu et al., 1992; Beate et al., 2001). En el Plioceno Tardío y Cuaternario la actividad volcánica se restringe a la zona centro - norte del país (Jaya D. 2005).

Los volcánicos Plio - Pleistocénicos corresponden a estratovolcanes viejos y erosionados que incluyen las partes antiguas de los estratovolcanes cuaternarios en algunos casos. Lavenu et al. (1992) los ha denominado Formación Latacunga en la parte central del Ecuador.

#### **2.2.4 LITOESTRATIGRAFIA**

La litoestratigrafía del volcán Cotopaxi se compone de un basamento metamórfico regional (Litherland et al., 1993). Las rocas más antiguas reportadas en el Ecuador son de edad Paleozoica y afloran en el Sub-Andino (Formaciones Pumbuiza y Macuma) y en la Cordillera Real (Unidades Agoyán y Chiguinda). Estas formaciones están conformadas por sedimentos metamorfizados de grado medio a bajo (Aspden et al., 1995; Litherland et al., 1994).

##### **2.2.4.1 Basamento del Volcán Cotopaxi**

La geología de la zona del Cotopaxi comprende un basamento formado por secuencias de rocas Paleozoicas, Jurásicas, Intrusivos Triásicos y rocas Cretácicas y Terciarias.

- Unidad Agoyán (Devónico inferior) consiste de esquistos y gneises semipelíticos con moscovita y granate (Litherland et al.,1993).
- Unidad Chiguinda (Devónico superior) consiste de pizarras negras y cuarcitas (Litherland et al.,1993).
- Unidad Monte Olivo (Carbonífero) consiste de anfibolitas basálticas (Litherland et al.,1993).
- Rocas Intrusivas (Triásicas) son granitos gnéisicos, per-alumínicos, Granitos tipo I, y un complejo de migmatitas, pegmatitas (Litherland et al.,1993).
- Unidad Guamote (Jurásico) aflora en el extremo occidental de la Cordillera Real y consiste de pizarras, cuarcitas (Litherland et al., 1993).
- Las secuencias Cretácicas afloran en la zona centro sur del volcán y forma parte de la Unidad Pujilí considerada como zona de melange tectónico con litología variada: pillow lavas, limonitas, rocas ultrabásicas serpentinizadas, granitoides y anfibolitas (Hughes y Bermúdez, 1997a, 1997b).

#### **2.2.4.2 Volcanismo Mioceno –Plioceno**

Las unidades Terciarias a excepción de la unidad Saquisilí, afloran en el área sur – occidental (grupo Zumbahua) y nor – occidental (unidad Silante) de la Cordillera Real.

- Unidad Saquisilí (Paleoceno temprano tardío – Paleoceno medio) consiste de una secuencia sedimentaria producto de la depositación de sedimentos de origen metamórfico (Hughes y Bermúdez, 1997a, 1997b.).
- Unidad Silante (Eoceno superior - Oligoceno), consiste de limonitas, areniscas, conglomerados y brechas (Hughes y Bermúdez, 1997a, 1997b).
- Grupo Zumbahua (Mioceno medio – Mioceno tardío) consiste de areniscas, conglomerados y lahares de composición andesítica y riolítica. (Hughes y Bermúdez, 1997a, 1997b).

- Volcánicos Pisayambo (Plioceno) afloran en toda la Serranía Ecuatoriana y consiste de andesitas a riolitas y piroclastos (Litherland et al., 1993).

#### 2.2.4.3 Volcanismo Cuaternario

- Formación Latacunga está constituida por un paquete de detritos de conglomerados, arenas, ceniza volcánica retrabajada y flujos de lava (Lavenu et al., 1992, Hall et al., 2005).

Sobreyaciendo inconformemente a la Fm. Latacunga se encuentra la secuencia Cotopaxi (COTOPAXI I y COTOPAXI II). La secuencia comprende seis fases principales que se describen continuación:

- Magmas Riolíticos asociados a la actividad eruptiva del Cotopaxi y se le atribuye una edad de hasta 0.5 Ma (Hall et al., 2005).
- La Serie Riolítica de Barrancas representa la actividad más antigua reconocida en el Cotopaxi, compuesta por diques de obsidiana y domos, extensos flujos de ceniza y caídas de tefra, datados entre 420 – 560 Ka (Hall et al., 2005).
- Luego de la actividad de Barrancas, un largo período de erosión produjo la formación de un abanico aluvial, intercalado con lavas andesíticas del Morurcu y otros ventos. Las lavas andesíticas pre-caldera de Chalupas, datadas en 420-460 Ka, pueden estar relacionadas a la secuencia de lavas y de aluviales observados a lo largo del río Pita (Hall et al., 2005).
- La Fm. Cangahua depositada durante el reposo del Cotopaxi cerca de 400 Ka, consiste de cenizas finas y material glacial de origen regional retrabajados por el viento (Hall et al., 2005).
- Entre el período de 13.200 aAP hasta 4.100 aAP, el Cotopaxi produjo una serie de seis importantes erupciones riolíticas, un gran colapso de flanco y un inmenso lahar, una actividad andesítica de menor magnitud está asociada con esos episodios (Hall et al., 2005).
- Los últimos 4.100 años se caracterizan por erupciones andesíticas, con tan solo poca contribución riolítica en 2.100 aAP (Hall et al., 2005).

### 2.2.5 TECTONICA LOCAL

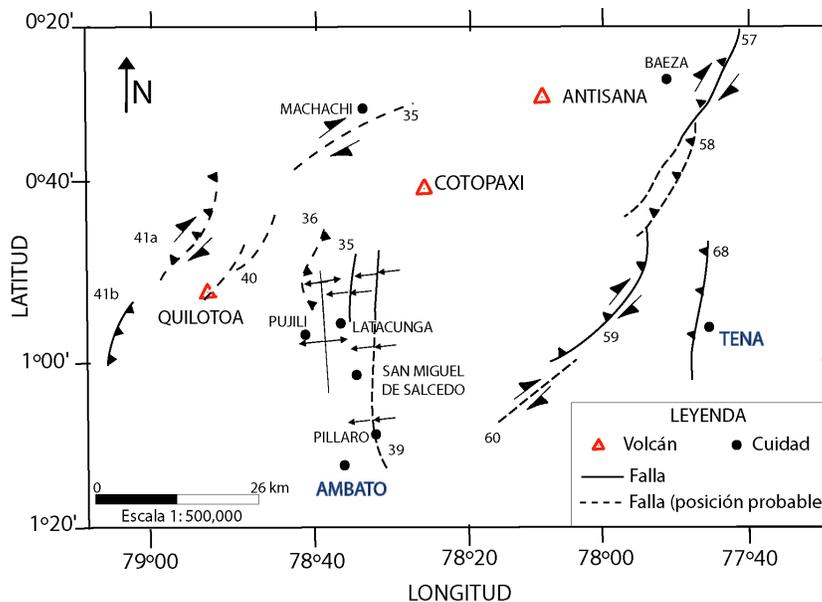


Fig.2-2. Mapa tectónico de la zona del Volcán Cotopaxi (Egüez et al., 2003).

En la zona de la Cordillera Real y Valle Interandino aparecen fallas activas con movimiento dextral y pocos anticlinales en el lado suroccidental del volcán Cotopaxi (Fig.2-2). El movimiento de estas estructuras es menor a 1 mm/año (Egüez et al., 2003).

Entre el valle de Latacunga y Ambato (Fig.2-2) se encuentra una serie de pequeñas lomas, cuyos relieves son estrechos, alargados y son expresiones de pliegues y flexuras anticlinales (Egüez et al., 2003, Troncoso, 2005). Los ejes de los pliegues tienen una dirección aproximada N – S y son asimétricos (Egüez et al., 2003). Para este sector se describe las siguientes estructuras:

- Anticlinal Nagsiche (37), conformado por dos flexuras N-S, la dirección del eje del pliegue es N40°; morfológicamente son escarpes y colinas.
- Anticlinal Latacunga (38), forman escarpes flexurales enlongados a lo largo del río Cutuchi. Este anticlinal controla la depositación de los lahares

jóvenes por las erupciones del volcán Cotopaxi. La dirección del eje del anticlinal es N5°E.

- Anticlinal Yanayacu (39), esta asociado con una falla oculta o flexura que afecta rocas sedimentarias de la cuenca de Latacunga. La dirección promedio del eje es N20°.
- Falla de Machachi (35), tiene un rumbo N60°E, con movimiento dextral. Morfológicamente son colinas de presión asociadas a fallas menores y secundarias del tipo inversas (reverse) y normales. La falla es observada por el flanco nor-occidental del volcán Rumiñahui con dirección sur-occidental del volcán Iliniza.
- Falla Poaló (36), con movimiento inverso, produce una flexura no simétrica con una pequeña dirección al occidente. Tiene como rumbo promedio N5°E.
- Falla Guangaje (40), con dirección NE-SW, se bifurca en dos ramales en la zona norte y presenta morfología de colinas de presión (pressure ridges) y grabens.
- Falla Sichos – Chugchilan (41), con rumbo N41°E del tipo falla inversa, afecta el basamento de la cordillera Occidental.
- Falla Baeza – Chaco (57), Falla Cosanga (58), Falla Huacamayos (59), Falla Pisayambo (60), se encuentran al extremo oriental del volcán Cotopaxi en la cordillera Real, presentan un rumbo NE-SW y un movimiento dextral inverso.
- 

### **2.3 RESUMEN DE LA ACTIVIDAD ERUPTIVA HISTORICA DEL volcAn COTOPAXI**

A continuación se transcribe un resumen de los reportes más importantes sobre la actividad del Cotopaxi a lo largo de la historia (Andrade et al., 2005. Egred J. sin publicar).

Fecha	Descripción
1.533 – jun	Erupción con formación de flujos piroclásticos, abundante lluvia de ceniza, posibles coladas de lava y grandes lahares.
1.740 – 1.741	Posible actividad moderada. Actividad previa a las grandes erupciones de 1.742. No se reportan estragos.
1.742 – jun – 15	Importantes erupciones con la formación de flujos piroclásticos y extensas lluvias de ceniza y lapilli. Se formaron lahares que provocaron destrucción en las cercanías del volcán. Una segunda fase de magnitud similar ocurrió el 16 de julio del mismo año.
1.742 – dic – 09	Es la erupción de mayor magnitud de este año. Se produjeron extensas lluvias de ceniza, flujos piroclásticos y grandes lahares en el río Cutuchi. Graves estragos en Latacunga. En los campos murieron cientos de personas y animales; se destruyeron puentes, obrajes y molinos, así como casas y haciendas.
1.743 – sep – 28	Nueva fase de actividad intensa. Caídas de ceniza y lapilli más intensas que en 1.742, aunque los lahares formados fueron de menor tamaño. Menores estragos debido a que casi todo había sido ya destruido en 1.742.
1.744 – nov – 30	La actividad que se mantenía en nivel bajo remonta súbitamente en esta fecha y se produce una de las grandes erupciones históricas del Cotopaxi. Se produjeron grandes flujos piroclásticos que funden extensamente el glaciar del volcán. Grandes lahares fluyeron por los sistemas de los ríos Cutuchi, Pita y Tamboyacu. La acumulación de ceniza y lapilli a más de 20 km del volcán fue superior a los 12 cm. Lo poco que se salvó en las erupciones de 1.742 y lo que se había reconstruido quedó definitivamente destruido en esta fecha. Gran cantidad de fatalidades.
1.745	Actividad remanente. Emisiones de ceniza y explosiones esporádicas.
1.747 – 1.749	Posible actividad de bajo nivel. No existen evidencias en las crónicas antiguas en estos años.
1.750 – sep 01 a 06	Se reportan fuertes “detonaciones del volcán”.
1.758	Posible explosión fuerte. No confirmada.
1.760 – feb	Erupción pequeña, no confirmada. Pudo tratarse del Antisana.
1.766 – feb – 10	Erupción de magnitud mediana a grande. El volumen de los lahares, que nuevamente inundaron Latacunga, implica que se produjeron extensos flujos piroclásticos. Según Wolf, los lahares de esta erupción tuvieron mayor volumen que los de 1.744 y causaron graves daños. También se produjeron extensas lluvias de ceniza y piroclastos al occidente del volcán que causaron nuevos estragos en la renaciente agricultura y ganadería.
1.768 – abr – 02	Gran erupción del Cotopaxi. Nuevamente, grandes lahares bajaron y desbordaron los cauces de los ríos Cutuchi, Pita y Tamboyacu. Inundaciones y destrucción en el valle de los Chillos, Latacunga y Puerto Napo. Extensas zonas de ganadería y cultivo, puentes, caminos, fábricas y haciendas quedaron arrasadas. La lluvia de ceniza y lapilli fue más extensa que en otros años: en las cercanías del Cotopaxi la acumulación fue de casi 1 metro de espesor; la ceniza llegó hasta Pasto; en Latacunga la oscuridad absoluta duró 9 horas. En algunos pueblos, los techos de las casas se hundieron bajo el peso de la ceniza.
1.803 – ene – 04	Erupción de magnitud moderada. Se produjeron lahares pequeños y de poco recorrido. No hubo consecuencias importantes.
1.832 – jul – 14	Explosión de tamaño moderado.
1.843 – 1.844	Explosiones y columnas de ceniza. Se produjeron lahares que

	causaron daños tales como la destrucción del nuevo puente sobre el río Cutuchi, en Latacunga.
1.851 – ago – 21	Explosiones y emisiones de ceniza que se dirigieron hacia el oriente.
1.852 – mar – 02	Pequeña explosión; nube de ceniza.
1.853 – sep – 13	Erupción de magnitud moderada, con lluvias de ceniza y lahares medianos. Pequeños flujos piroclásticos sobre el flanco occidental del volcán.
1.854 – sep – 09	Pequeñas erupciones. Actividad moderada durante este año, con fases eruptivas importantes entre el 9 y el 12 de septiembre. Se formaron flujos piroclásticos y lahares considerables que fluyeron por los ríos Cutuchi y Tamboyacu. Se destruyeron casas y sembríos, y murió mucho ganado.
1.855 – jun – 05	Erupción de magnitud moderada, con emanación de importantes columnas de ceniza y flujos piroclásticos. Lahares bajaron otra vez por el río Cutuchi y destruyeron el puente de Latacunga.
1.856	Durante este año se produjeron al menos dos erupciones de pequeña magnitud. El 21 de mayo, los flujos piroclásticos bajaron sobre el flanco oriental del volcán. Una pequeña explosión ocurrió el 2 de octubre. Se reporta también actividad durante el mes de diciembre.
1.857	Actividad de bajo nivel, interrumpida por periodos largos de calma.
1.858 – jun	Entre junio y diciembre se produjeron explosiones y emisiones de ceniza considerables.
1.859	Actividad baja. Explosiones pequeñas esporádicas.
1.860 – sep – 20	Nueva explosión importante.
1.862 – nov – 01	Explosión fuerte. Caída de ceniza en Quito.
1.863	Explosión pequeña. Posible colada de lava saliendo desde el cráter.
1.864	Bramidos del volcán escuchados todo el año, especialmente en los meses de junio, julio, septiembre y noviembre.
1.866 – sep – 16	Explosiones acompañadas de bramidos. Posibles flujos piroclásticos saliendo del cráter; no confirmado.
1.867	Pequeñas explosiones
1.868 – ago – 15	Pequeña explosión, con nube de ceniza.
1.869	Pequeñas explosiones entre julio y agosto.
1.872 – 1.875	Periodo de baja actividad, con esporádicas emisiones de ceniza pequeñas. Actividad fumarólica con temperaturas de 68°C (Reiss et al., 1874).
1.876 – dic	A partir de este año la actividad incrementa. Explosiones pequeñas y emisiones de ceniza. Fueron señales premonitoras de la gran erupción del año siguiente.
1.877 – abr – 21	En esta fecha el Cotopaxi incrementa su actividad paulatinamente hasta llegar al 25 y 26 de junio cuando se produce una fase eruptiva de gran magnitud. El 26 de junio se produjeron extensos flujos piroclásticos que dieron lugar a la formación de lahares que fluyeron por los ríos Cutuchi, Pita y Tamboyacu provocando extensos daños. Las caídas de ceniza y lapilli se registraron en Quito, Machachi, Latacunga, Ambato y en las provincias costeras de Guayas, Manabí y Esmeraldas.
1.878 – ago – 22	En esta fecha se inicia una pequeña erupción que se intensifica al día siguiente con la formación de grandes columnas y nubes de ceniza que se transportan al occidente. También se formaron lahares, pero fueron de tamaño pequeño.
1.879 – feb – 29	Erupción de magnitud moderada. Importantes caídas de ceniza y lapilli hacia el oriente del volcán. La actividad duro, con altibajos, por casi

	ocho días consecutivos.
1.880 – jul – 02	Pequeña erupción con emisión de una nube de ceniza.
1.882 – feb	Entre febrero y marzo de este año, el Cotopaxi tuvo varias explosiones pequeñas que provocaron leves caídas de ceniza al occidente del volcán.
1.883	Explosiones ocurridas entre agosto y diciembre (no confirmadas).
1.885	Pequeña erupción con nubes de ceniza, pequeños flujos piroclásticos y lahares de poco volumen.
1.886 – ene	Pequeña erupción. Nube de ceniza al occidente.
1.903 – oct – 01	Se observan pequeños flujos piroclásticos (no confirmado) sobre el flanco oriental del volcán. Importante lluvia de ceniza en la zona occidental.
1.904 – sep – 20	A partir de septiembre se produjeron varias explosiones, con formación de importantes nubes de ceniza.
1.905 – mar – 15	Lluvia de ceniza al occidente del volcán. Se atribuye a la actividad del Cotopaxi.
1.905 – dic – 31	Ocurren algunas explosiones de tamaño moderado que provocan caída de ceniza en la Hacienda de Callo.
1.906 – ene – 01	Explosión con nube de ceniza y bombas cayendo en los flancos altos (actividad estromboliana).
1.907 – oct	Explosiones con columnas de ceniza. Posible flujo piroclástico de tamaño pequeño.
1.911 – feb	Nubes de ceniza y deshielo. En septiembre ocurrió una leve lluvia de ceniza en Quito, que fue atribuida al Cotopaxi.
1.912 – feb	Entre febrero y marzo se escucharon frecuentes bramidos y “ruidos subterráneos”. Se observó leves emisiones de ceniza.
1.914 – may	Un reporte, el 15 de mayo, indica que el volcán “estaba como de costumbre con una columna de humo en el cráter”. Hubo una leve caída de ceniza en Quito atribuida al Cotopaxi.
1.926	Posible explosión (no confirmada).
1.928 – 1.930	Actividad fumarólica en el cráter.
1.931	Posible explosión pequeña (no confirmada).
1.939 – feb – 02	Posible explosión pequeña.
1.940	Posible explosión (no confirmada).
1.942 – feb – 17	Posible explosión (no confirmada). Actividad fumarólica en el cráter.
1.975 – 07	Incremento de la actividad fumarólica a nivel del cráter. Los andinistas reportan “fuerte olor a azufre”.

**Tabla 2-2.** Historia eruptiva del volcán Cotopaxi. (Andrade et al., 2005, Egred J. sin publicar).

Como se desprende de la Tabla 2-2, la historia eruptiva del volcán entre el período 1533 – 1975 representa una clara evidencia de los fenómenos volcánicos y catástrofes que ha provocado el Cotopaxi en los últimos tiempos.

## 2.4 EVOLUCION GEOLOGICA DEL VOLCAN COTOPAXI

A continuación, se resume la evolución geológica del volcán para entender el grado de riesgo que presenta el fenómeno eruptivo del volcán Cotopaxi.

La síntesis geológica fue realizada en base al Mapa de la Historia Eruptiva del Volcán Cotopaxi (Hall et al., 2005) y del Mapa Regional de Peligros Volcánicos Potenciales del Volcán Cotopaxi: zona norte y zona sur (Hall et al., 2004).

La historia eruptiva presenta un volcán más antiguo llamado por algunos autores: VIEJO COTOPAXI (Hradecká et al., 1974); PALEOCOTOPAXI (Barberi et al., 1995); y COTOPAXI I (Hall et al., 2004), el cual tuvo grandes erupciones explosivas con depósitos de caídas Plinianas Riolíticas, cuyas dataciones obtenidas en fragmentos de obsidiana indican una edad de 0.5 Ma, para esta fase explosiva (Barberi et al., 1995).

El Cotopaxi I está conformado por las unidades riolíticas nombradas como Serie Barrancas (Fig.2-3). Esta serie riolítica aflora en los flancos sur y suroccidental del actual edificio, con una edad entre 0.42 - 0.56 Ma (Bigazzi et al., 1997). La fase riolítica fue seguida por una actividad andesítica poco explosiva y la construcción del pequeño estratovolcán Morurcu, localizado en la parte sur del actual edificio. (Barberi et al., 1995, Hall et al., 2004, Hall et al., 2005).

La historia magmática del volcán Cotopaxi es compleja y muestra un carácter bi-modal. El volcán ha generado tanto períodos de un volcanismo explosivo riolítico [ $\text{SiO}_2 > 69\%$ ], así como períodos de actividad andesítica [ $56\% < \text{SiO}_2 < 62\%$ ] (Hall et al., 1992, 2001).

A la nueva actividad andesítica algunos autores la llaman Cotopaxi II y está caracterizada por una serie riolítica y un último episodio andesítico (Hall et al., 2004, Hall et al., 2005).

La Geología del Volcán Cotopaxi comprende dos edificios volcánicos: Cotopaxi I y Cotopaxi II, dividida en seis fases principales, siendo el cono actual el resultado de la última de esas fases (Fig.2-3).

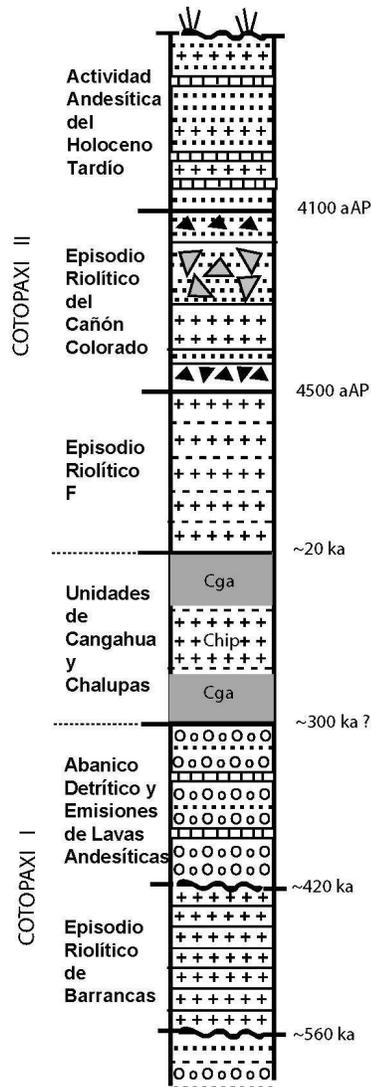


Fig.2-3. Estratigrafía del Volcán Cotopaxi (Andrade et al., 2005).

La descripción geológica que sigue a continuación, esta basada principalmente en el Mapa de la Historia Volcánica del Cotopaxi (Hall et al., 2005).

## 2.4.1 COTOPAXI I

### 2.4.1.1 Serie Riolítica de Barrancas

La Serie Barrancas del Cotopaxi I (Fig. 2-4) consiste de flujos de ceniza riolítica, flujos de colapso de domo, caídas de tefra y unidades volcano-clásticas asociadas, de espesor  $\geq 150$  m y un buzamiento S-SW, subyaciendo la capa guía del flujo piroclástico del “Chalupas” de 202 ka (Hammersley, 2004) y está sobreyaciendo los conglomerados de la Fm. Latacunga datados entre 1.4 – 1.7 millones de años AP (Lavenu et al., 1992). En general, la serie Barrancas está compuesta por lapilli de pómez blanca y ceniza pumítica (Hall et al., 2005).

### 2.4.1.2 Abanico detrítico y actividad andesítica efusiva

Discordantemente sobre la secuencia de Barrancas está un paquete clástico de 300-400 m de espesor en las quebradas de Simarrones, Burrohuíaco, Saquimala y San Lorenzo compuesto de depósitos laháricos, caídas de tefra, depósitos fluviales y glaciares, así como flujos de lava andesítica, brechas monolíticas de lava y una posible unidad de flujo de ceniza (Fig.2-4).

Las unidades clásticas son capas masivas de 10-20 m de espesor, que llevan bloques angulares de 3-4 m de diámetro (Fig. 2-4). La presencia de lavas y brechas andesíticas sugiere la existencia de un cono andesítico durante este intervalo (Hall et al., 2005).

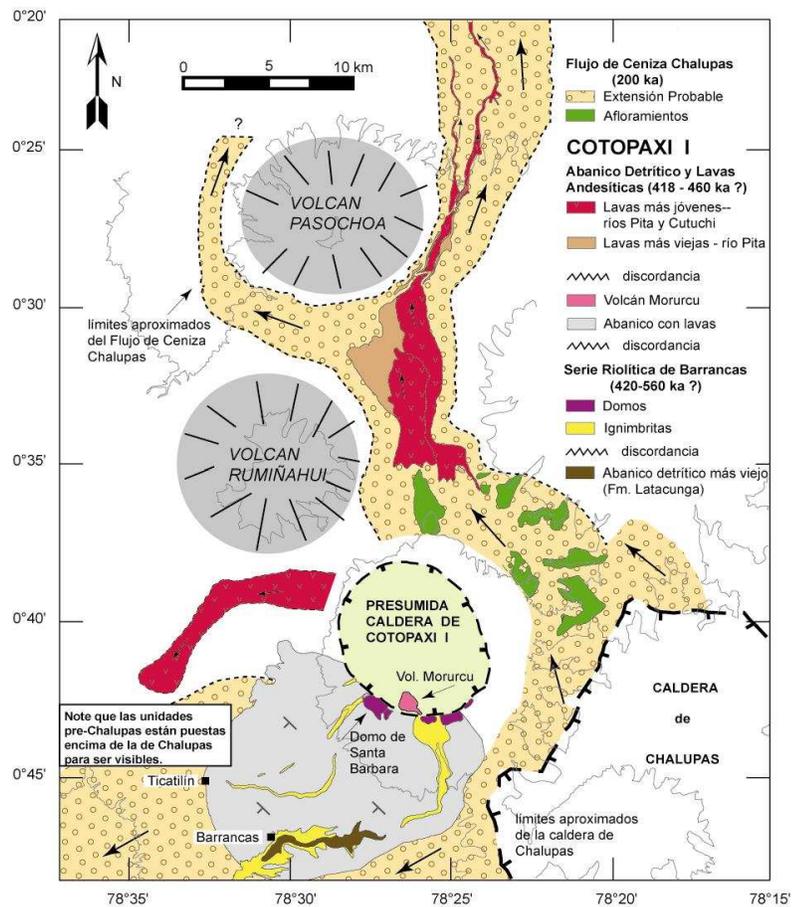


Fig.2-4. Geología de Cotopaxi I con Chalupas. Tomado del Mapa Geológico del V. Cotopaxi, 2005.

La forma y estructura interna del Cotopaxi I sugieren forma de cuello volcánico que ha sido muy erosionado por acción glaciaria compuesto de andesitas ricas en sílice. Varios flujos de lava que nacen en el Pico Morurcu pueden alcanzar hasta 8 Km por los valles y están intercalados con el paquete clástico (Fig. 2-5). Su posición estratigráfica implica una edad intermedia entre la Serie Barrancas de 420-560 Ka y la ignimbrita de Chalupas 200 Ka. Su volumen está estimado en  $0.11 \text{ Km}^3$  (Hall et al., 2005).



**Fig. 2-5.** El Morurcu (4850 msnm), pequeño pico rocoso de ~ 500 m de relieve (IG-BGR, 2002).

#### 2.4.1.3 Las unidades Cangahua y Chalupas

Durante el “Período de Erosión Glaciar” entre 200 ka a 20 ka se depositaron, por actividad eólica, cenizas volcánicas silíceas re TRABAJADAS y polvo glaciar de procedencia regional, formando la toba de la unidad Cangahua inferior, de 15-20 m de espesor, de un color caqui amarillento, con una granulometría del tamaño de limo y poco estratificada, que cubre una gran parte del norte de los Andes del Ecuador (Hall y Mothes, 1997a, Hall et al., 2005).

Luego de la actividad andesítica y el período erosional, sucedió un largo reposo en el volcán Cotopaxi, que duró unos cientos de miles de años (Hall et al., 2005), pero fue interrumpida por una erupción que se produjo en la caldera de Chalupas localizada justo al SE del Cotopaxi con 2 tipos de productos volcánicos:

1. Caída pliniana regional de pómez de largo alcance, que se movilizó o se distribuyó de norte a sur del país entre los límites de Quito y Riobamba, con un espesor de 10 – 20 m (Hall et al., 2005).
2. Una gran ignimbrita riolítica, con volumen estimado en 80-100 Km<sup>3</sup> (Beate, 1989; Hammersley, 2003) (Fig. 2-6), que viajó al menos 70 Km hacia el norte por

los ríos Pita, San Pedro y Guayllabamba, alcanzando probablemente la planicie costera. Al SW, la ignimbrita rellenó gran parte del valle de Latacunga y luego continuando al sur por el valle del río Cutuchi hacia Ambato y Riobamba, hasta 100 Km de distancia. Adicionalmente, el flujo descendió los flancos exteriores orientales y occidentales de los Andes hasta alcanzar la cuenca Amazónica y el pie occidental de los Andes. Una edad Ar/Ar de 200 Ka se ha obtenido para este evento (Hammersley y De Paolo, 2002. Hall et al., 2005).

Luego del evento de Chalupas tuvo lugar otro largo período de deposición de Cangahua denominada la unidad Cangahua superior, que tiene un espesor uniforme de  $10 \pm 2$  m. Se cree que su origen es debido al retrabajamiento eólico de la ignimbrita de Chalupas y otros depósitos volcánicos (Hall et al, 2005).

## **2.4.2 COTOPAXI II**

### **2.4.2.1 Serie Riolítica “F”**

Luego del largo reposo del Cotopaxi de 300-400 Ka, se produjeron grandes eventos riolíticos de gran alcance que son nombrados la “Serie Riolítica F” (Fig.2-6). Esta reactivación coincide con el fin del período glacial, llamado “El Máximo Glaciar Tardío” datados en  $\sim 13.2 - 13.5$  Ka AP (Hall et al, 2005).

La Serie “F” corresponde a un período muy significativo de actividad riolítica en el Cotopaxi con varias erupciones andesíticas relativamente pequeñas que se encuentran hacia el oeste del cono actual. Estas caídas están seguidas por caídas y flujos de ceniza pumíticos riolíticos que se extendieron por cerca de 8.7 Ka de casi continua actividad eruptiva. Esta actividad empezó débilmente en 13.2 Ka AP, se intensificó en 9.642 años AP y continuó entre 5.8 - 4.6 Ka AP. Durante este último intervalo el magmatismo andesítico se volvió prominente. La secuencia de capas de caída de ceniza riolítica está cronológicamente mejor definida donde éstas se encuentran intercaladas con capas de turba en la zona de Tamboyacu y también en otras secuencias de turba cercanas a la zona de Salve Faccha y Papallacta (Sucus).

Luego la actividad del volcán fue caracterizada por caídas plinianas regionales de pómez, flujos de ceniza y surges (episodios 2, 4, 5), flujos de colapso de domo y lahares ricos en ceniza. Se identifican dos principales unidades de caídas plinianas en los episodio 2 y 4 (Fig. 2-6).

#### 2.4.1 Serie Riolítica del Cañón Colorado

Con formato: Numeración y viñetas

Un nuevo ciclo eruptivo riolítico conocido como la Serie del Cañón Colorado se inició sobre unos delgados suelos datados  $4420 \pm 80$  y  $4670 \pm 70$  aAP (Smyth, 1991).

##### 2.4.1.1 Inicio freato-magmático de la erupción

Con formato: Numeración y viñetas

Luego del corto reposo  $\leq 100$  años, el sistema magmático del volcán entró en un nuevo episodio riolítico. Se inició con una fuerte explosión freato-magmática representada por una delgada capa de arena rica en obsidiana, seguida por una capa de caída de pómez blanca. La arena de obsidiana debe su origen a explosiones freato-magmáticas a través de domos antiguos, mientras la caída de pómez corresponde, al parecer, a una breve fuga del magma riolítico (Fig. 2-6).

##### 2.4.1.2 Flujo riolítico brechoso

Con formato: Numeración y viñetas

Poco después sucedió un flujo riolítico brechoso de color gris claro (Fig. 2-6). El depósito tiene 7-20 m de espesor en su eje y un volumen estimado en cerca de 46 millones  $m^3$  (Hall et al., 2005).

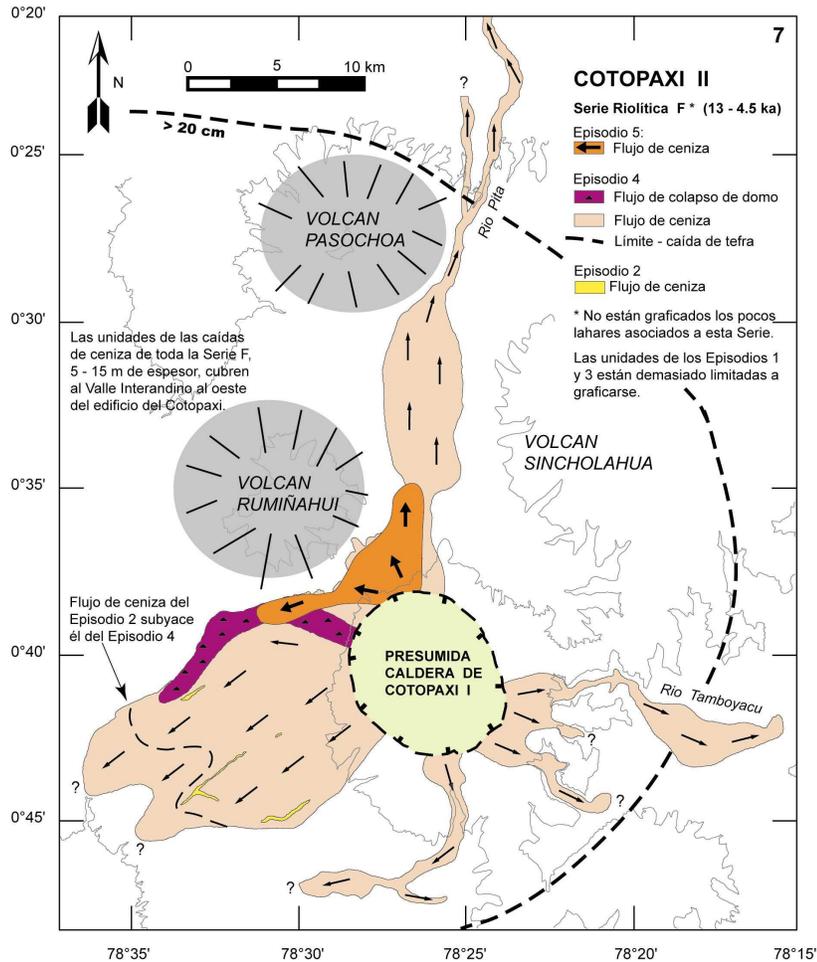


Fig. 2-6. Mapa geológico de la Serie Riolítica en el Cotopaxi II.

Tomado del Mapa Geológico del V. Cotopaxi, 2005.

### 2.4.1.3 Caída pliniana

Con formato: Numeración y viñetas

Posterior al flujo riolítico se debió abrir el conducto magmático, produciéndose la principal caída pliniana de lapilli de pómez, cuyo depósito es bien sorteado y de 2 m de espesor, constituido por pómez blanca muy vesiculada. Esta unidad puede ser trazada por 25 Km hacia el W, pero no se la observa al E, S y N del cono (Hall et al., 2005) (Fig. 2-6).

#### 2.4.1.4 Serie I de flujos de ceniza y surges

Con formato: Numeración y viñetas

Sobreyaciendo directamente la caída pliniana de pómez se encuentra la principal unidad de flujo piroclástico que comienza con capas de surge pumítico de ~1 m de espesor y que pasa gradualmente a una unidad de flujo de ceniza de 25 m de espesor (Fig.2-5). La unidad es de color blanco rosado, rica en ceniza y contiene clastos de pómez blanca, bien vesiculada, con pequeños granos de obsidiana gris y negra, riolitas afíricas grises y andesitas. Su extensión superficial es de 170 Km<sup>2</sup>, y su volumen de 1.7 Km<sup>3</sup> (Hall et al., 2005).

#### 2.4.1.5 Avalancha de escombros

Con formato: Numeración y viñetas

Posteriormente sucedió un colapso del flanco NE del Cotopaxi II, que formó un amplio abanico de “hummocks de avalancha” (Fig. 2-7), que cubre desde 355° N hasta 065° NE, con su eje principal en dirección 025° NE.



Fig. 2-7. Hummocks andesíticos ubicados al nororiente del volcán Cotopaxi (IG-BGR, 2004).

Cerca del pie NNE del cono, los hummocks más grandes, de hasta 170 m de relieve y 500 m de diámetro, están compuestos por brechas de andesita y megabloques (Fig.2-7). Colinas más pequeñas de bloques y fragmentos de andesita se encuentran también dispersos al NE; la más lejana ha sido

encontrada a más de 11 Km, en el valle alto del río Pita y sobre los flancos inferiores del Sincholahua (Hall et al., 2005).

#### 2.4.1.6 *Serie II de flujos de ceniza*

Con formato: Numeración y viñetas

Luego de la avalancha ocurrió una serie de flujos de ceniza, cuyos depósitos se encuentran al pie E, NE, N del cono y en el valle del río Salto. Estos también descendieron por el valle alto del río Cutuchi y alcanzaron la zona de Callo, a 17 Km (Fig. 2-8). Unos depósitos contienen parches del depósito de avalancha y de brechas riolíticas de colapso de domo. Su volumen está estimado en 1.9 Km<sup>3</sup> (Hall et al., 2005).

#### 2.4.1.7 *Flujo de escombros rico en ceniza (Lahar del Valle de Los Chillos)*

Con formato: Numeración y viñetas

Contemporáneo con las unidades previas ocurrió un flujo de escombros de tamaño gigantesco. El Lahar del Valle de los Chillos (CVL; Mothes et al., 1998) es un lahar rico en ceniza pumítica rosada. Este flujo de escombros dejó un depósito homogéneo, de 1-2 m de espesor, que cubre las extensas llanuras de inundación de los ríos Pita, San Pedro y Guayllabamba, desde el volcán hasta el océano Pacífico por una distancia de 326 Km (Fig. 2-8). Evidencias del CVL se encuentra en el río Tamboyacu al E, en el drenaje del río Cutuchi al SW. Su volumen total está estimado en 3.8 Km<sup>3</sup>. El flujo datado en 4.5 Ka AP fue generado por la transformación del flujo de ceniza I, II y de la avalancha en un lahar cohesivo al mezclarse con el agua producida por la fusión instantánea del casquete glaciar del Cotopaxi. Un tercer flujo de ceniza, similar a los anteriores, sobreyace al segundo flujo de ceniza y el CVL (Mothes et al, 1998).

En conclusión, este episodio representa la culminación de la actividad riolítica del Holoceno Tardío. El volumen total del material riolítico juvenil extruido durante este episodio está estimado en 3.6 Km<sup>3</sup>, lo cual no incluye la caída pliniana mal preservada ni el pequeño flujo de ceniza tardío. La Serie del Cañón Colorado está sobreyacida por tres capas de caídas de escoria, líticos y por un suelo datado en 4170±110 aAP (Barberi et al., 1995) y en 3950±70 aAP (Smyth,

1991), lo que provee una fecha de clausura para este episodio riolítico (Hall et al., 2005).

### 2.4.2 Episodio Andesítico

Con formato: Numeración y viñetas

Desde el final de la Serie del Cañón Colorado, hace 4100 años, el Cotopaxi ha experimentado frecuente actividad eruptiva andesítica continua. La excepción corresponde a un depósito fino de caída de tefra riolítica, estimado en 2 - 2.2 Ka AP (Fig.2-9). Durante el Episodio Actual se cita aprox. 18 ciclos eruptivos, que comprenden al menos 38 erupciones de magnitud moderada a grande VEI  $\geq 3$  (Hall et al., 2005).

Cada ciclo eruptivo se caracteriza por un patrón eruptivo similar, incluyendo caídas plinianas de escoria o pómez al inicio de la secuencia, seguido por flujos piroclásticos de escoria o pómez, flujos de lava brechosos y extensos flujos de escombros (Anexo 2). En general la distribución de estos depósitos son uniformes alrededor de todo el cono, esto implica que la mayoría de los flujos se originó en el cráter de la cumbre, provocando el deshielo del glaciar y la generación de flujos de lodo (lahares), que recorrieron los principales cauces de los ríos que se encuentran alrededor del volcán Cotopaxi (Hall et al., 2005).

### 2.4.3 Actividad volcánica actual hasta el presente

Con formato: Numeración y viñetas

En 1975 el Cotopaxi mostró evidencias de una nueva reactivación o perturbación magmática por el registró de un incremento en la actividad fumarólica y sísmica (Ramón 1979).

A partir del 2001, se registra un nuevo período de actividad anómala, caracterizada por un incremento en la actividad sísmica, el registró de nuevos tipos de señales sísmicas, un cambio en el comportamiento de las manifestaciones superficiales (por ejemplo: aumento de la actividad fumarólica, pérdida de cobertura del glaciar), características no observadas en 26 años de monitoreo.

Los fenómenos observados desde el 2001 y que han sido considerados como posibles premonitores de una nueva reactivación del Cotopaxi, están relacionados con la movilización de fluidos dentro del edificio volcánico, debido a la generación de intrusiones magmáticas durante los últimos 92 años sin actividad eruptiva (Andrade et al., 2005, Troncoso 2005, Molina et al., 2005, Egred J. sin publicar). Dichos fenómenos han provocando transferencia calor en el interior del edificio volcánico manifestándose superficialmente en anomalías térmicas para inducir al deshielo del glaciar y al aumento de la actividad fumarólica en los flancos superiores y en el cráter interno del Cotopaxi siendo, su seguimiento y evaluación el principal objetivo del presente estudio (ver [Cáp. III](#)).

Entre los fenómenos volcánicos que podrían afectar a la población, con un episodio eruptivo VEI > 3, se encuentran la caída de ceniza y los lahares (Hall et al., 2005). En el caso de la caída de ceniza, los sectores que serían más afectados son la población, la agricultura y la ganadería de las provincias del Cotopaxi, Pichincha y Napo que se encuentran al sur occidente, norte y este del volcán. Los flujos de lodo afectarían la infraestructura básica de las provincias que se encuentran alrededor del volcán y en el drenaje de los principales ríos por los que correrían estos flujos como son las provincias del Cotopaxi, Tungurahua, Pichincha, Esmeraldas y Napo.

### **3 ANOMALIAS TERMICAS encontradas EN EL VOLCAN COTOPAXI EN EL PERIODO 2002 – 2005**

#### **3.1 INTRODUCCION**

En el presente capítulo, se presentan las nociones básicas de la termografía infrarroja basada en una síntesis del Manual Infrared Training Center (ITC) level 1, 2003, que servirán para introducir al lector en este tema.

Además, se realiza el estudio de las anomalías térmicas, el cual involucra el análisis, tratamiento y resultados de las imágenes térmicas, estableciendo las características de las mismas. Otra parte del estudio es la determinación de temperaturas máximas puntuales y las variaciones del glaciar en las áreas anómalas que se localizan en la zona del cráter y flancos superiores del volcán Cotopaxi durante el período noviembre 2002 – marzo 2005.

Según Calvari et al., (2004), la termografía es una nueva técnica en el monitoreo volcánico y se la utiliza para:

- Definir la actividad eruptiva de un volcán por medio de la medición de las temperaturas anómalas en superficie (roca).
- Medir temperaturas y realizar mapeos de flujos de lava recientes.
- Analizar la evolución de las fumarolas por medio de las variaciones de temperatura a través del tiempo.
- Detectar potenciales planos de fracturas en conos recientemente formados y fracturas desarrolladas antes del colapso de los flancos en volcanes activos.

### **1.3.1 LA TERMOGRAFIA INFRARROJA**

Con formato: Numeración y viñetas

La termografía infrarroja es la ciencia de adquisición y análisis de información termal de objetos (Sistema FLIR, 2001). Para el presente estudio el objeto es el volcán Cotopaxi.

La Termografía significa “escritura con calor”, como la fotografía significa “escritura con luz”. El retrato o imagen generada es llamada termograma o imagen termal (Sistema FLIR, 2001).

Por lo tanto la termografía infrarroja, es usada en el presente estudio para monitoreo instrumental del volcán Cotopaxi.

## **3.2 Transferencia de Calor**

Para poder explicar las razones por las cuales se presentan las anomalías térmicas en un volcán, se hace un breve resumen de los modos de transferencia de calor. Entre los modos se encuentran los fenómenos de:

- Conducción
- Convección
- Radiación
- Cambio de estado (Evaporación /condensación)

### **3.2.1 CONDUCCION**

La conducción de calor es la transferencia directa de energía termal de molécula a molécula, es decir, es causada por el choque entre las moléculas. (Sistema FLIR, 2001).

La transferencia de calor por conducción puede ocurrir en alguna situación donde las moléculas con diferentes temperaturas se ponen en contacto. La conducción puede ocurrir en sólidos, líquidos y gases (Sistema FLIR, 2001).

### 3.2.1 Tasa de transferencia de calor por conducción

Con formato: Numeración y viñetas

La tasa de flujo de calor bajo un estado constante está expresada por la fórmula de transferencia de calor conductivo:

$$Q^s = \frac{kA(T_1 - T_2)}{L} \quad (1)$$

Donde:

$k$  = conductividad termal del objeto

$A$  = área seccional del objeto

$T_1 - T_2$  = la diferencia de temperaturas entre los dos bordes del objeto

$L$  = longitud o espesor del objeto

La fórmula sirve para explicar como funciona el calor por conducción pero no se la utiliza en el análisis y procesamiento de las imágenes térmicas.

#### 3.2.1.1 Conductividad Térmica ( $k$ )

Con formato: Numeración y viñetas

La conductividad ( $k$ ), es una propiedad dependiente del material, y su unidad es Watt/metro por kelvin ( $W/m^{\circ}K$ ). Los diferentes materiales tienen distinta habilidad para conducir calor. Algunas veces el término conductividad es usado como "resistencia termal" que es el inverso de conductividad o  $1/k$ . Un buen material aislante podría tener una baja conductividad, e inversamente una alta resistencia termal (Sistema FLIR, 2001).

Los gases tienen bajo valor de conductividad, pero este es un caso especial, porque la conductividad varía con la presión y pureza, lo que hace que sea difícil de encontrar valores comparables de gases (Sistema FLIR, 2001).

#### 3.2.1.2 Capacidad termal

Con formato: Numeración y viñetas

El término capacidad termal se refiere a la habilidad de un material a almacenar energía termal y su unidad es unidad  $KJ/kg^{\circ}K$  (kilojoule / kilogramo por

kelvin). Un objeto con alta capacidad termal puede reaccionar lentamente a cambios de temperatura (Sistema FLIR, 2001).

El agua tiene alta capacidad termal, en consecuencia el océano tiene un inmenso calor sumergido, y es por eso que el agua es responsable de regular la temperatura de la Tierra (Sistema FLIR, 2001).

Para el presente estudio, el agua generada por lluvias y/o el deshielo del glaciar que se infiltra a través de las rocas permeables que conforma el cono, reacciona lentamente a cambios de temperatura en el volcán Cotopaxi, por lo tanto no representa el principal modo de transferencia de calor, manifestado en superficie.

### 3.2.1.3 Gradiente Termal

Con formato: Numeración y viñetas

Un gradiente termal es un cambio en la temperatura sobre la distancia. El gradiente termal indica la presencia de transferencia de calor conductivo. Los objetos en la termografía son sólidos opacos, y el modo de transferencia de calor es la conducción. Un gradiente termal indica la dirección de flujo de calor y por lo tanto la fuente de calor, por ejemplo en la Fig. 3-1 (Sistema FLIR, 2001).

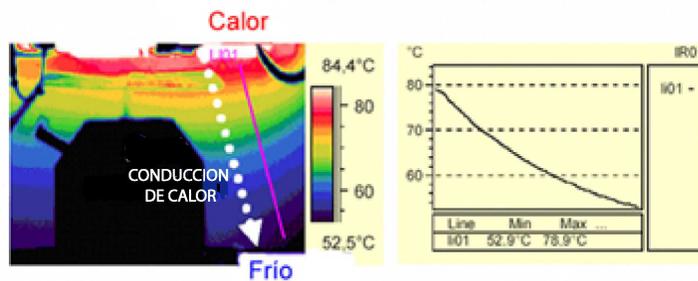


Fig. 3-1. Ejemplo de una gradiente termal en una maquina industrial (Sistema FLIR, 2001).

En el caso del volcán Cotopaxi, se asume la presencia de un cuerpo magmático en el interior del edificio volcánico, el cual sería la fuente de calor y sería la causa de las anomalías térmicas registradas en el cráter y en los flancos

superiores del Cotopaxi, representando las variaciones del gradiente térmico del volcán.

### 3.2.2 CONVECCION

La convección es un modo de transferencia de calor de un fluido que entra en circulación en un reservorio, sea por gravedad u otras fuerzas, transfiriendo calor de un lugar a otro. La convección puede ser **natural** o **forzada** (Sistema FLIR, 2001).

La convección natural es debida al gradiente térmico, y se justifica por:

1. La diferencia de densidad o de peso específico que aparece debido a las diferentes temperaturas, hace que el fluido más frío circule hacia abajo y el más caliente hacia arriba, causando una corriente ascendente. En esta condición participa la fuerza de gravedad.
2. Las partículas líquidas o gaseosas tienen movimientos relativos continuos, al aumentar sus estados térmicos. Este movimiento transporta la energía calórica en forma de energía cinética mientras se desplaza la partícula, verificándose una convección a nivel molecular de flujo muy turbulento (Sistema FLIR, 2001).

Las corrientes de convección dentro del manto de la Tierra trasladan la mayor parte de la energía térmica desde la profundidad a la superficie y son la fuerza que provoca la deriva de los continentes. Tomando como base este antecedente, la convección sería la que emita calor a la superficie a través de las rocas que conforman el edificio volcánico del Cotopaxi.

La convección forzada es cuando se aplican medios mecánicos para hacer circular el fluido, por ejemplo en ventilador, bombas, agitadores, entre otros (Sistema FLIR, 2001).

### 3.2.3 RADIACION

La transferencia de calor por radiación se produce por emisión y absorción de radiación termal (Sistema FLIR, 2001) y las moléculas juegan un rol importante. En la transferencia de calor conductivo, las moléculas chocan e intercambian la energía cinética, y en transferencia de calor convectivo las moléculas son libres en el flujo, respondiendo a la fuerza de gravedad o fuerzas externas. En cambio la transferencia de calor por radiación termal es completamente diferente en este sentido, porque requiere de todo un ambiente de contacto Ver Fig. 3-2 (Sistema FLIR, 2001).

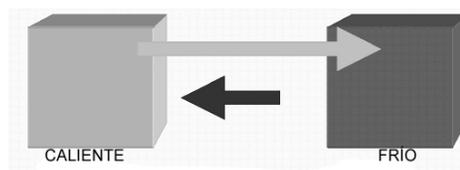


Fig. 3-2. Ilustración de la transferencia de calor por radiación (Sistema FLIR, 2001).

La transferencia de calor por radiación es lograda por emisión y absorción de radiación termal y todo objeto puede emitir y absorber radiación termal al mismo tiempo (Sistema FLIR, 2001).

En el caso del volcán El Reventador los flujos de lava que fueron emitidos por el viento y por el flanco sur del volcán, entre los años 2002 y 2005, transferían calor por emisión al ambiente en la zona de la caldera y recibían frío de las precipitaciones de lluvias, lo que provocó un enfriamiento paulatino de las lavas a través del tiempo (Rivero et al., 2004, Rivero et al., 2005).

#### 3.2.3.1 Radiación termal

La radiación termal es una forma de radiación electromagnética. Los objetos pueden emitir radiación termal como consecuencia de su temperatura, y depende además del tipo de material. La radiación termal logra pasar fácilmente a

través de gases, pero puede pasar con dificultad o ser bloqueada por líquidos y sólidos (Sistema FLIR, 2001).

En el caso del Cotopaxi, tomando como cierta la intrusión magmática que produjo las anomalías del 2001, se puede establecer que, esta intrusión con una temperatura mayor a 900°C (andesítica o riolítica), fue la fuente generadora de la transferencia de calor que emitió una radiación termal dentro del edificio volcánico por medio de las rocas, con dificultad. Además, este calor se transmitió en forma lenta interactuando con el agua que se encuentra en el cono en estado líquido o sólido. La transferencia de calor hacia la superficie se manifestó con el deshielo del glaciar en los flancos superiores y cráter interno.

### 3.3 CAMARA TÉRMICA



Fig. 3-3. La cámara térmica ThermoCAM™ PM695.

La ThermalCAM™ PM695 infrarroja utilizada como un sistema de monitoreo volcánico (Fig. 3-3), consiste de una cámara IR (infrarroja) con un lente de 24°, una cámara digital, y un rango de accesorios (Anexo 1). La cámara proporciona imágenes térmicas que emiten radiación infrarroja con una exactitud de medida  $\pm 2\%$ , (Sistema FLIR, 2001).

En el presente estudio la radiación térmica es una función de la temperatura superficial de un objeto, en nuestro caso “roca” del volcán Cotopaxi.

Las imágenes pueden ser analizadas en el campo, en tiempo real dentro de la cámara, o en una computadora portátil usando el programa ThermalCAM™ Reporter 2000.

### 3.3.1 BANDA DE LONGITUD DE ONDA

Las bandas de longitud de onda desde la más corta a la más larga son: Gamma, Rayos X, Ultravioleta, Infrarroja, Microonda, Onda de radio (Fig.3-4). Las longitudes de onda difieren en terminología en diferentes disciplinas (astronomía, termografía, militar). (Sistema FLIR, 2001).

Los colores tienen diferente longitud de onda, de aproximadamente  $0.4 \mu\text{m}$  (violeta) a  $0.7 \mu\text{m}$  (rojo). En medio de este rango están los otros colores del espectro visible, como se observa el arco iris, mientras que la luz blanca visible es una combinación de colores (Sistema FLIR, 2001).

La banda infrarroja está en el rango ( $0.75 \mu\text{m} - 1\text{mm}$ ) y está subdividida en cuatro pequeñas bandas: la infrarroja cercana ( $0.75 - 3 \mu\text{m}$ ), la infrarroja media ( $3 - 6 \mu\text{m}$ ), la lejana infrarroja ( $6 - 15 \mu\text{m}$ ), y la infrarroja extrema ( $15 - 100 \mu\text{m}$ ) (Sistema FLIR, 2001).

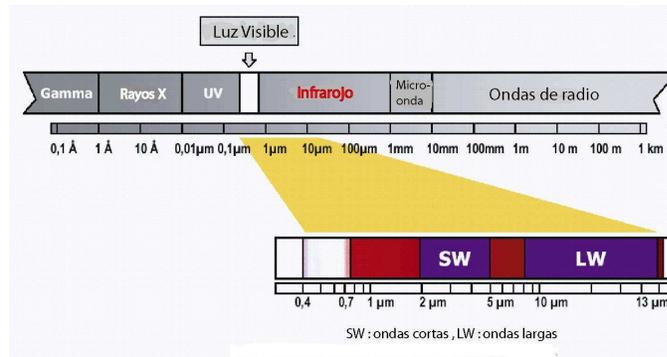


Fig. 3-4. Bandas de longitud de Onda (Sistema FLIR, 2001).

### 3.3.2 LA IMAGEN INFRARROJA

Una imagen infrarroja es la medida de la intensidad de radiación propia del objeto, no se encuentra plasmada la temperatura real, sino que presenta la temperatura aparente (Sistema FLIR, 2001). Para el presente estudio las imágenes infrarrojas del volcán Cotopaxi durante noviembre 2002 – marzo 2005 (Fig. 3-5), son procesadas para obtener una medida de temperatura real.

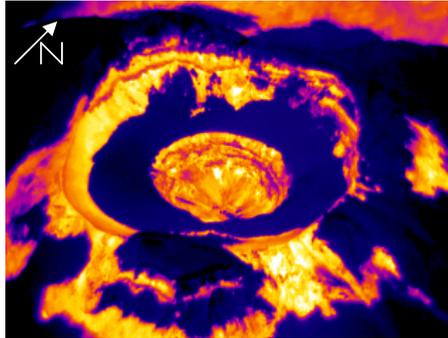


Fig. 3-5. Imagen infrarroja del Volcán Cotopaxi 2002.

Las áreas oscuras de la Fig. 3-5 representan la menor parte de radiación termal. Los colores claros que se observan en el interior del cráter y flancos superiores significan más radiación, reflejando ciertas partes o zonas del Cotopaxi que se encuentran a mayor temperatura.

### 3.3.3 IMAGEN VISUAL VS. IMAGEN INFRARROJA

Hay dos fundamentos para diferenciar entre una imagen visual de una infrarroja (Tabla 3-1):

Imagen Visual	Imagen Infrarroja
Refleja	Es una combinación de la emisión de un objeto y la reflexión.
Tiene color e intensidad	Tiene radiación termal

Tabla 3-1. Diferencia de Imagen visual y térmica (Sistema FLIR, 2001).

Lo visual es lo que se admira a simple vista, mientras que en lo infrarrojo necesita una cámara para observar la radiación (Sistema FLIR, 2001) (Fig. 3-6).

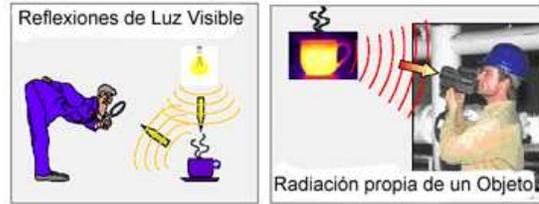


Fig. 3-6. Imagen visual (izquierda) reflejada. Imagen infrarroja (derecha) con radiación (Sistema FLIR, 2001).

La imagen tomada por la cámara térmica usa una escala ficticia de colores que puede ser de tonalidades claras para representar una alta intensidad de radiación y tonalidades oscuras para una baja intensidad de radiación (Sistema FLIR, 2001) (Fig. 3-7).

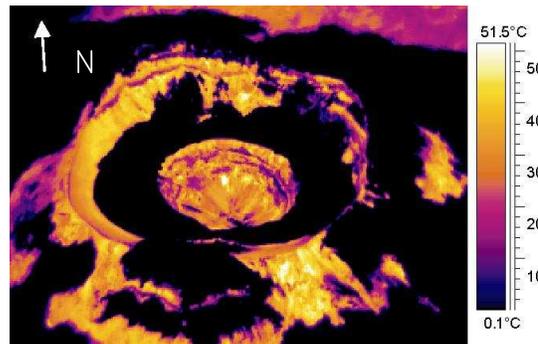
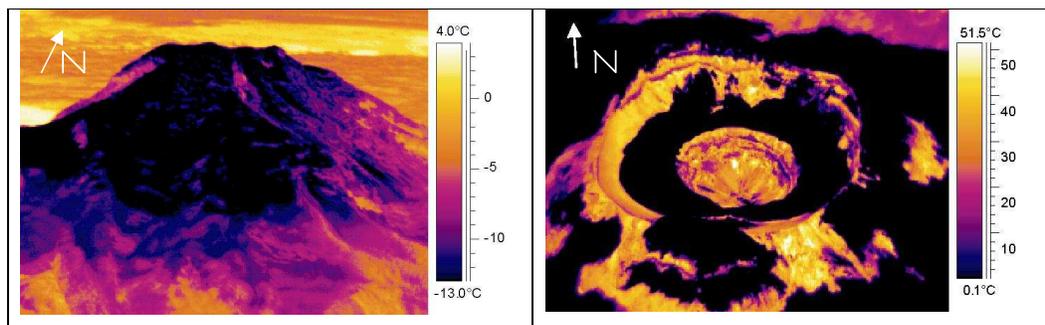


Fig.3-7. Imagen infrarroja del Volcán Cotopaxi 2002, con la escala de intensidad de radiación.

### 3.4 Anomalías térmicas del volcán Cotopaxi “2002-2005”

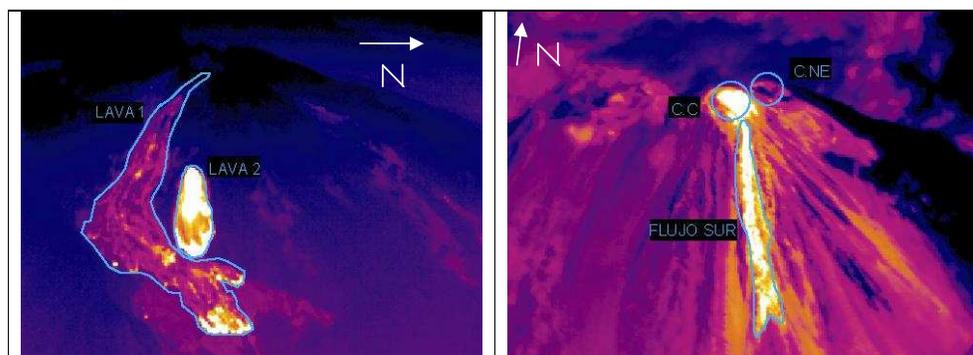
#### 3.4.1 ANOMALIA TÉRMICA

Una anomalía térmica representa una zona con valores de temperaturas considerados altos con respecto a sus alrededores. Un ejemplo de presencia de anomalías térmicas, es el registro de temperaturas mayores a 40 °C en algunas zonas de la parte superior del volcán Cotopaxi, es decir, flancos superiores y cráter y es considerado como anomalía térmica, ya que esta zona tiene la presencia de un importante casquete glaciar sobre los 4000 de msnm, y su temperatura normal debería estar bajo los 0°C, como es el caso de los volcanes Antisana y Cayambe, que presentan características similares (Fig.3-8).



**Fig. 3-8.** Imagen térmica del volcán Cayambe (izquierda) no presenta anomalías térmicas y la imagen térmica del volcán Cotopaxi (derecha) con zonas anómalas.

Se han reconocido varias anomalías térmicas en algunos volcanes del Ecuador, así por ejemplo el volcán Tungurahua el cual tiene un centro de emisión de material lávico en el viento, donde se han llegado a medir temperaturas mayores a 800°C; volcán que se encuentra en proceso eruptivo desde el año 1999. Otros volcanes como El Reventador y Sangay han mostrado temperaturas mayores a 500 °C en flujos de lava (Fig. 3-9) y hay otros volcanes donde no se han encontrado anomalías térmicas como es el caso del Cayambe, Imbabura, Altar, Iliniza, Chimborazo (Rivero et al., 2005).



**Fig. 3-9.** Imagen térmica del volcán El Reventador (izquierda) con la LAVA 1 y LAVA 2, noviembre 2002 y la imagen térmica del volcán Sangay (derecha) representa las anomalías en el cráter central (C.C), cráter noreste (C. NE), flujo Sur, diciembre 2003, con temperaturas mayores a 500 °C (BGR-IG).

### 3.4.2 PARAMETROS AMBIENTALES EN EL COTOPAXI

Parámetros ambientales como la humedad relativa, temperatura del aire, temperatura atmosférica y emisividad se usan para el proceso de las imágenes

térmicas del Cotopaxi ya que son necesarias para el análisis de cada imagen térmica y la obtención de temperaturas reales.

#### **3.4.2.1 Atmósfera**

La atmósfera emite radiación y absorbe algo de la radiación que los cuerpos emiten y reflejan (Sistema FLIR, 2001). La radiación pasa a través de la atmósfera; siendo una parte emitida por el objeto (Cotopaxi) y otra parte reflejada de los alrededores (Sistema FLIR, 2001).

La atmósfera también emite su propia radiación (Sistema FLIR, 2001), influyendo en la obtención de los resultados generados al registrar las imágenes térmicas, es por ello que se debe realizar un tratamiento y procesamiento de las imágenes considerando los siguientes aspectos:

- Distancia entre el objeto (volcán) y la cámara. Aunque no es un parámetro ambiental, es necesario para el procesamiento de las imágenes.
- Humedad relativa
- Temperatura del aire

##### *3.4.2.1.1 Distancia entre el objeto y la cámara*

La distancia juega un rol importante en las medidas termográficas del volcán Cotopaxi. El parámetro distancia es usado para compensar la radiación que esta siendo absorbida (perdida) entre el volcán y la cámara (Sistema FLIR, 2001). Las distancias a las que se efectuaron las medidas están en el rango de 800 a 1000 metros valor que se utiliza para el procesamiento de las imágenes térmicas (ver 3.4.3).

##### *3.4.2.1.2 Humedad Relativa*

La humedad relativa es un parámetro que determina el grado de saturación de la atmósfera y está definida por la relación de la tensión de vapor actual y la

tensión de vapor saturante a una determinada temperatura, expresado en porcentaje (Sistema FLIR, 2001).

La cámara también puede compensar la humedad relativa de la atmósfera debido a que la transmisibilidad siempre está presente (Sistema FLIR, 2001). Para el caso del Cotopaxi, el parámetro de humedad relativa se lo obtuvo durante los “sobrevuelos” con la ayuda de un higrómetro digital. (ver 3.4.3).

#### *3.4.2.1.3 Temperatura atmosférica*

Este parámetro se usa para corregir la radiación que está siendo absorbida en la atmósfera entre el Cotopaxi y la cámara, tomando en cuenta que la transmisibilidad decae con la distancia (Sistema FLIR, 2001).

En el presente estudio, este parámetro se lo midió utilizando un termómetro digital y los datos obtenidos ayudaron en las correcciones durante el procesamiento de las imágenes.

#### **3.4.2.2 Temperatura aparente reflejada (Temperatura ambiente)**

La medida de este parámetro causa a menudo confusión y es en parte debido a la ambigüedad de cómo se lo llama. Muchas cámaras IR usan el nombre T-ambiente o  $T_{amb}$  y esto hace pensar que es la temperatura del aire alrededor del objeto (volcán en estudio), alrededor de la cámara o entre los dos (Sistema FLIR, 2001).

La temperatura aparente reflejada es la medida del nivel energético medio molecular del aire, expresado en grados centígrados; su medición se la hace valiéndose del termómetro digital durante los sobrevuelos y este valor se utiliza para el procesamiento de las imágenes térmicas. Los valores de temperatura se encuentran sujetos a varios factores permanentes como son: topografía del lugar, orientación geográfica (disminución gradual en sentido oriente - occidente), altura, estación del año y hora del día.

La temperatura ambiente, humedad relativa y temperatura aparente reflejada no tienen importancia cuando la distancia entre la cámara y el objeto es nula (pequeña), lo contrario ocurre cuando entre los dos hay grandes distancias.

### 3.4.2.3 Emisividad

La radiación de un cuerpo real ( $W_{RB}$ ), es dado por la Ley de Stefan – Boltzmann para cuerpo real:

$$W_{RB} = \varepsilon * \sigma * T^4 \quad (2)$$

Donde:

$\varepsilon$  = emisividad

$\sigma = 5.67 * 10^{-8} \text{ (W/m}^2 \text{ } \text{K}^4\text{)}$

T = temperatura absoluta en grados kelvin,  $\text{K}$

La intensidad de radiación de un cuerpo negro es directamente proporcional a la temperatura absoluta. La diferencia de emisividad de un cuerpo negro de un cuerpo real, está dada por la poca radiación que puede proporcionar con cualquier temperatura (Sistema FLIR, 2001).

La emisividad es la intensidad de radiación de un cuerpo real (RB), dividido para la radiación de intensidad de un cuerpo negro (BB), y su ecuación es:

$$\varepsilon = \frac{W_{RB}}{W_{BB}} \quad (3)$$

Existen diferentes factores que determinan la emisividad de una superficie:

- Material - diferentes materiales tienen diferente emisividad
- Estructura de superficie – la forma y rugosidad de la superficie influyen en los valores de emisividad
- Geometría – Muchos reflectores entre superficies pueden incrementar su absorción y por lo tanto su emisividad.
- Angulo – el ángulo de incidencia afecta la emisividad efectiva de una superficie.

- Longitud de onda – las emisividades de superficies idénticas pueden no ser la misma con las cámaras de onda larga y onda corta.
- Temperatura – variaciones grandes en temperatura algunas veces influncian la emisividad de la superficie.

Las superficies ásperas tienen una emisividad alta; superficies pulidas, brillantes y lisas tienen baja emisividad. Las rocas tienen una emisividad alta y los espesores de las superficies pueden reflejar y absorber radiación (Sistema FLIR, 2001).

Los efectos de emisividad juegan un gran rol en la termografía, debido a que con alta emisividad, la temperatura aparente puede ser cercana a la temperatura del objeto, y con baja emisividad, la temperatura aparente puede ser cercana a la temperatura aparente de los alrededores del objeto (Sistema FLIR, 2001).

Normalmente, el tratamiento de superficies y materiales exhiben un rango de emisividades que van de 0.1 a 0.95 (Sistema FLIR, 2001). Para el caso del volcán Cotopaxi se usa 0.9 como constante siendo este valor el que más se acerca a una roca volcánica (Böker com. pers., 2004), por tanto se establece a la temperatura final como una temperatura real.

### **3.4.3 PROCESO DEL ANALISIS DE LA IMAGEN TERMICA**

Con ayuda de la cámara infrarroja ThermaCAM™ PM695, se realizó un trabajo de campo que consistió en obtener un total de 457 imágenes térmicas y más de 1000 imágenes digitales, mediante sobrevuelo sobre el volcán en una avioneta. Las mejores condiciones climáticas para la obtención de imágenes, fueron en los meses (marzo – abril y septiembre – octubre) durante el período 2002 –2005, con un total de 15 sobrevuelos.

Las imágenes térmicas seleccionadas para el tratamiento de temperaturas máximas puntuales fueron 113, el proceso de reducción de datos se hizo

discriminando 344 imágenes por la influencia de nubosidad, radiación solar, distancia muy lejana (cámara – volcán) y ausencia de zonas anómalas.

Con las imágenes térmicas seleccionadas para este estudio se realizó el siguiente análisis y procesamiento de las mismas utilizando el software de computadora ThermoCAM Researcher 2002 propio del FLIR:

1. Filtrado de la imagen. Convierte a la imagen térmica en tonos de colores claros y oscuros, con el propósito de reconocer de mejor manera la zona anómala de interés (Fig. 3-10).

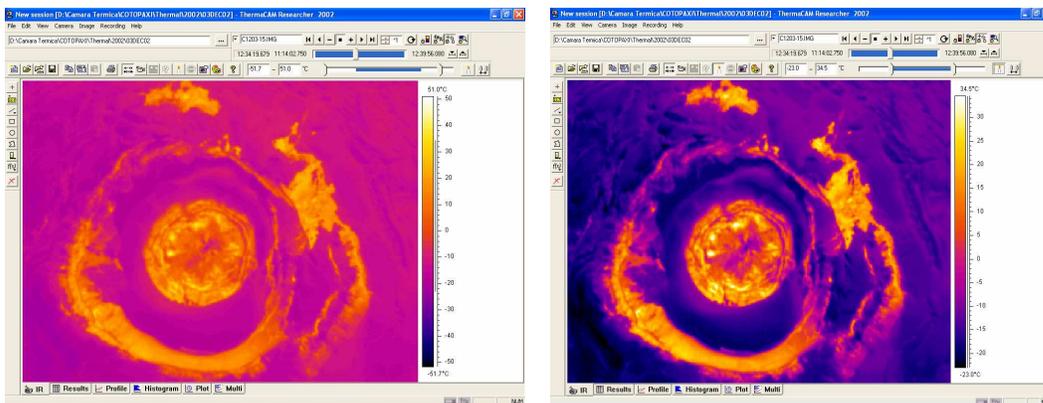


Fig.3-10. Imagen térmica del V. Cotopaxi 2002, imagen sin filtrar (izquierda), imagen filtrada (derecha).

2. Ingreso de parámetros atmosféricos y la distancia objeto – cámara. Sirve para obtener valores de temperatura exactos y las medidas requeridas son las siguientes:

- Emisividad, con un valor de 0.9 como constante para una roca volcánica (Böker com. pers., 2004)
- Distancia cámara – objeto (volcán), en un rango de 800 a 1000 m.
- Temperatura ambiental - humedad relativa, medida con termómetro e higrómetro digital durante las trayectorias realizadas sobre el volcán.
- Temperatura atmosférica, este valor es inversamente proporcional a la altura, es decir, a mayor altura menor temperatura. Según Muñoz M.,

(2006) la relación del cambio de la temperatura con la altura es de aproximadamente  $6,5^{\circ}\text{C}$  cada 1000 metros.

Los 4 parámetros: distancia, temperatura atmosférica, temperatura ambiental y humedad relativa se ingresan en el programa ThermaCAM Researcher 2002 (Fig.3-11).

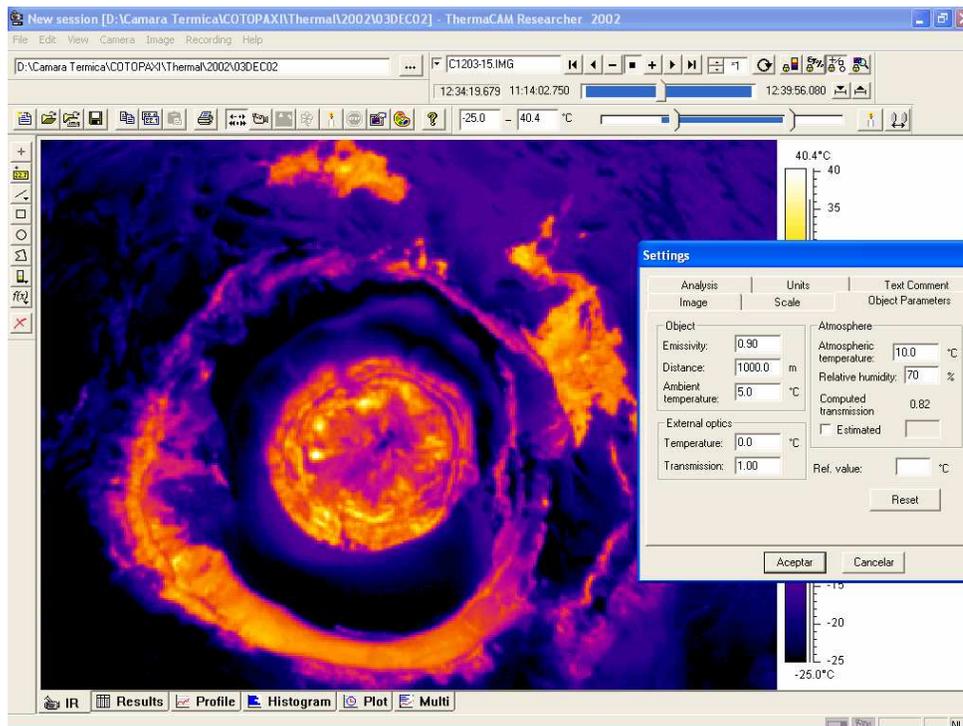


Fig.3-11. Parámetros atmosféricos para la calibración de la temperatura aparente en las imágenes térmicas del Cotopaxi.

Al realizar esta calibración, las temperaturas mostradas por la imagen son consideradas como datos reales.

3. Búsqueda de zonas anómalas. Con la obtención de las temperaturas reales, se establecen las zonas que muestran comportamiento térmico anómalo. De estas zonas se realiza un análisis particular, es decir se encierra en polígonos, para obtener resultados de temperatura puntuales máximas (Fig.3-12).

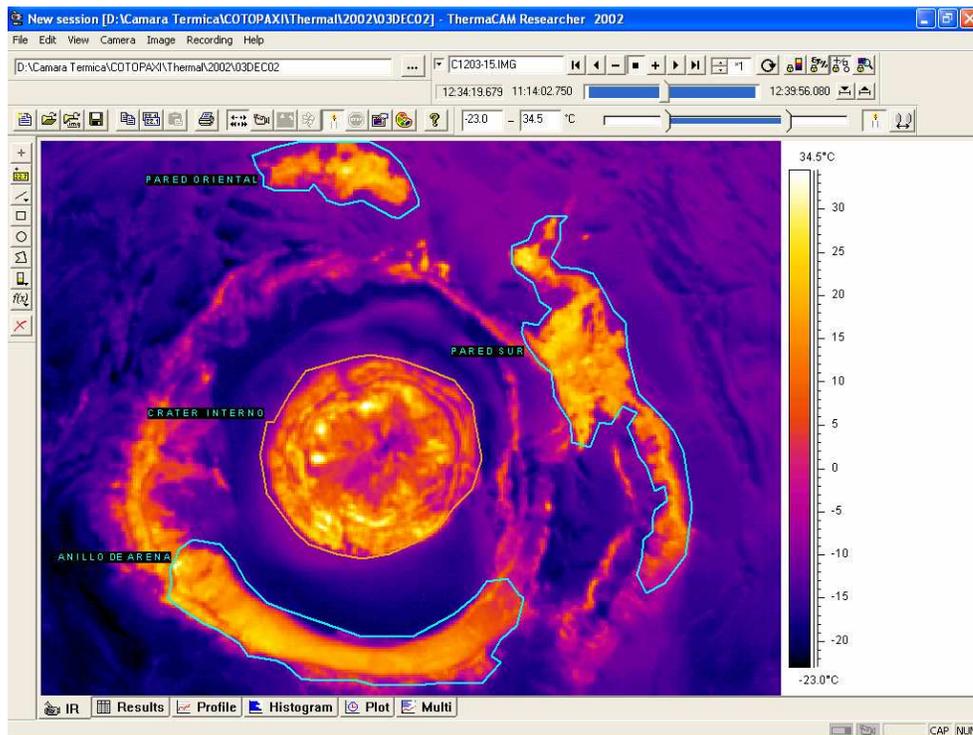


Fig.3-12. Ubicación de las anomalías térmicas con el Programa ThermoCAM Researcher 2002 en el Volcán Cotopaxi.

Además, el programa térmico cuenta con varias opciones que permiten realizar perfiles térmicos e histogramas de zonas consideradas como de interés. Estas opciones fueron aplicadas durante el análisis de cada una de las imágenes térmicas del Cotopaxi (Fig.3-13).

En el caso del Cotopaxi, las zonas anómalas fueron nombradas de acuerdo a su ubicación geográfica en el volcán Cotopaxi (Anexo 3: Mapa 1), y las temperaturas determinadas para cada zona fueron compiladas en una base Excel.

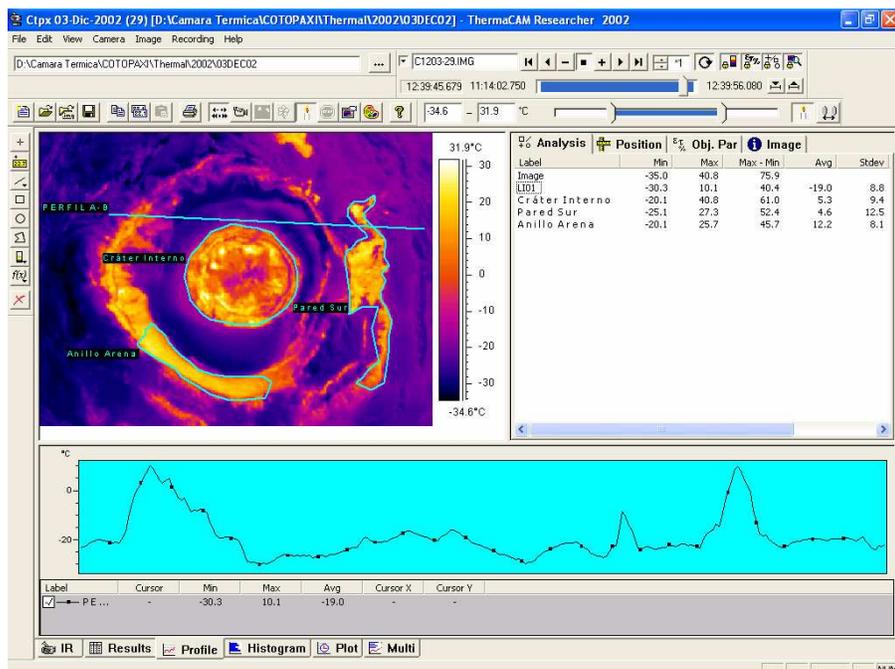


Fig.3-13. Resultados de algunas anomalías térmicas del V. Cotopaxi con ayuda del Programa ThermoCAM Researcher 2002.

### 3.4.4 DISTRIBUCION ESPACIAL Y TEMPORAL DE LAS ANOMALIAS TERMICAS DEL VOLCAN COTOPAXI “2002 – 2005”.

Con el análisis y tratamiento de las imágenes térmicas obtenidas durante el período de estudio, se determinó 5 zonas consideradas como anómalas en el Cotopaxi (Fig.3-14). Estas zonas fueron nombradas como: Yanasacha, Cráter, Pared Sur, Pared Oriental y Pared Occidental (Mapa 1).

La evolución temporal de las áreas de deshielo para las 5 zonas anómalas fueron medidas utilizando la imagen térmica y digital de la zona de interés con ayuda del programa AutoCAD 2005, escalando dichas imágenes con el diámetro del cráter de 800 m (eje N-S) y 650 m (eje E-W), ya que se considerada como una característica no modificada durante el período de estudio.

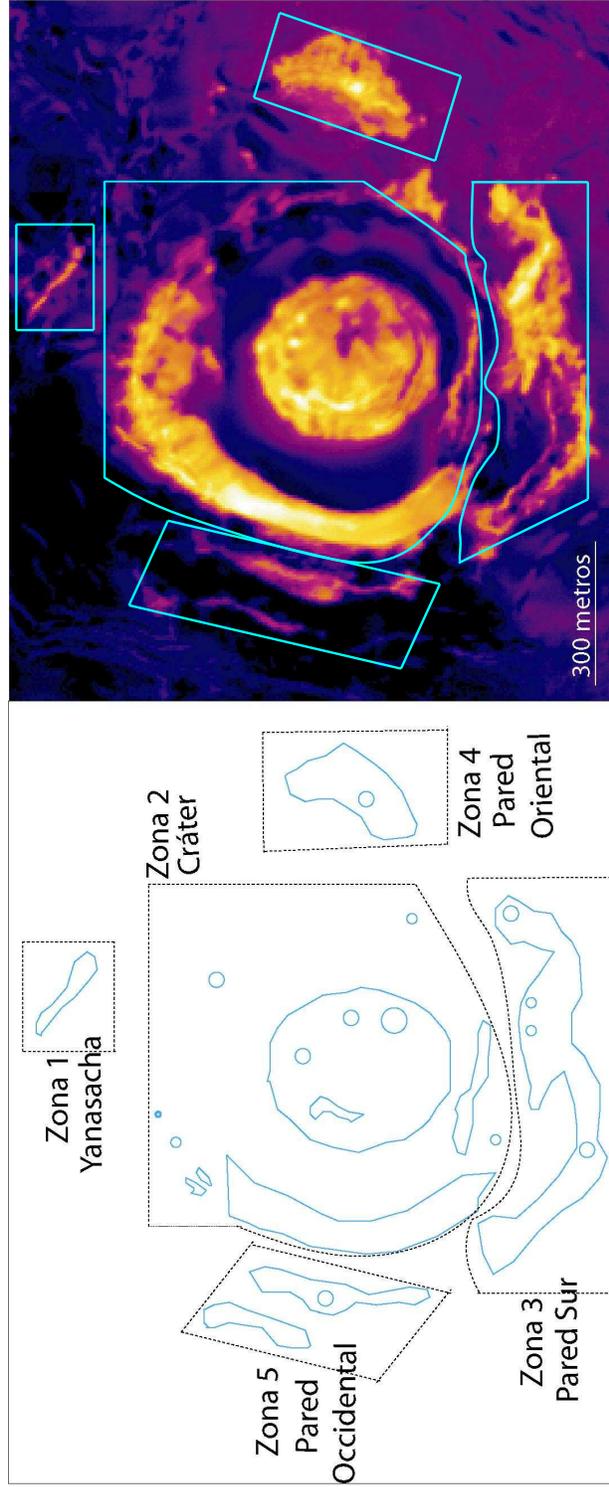


Fig. 3-14. Ubicación de las zonas con temperaturas anómalas en el Volcán Cotopaxi. Zonas 1 =Yanasacha, Zona 2 =Cráter Interno, Zona 3 =Flanco Sur, Zona 4 =Pared Oriental, Zona 5 =Pared Occidental.

### 3.4.4.1 Zona 1 - Yanasacha

La zona 1 – Yanasacha, es una secuencia de flujos de lavas andesíticas autoclásticas (Hall et al., 2005, Hradecká et al., 1974), dispuesto unos sobre otros en forma de pared vertical, que alcanzan 200 m de altura. La zona 1 - Yanasacha (Mapa 1) está ubicada en el flanco superior norte del volcán, sobre los 5700 msnm, presenta una forma irregular alargada y en su interior hay pequeños campos fumarólicos que aparecen en lugares donde la permeabilidad de la roca es alta por el tipo de material involucrado (Fig. 3-15).



Fig.3-15. Yanasacha, comprende flujos de lava superpuestos por varias erupciones históricas, dispuestos en forma vertical, y actividad fumarólica normal. (Foto: Andrade, noviembre 2005).

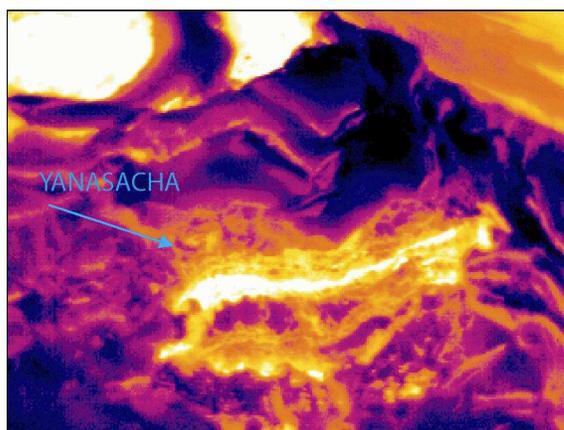
El área de deshielo de esta zona fue analizada con las imágenes térmicas y digitales para determinar la evolución que tuvo desde el año 2001, inicio del comportamiento anómalo del volcán.

De los análisis realizados se obtuvo como resultado que esta zona mostró durante los meses de octubre 2004 y abril 2005 un área mayor de deshielo (Tabla 3-2), comportamiento que estuvo relacionado con el registro de valores altos de temperatura de la roca descubierta con valores mayores a 15°C.

Fecha	25 Noviembre 2002	03 Diciembre 2003	14 Octubre 2004	28 Abril 2005	02 Mayo 2005
Area (ha)	1.8	10.3	28.5	11.6	2.2

**Tabla 3-2.** Áreas aproximadas sin glaciación en Yanasacha en el período 2002 -2005.  
La unidad (ha) representa hectárea.

La zona de Yanasacha por sus características morfológicas carece de cobertura glaciación y nieve, sin embargo su área de influencia mostró un importante crecimiento durante el período de estudio, lo que se relaciona con la presencia de un cuerpo caliente al interior del edificio (Fig. 3-16, Fig. 3-18). Para esta zona, el incremento del área sin cobertura glaciación fue desde 1.6 ha en noviembre 2002, a 11.6 ha en abril 2005.



**Fig. 3-16.** Imagen térmica de Yanasacha 21 noviembre 2005, los colores más claros representan mayor temperatura y los más oscuros, menor temperatura (IG –BGR 2005)

Durante el período de estudio, el valor de temperatura máximo determinado en la zona de Yanasacha fue de 27.8°C, valor medido a finales de octubre 2004 (Fig. 3-17).

La variación de temperatura ( $\Delta T$ ) no se pudo realizar en esta zona ni en ninguna de las otras zonas anómalas, debido a que la obtención de las imágenes térmicas no se realizó con ciclicidad y en períodos cortos de tiempo (semanas a pocos meses), motivo por el cual se obtuvo resultados incoherentes.

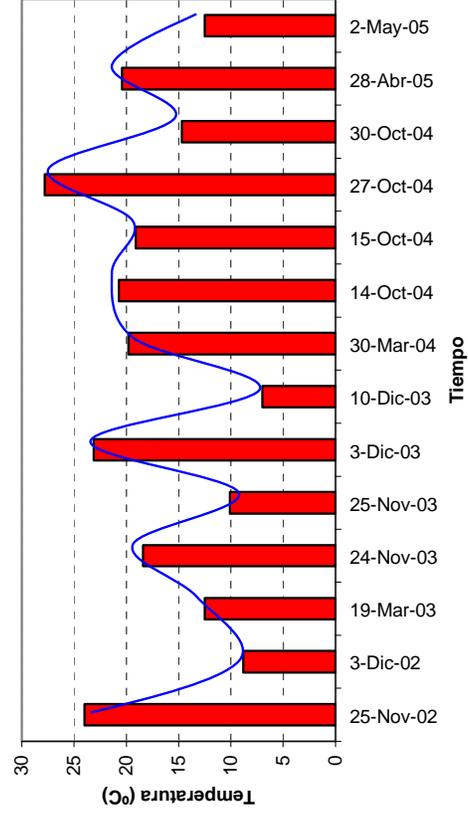
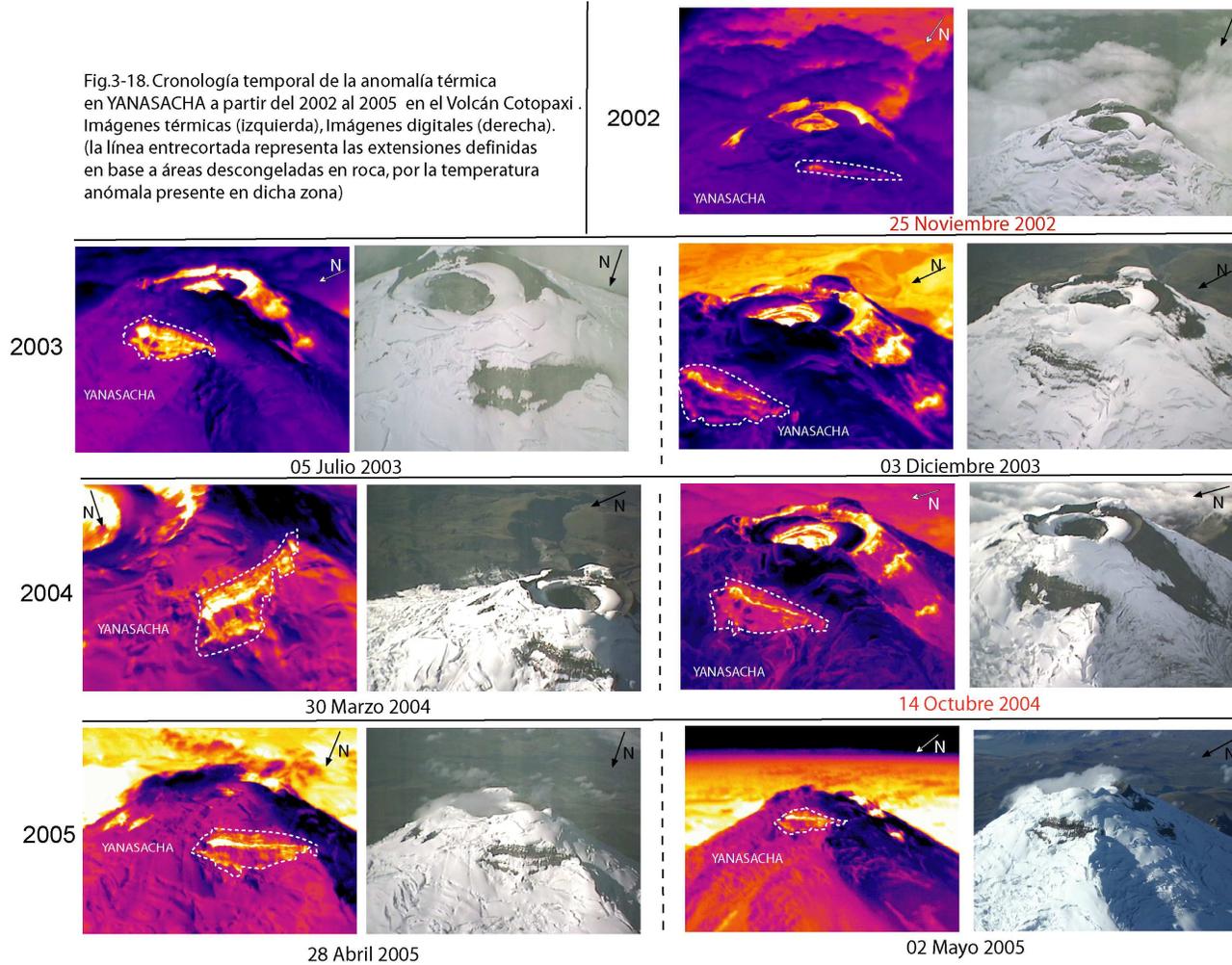


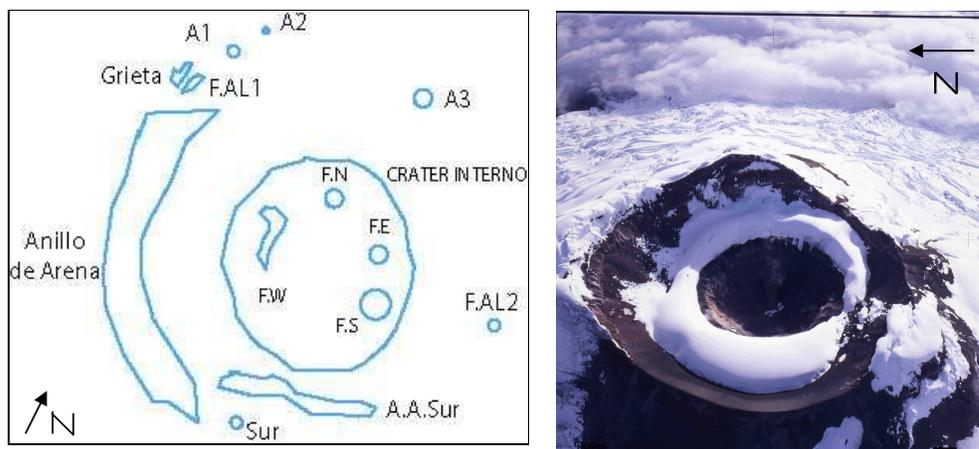
Fig. 3-17. Diagrama Temperatura vs. Tiempo Yanasacha en el período 2002 – 2005

Fig.3-18. Cronología temporal de la anomalía térmica en YANASACHA a partir del 2002 al 2005 en el Volcán Cotopaxi . Imágenes térmicas (izquierda), Imágenes digitales (derecha). (la línea entrecortada representa las extensiones definidas en base a áreas descongeladas en roca, por la temperatura anómala presente en dicha zona)



### 3.4.4.2 Zona 2 - Cráter

La zona 2 - Cráter (**Anexo 3 – Mapa 1**) esta ubicada en la parte central superior del volcán entre los 5820 – 5660 msnm y esta conformada por 6 áreas con temperaturas anómalas: Cráter interno, Anillo de Arena, Anillo de Arena Sur, anomalía Anillo 1, anomalía Anillo 2, anomalía Anillo 3 y 8 fumarolas. Estas fumarolas han sido denominadas como: Grieta NW, fumarola Sur, fumarola Alineada 1, fumarola Alineada 2, fumarola norte, fumarola sur, fumarola este y fumarola oeste (**Fig. 3-19**).



**Fig. 3-19.** Ubicación de áreas anómalas en la Zona 2

Cráter interno, Anillo de Arena, Anillo de Arena Sur (A.A.Sur), , anomalía Anillo 1(A1), anomalía Anillo 2(A2), anomalía Anillo 3(A3) y 8 Fumarolas: Grieta NW (Grieta), Fumarola Sur (Sur); Fumarola Alineadas 1(FAL1), Fumarola Alineadas 2(FAL2), fumarola norte (FN), fumarola sur (FS), fumarola este (FE), fumarola oeste (FW)

Las principales características de las zonas anómalas y fumarolas se describen a continuación:

	<b>Nombre</b>	<b>Ubicación en el volcán</b>	<b>Altura (msnm)</b>	<b>Litología</b> (Hall et al., 2005, Hradecká et al., 1974; Narebski et al., 1973 )	<b>Temperatura Máx. (°C)</b>
1	Cráter Interno	parte central	5680 – 5745	Cono de flujos de lavas andesíticos brechosos y rocas piroclásticas	55.9 (27 -Oct- 04)
2	Anillo de Arena	extremo W del cráter	5760	Rocas piroclásticas : flujos de escoria, pómez.	47.3 (25- Nov-02)
3	Anillo Arena Sur	extremo S del cráter	5760	Rocas piroclásticas: flujos de escoria, pómez.	24.8 (24- Nov-03)
4	Sur (*)	extremo S del cráter	5800	Flujos de lava andesítico brechoso y rocas piroclásticas	29.2 (30- Oct-04)
5	F. AL 1 (*)	extremoNW del cráter	5830	Flujos de lava andesítico brechoso	44.5 (25-Nov-02)
6	F. AL 2 (*)	extremo SE del cráter	5780	Flujos de lava andesítico brechoso	39.1 (25-Nov- 02)
7	A 1	extremoNW del cráter	5820	Flujos de lava andesíticos y rocas piroclásticas	50.6 (25-Nov- 02)
8	A 2	extremoNW del cráter	5820	Flujos de lava andesíticos brechosos y rocas piroclásticas	53.2 (25-Nov- 02)
9	A 3	extremo NE del cráter	5765	Flujos de lava andesítico brechoso y rocas piroclásticas	56.9 (25-Nov- 02)
10	Grieta (*)	extremoNW del cráter	5820	Flujos de lava andesítico brechoso	47.4 (24-Nov- 03)

**Tabla 3-3.** Características de las áreas anómalas en la Zona 2, (\*) Representan fumarolas.

En la zona del Cráter Interno se registró la mayor temperatura determinada durante el período de estudio, superando el valor a 50° C y fue medido en los meses de noviembre de 2002 y octubre de 2004 (Fig. 3-20).

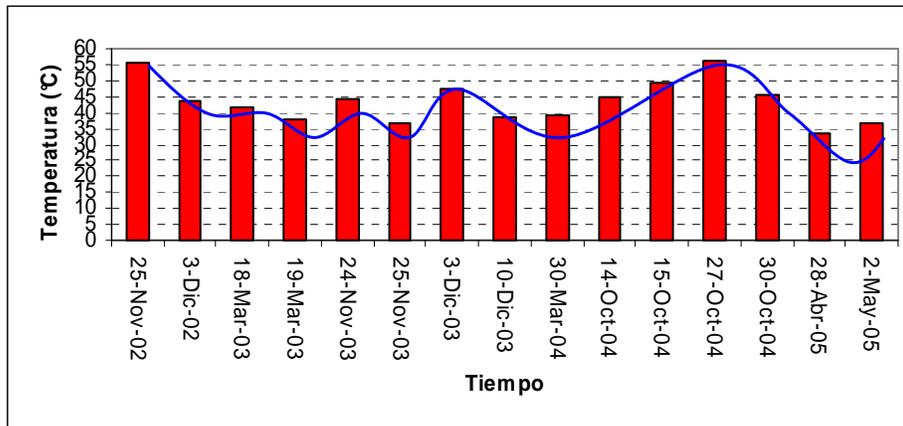


Fig. 3-20. Diagrama Temperatura vs. Tiempo Cráter Interno en el periodo 2002 – 2005.

La zona 2 - cráter, litológicamente se caracteriza por estar constituida por rocas volcánica permeables (Tabla 3-3), cubiertas por un anillo de nieve y la presencia de fumarolas (Fig. 3-21). Desde el año 2001, esta zona se ha caracterizado por la continúa generación de fumarolas, ubicadas principalmente en el limite exterior norte y suroriental del anillo de nieve. Estas fumarolas han sido denominadas A1, A2, A3 y FAL2 (Fig. 3-21), y deben ser generadas por la interacción del sistema hidrotermal con un cuerpo caliente al interior del edificio.

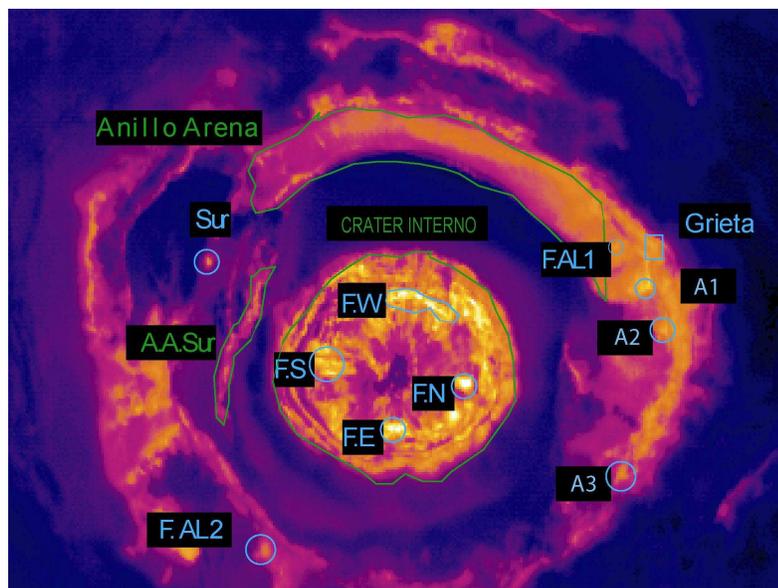


Fig.3-21. Imagen térmica del Cráter los colores más claros representa mayor temperatura y los más oscuros, menor temperatura, 10 diciembre 2003 (IG –BGR)

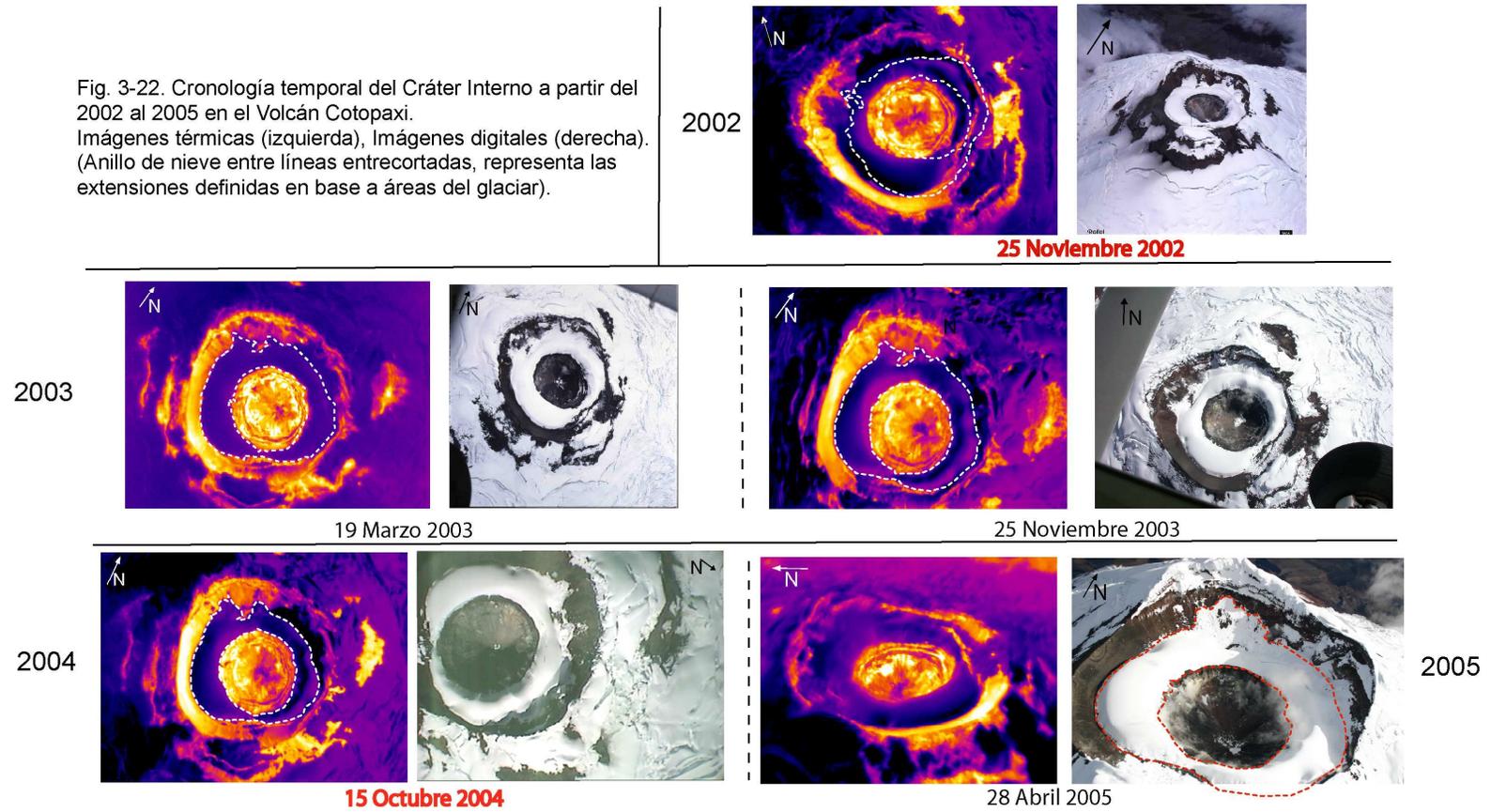
Durante el período de estudio, se estableció que el anillo de nieve presentaba una pérdida de volumen. Con ayuda de las imágenes térmicas y digitales, se pudo determinar que el área de influencia del anillo paso de 14.5 ha a 9.4 ha. Se determinó que este cambio fue debido a la generación de temperaturas mayores a 30°C, siendo los valores más altos, los alcanzados en abril 2005 y por tanto se descarta que este cambio sea producto de la influencia climática global en esta zona (Tabla. 3-4).

Fecha	25 Noviembre 2002	19 Marzo 2003	25 Noviembre 2003	15 Octubre 2004	28 Abril 2005
Área (ha)	14.5	15	12.5	14.3	9.4

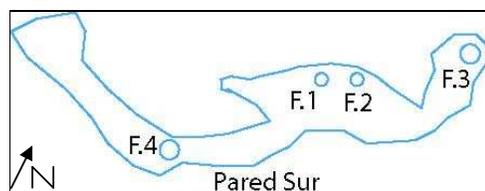
Tabla 3-4. Áreas del Anillo de Nieve en el período Noviembre 2002 – abril 2005.  
La unidad (ha) representa hectárea.

En la Fig. 3-22 se observa la pérdida de tamaño y el cambio de morfología que ha sufrido el anillo de nieve durante el período de estudio, además del apareamiento de grietas en el extremo norte y la generación de embudos. La generación de embudos en el anillo se ha determinado que podrían ser el producto de la actividad fumarólica en el borde exterior. Todos los cambios que se han generado en el anillo de nieve son debido a que se localiza sobre material permeable que puede conducir fácilmente calor desde el interior del volcán.

Fig. 3-22. Cronología temporal del Cráter Interno a partir del 2002 al 2005 en el Volcán Cotopaxi. Imágenes térmicas (izquierda), Imágenes digitales (derecha). (Anillo de nieve entre líneas entrecortadas, representa las extensiones definidas en base a áreas del glaciar).



### 3.4.4.3 Zona 3 – Pared Sur



**Fig.3-23.** Pared Sur con 4 fumarolas en su interior: fumarola Pared Sur (F.1), fumarola Pared Sur (F.2), fumarola Pared Sur (F.3), fumarola Pared Sur (F.4).

No se han encontrado reportes que señalen que en esta zona existió actividad fumarólica previo al período de estudio.

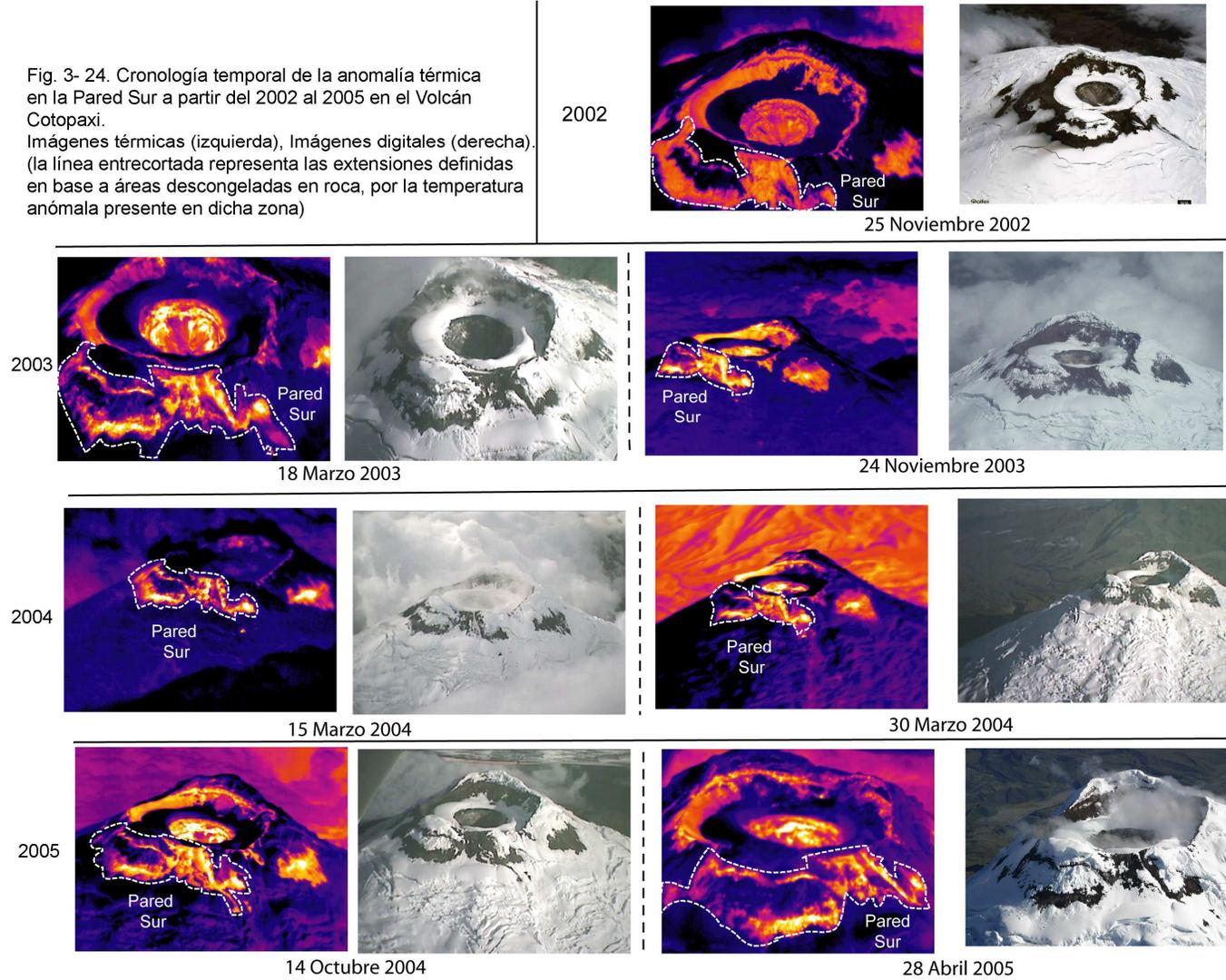
La zona 3 – Pared Sur (**Mapa 1**) se encuentra ubicada en el flanco superior sur del volcán a 5700 msnm, presenta una pendiente de hasta 67°. Se presume que esta zona litológicamente se encuentra conformada por flujos de lava andesíticos, flujos permeables de bombas de escoria, flujos con líticos y escoria, y flujos de bombas de pómez (Narebski et al., 1973, Hradecká et al., 1974, Hall et al., 2005).

En este estudio se ha determinado un crecimiento del área de deshielo de la zona 3 - pared sur (**Fig. 3-24**), como producto de la anomalía térmica que se ha reconocido con ayuda de la cámara térmica. Este crecimiento fue mayor durante los meses de marzo y octubre 2004, sin embargo las temperaturas alcanzadas durante estos períodos no fueron las más altas registradas (**Tabla. 3-5 y Fig.3-25**).

Fecha	25 Noviembre 2002	18 Marzo 2003	15 Marzo 2004	30 Marzo 2004	14 Octubre 2004	28 Abril 2005
Área (ha)	8.5	8.7	13.7	12.4	11.2	5.8

**Tabla 3-5.** Áreas aproximadas sin glaciación de la Pared Sur en el período 2002 -2005. Nótese que el mayor deshielo en el 2004, se produce por la mayor anomalía térmica. La unidad (ha) representa hectárea.

Fig. 3- 24. Cronología temporal de la anomalía térmica en la Pared Sur a partir del 2002 al 2005 en el Volcán Cotopaxi.  
 Imágenes térmicas (izquierda), Imágenes digitales (derecha), (la línea entrecortada representa las extensiones definidas en base a áreas descongeladas en roca, por la temperatura anómala presente en dicha zona)



La temperatura mayor registrada para esta zona fue en noviembre 2002 y alcanzó un valor aproximado de 50°C (Fig. 3-25).

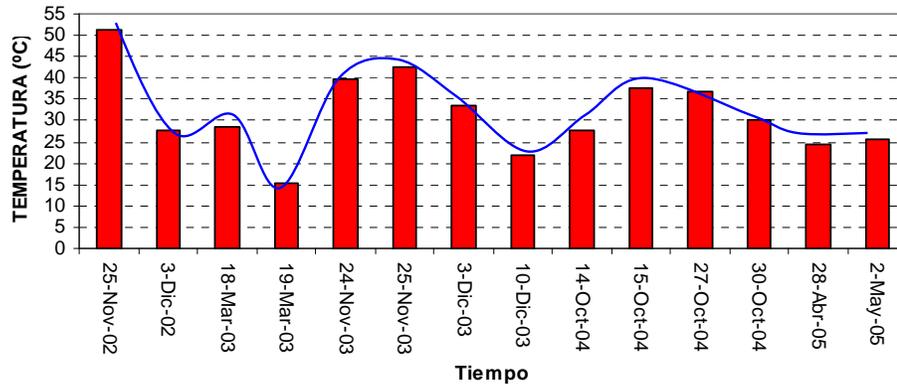


Fig. 3-25. Diagrama Temperatura vs. Tiempo de la Pared Sur en el período 2002 - 2005

Es importante señalar, que en el interior de esta zona se han determinado la presencia de 4 fumarolas, que alcanzaron temperaturas mayores a 40°C durante el período de estudio (Fig. 3-26).

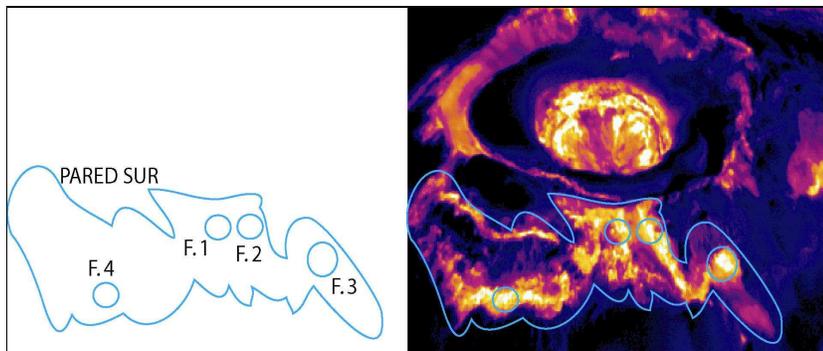


Fig.3.26. Imagen térmica de la Pared Sur, los colores más claros representa mayor temperatura y viceversa, marzo 2003 (IG –BGR).

#### 3.4.4.4 Zona 4 – Pared Oriental

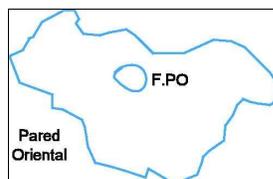


Fig.3-27. Pared Oriental, en su interior 1 fumarola.

La Zona 4 – Pared Oriental (**Anexo 3 -Mapa 1**), está ubicada en el flanco superior oriental del volcán a 5640 msnm, con una pendiente de 48° y en el interior de esta zona existía 1 fumarola. La zona 3 - Pared Oriental se asume que está constituida por flujos de lava andesíticos, cubiertos con flujos de bombas de escoria, flujos con líticos / escoria y flujos de bombas de pómez, según la geología realizada en el flanco inferior y las planicies orientales (Hall et al., 2005).

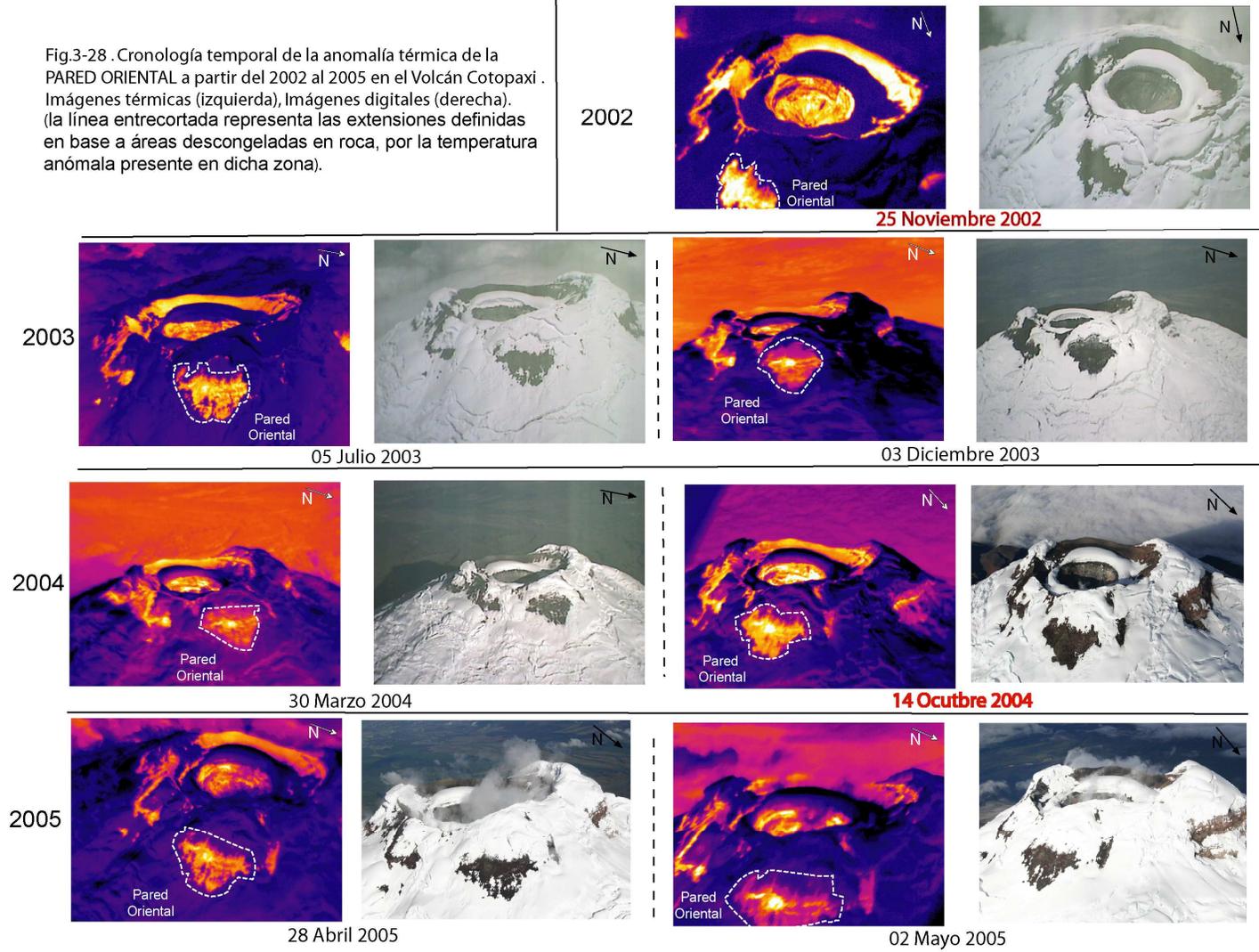
La zona 4 – Pared Oriental, se ha mantenido como una área desprovista de hielo/nieve y durante el período de estudio ha mostrado un crecimiento (**Tabla 3-6**) debido a la presencia de una anomalía térmica asociada a temperaturas superiores a los 25°C.

Fecha	25 Noviembre 2002	05 Julio 2003	03 Diciembre 2003	30 Marzo 2004	14 Octubre 2004	28 Abril 2005	02 Mayo 2005
Área (ha)	4.7	3.5	6.8	8.7	6.2	7.6	6.8

**Tabla 3-6.** Áreas aproximadas sin glaciación de la Pared Oriental en el período 2002 -2005.  
La unidad (ha) representa hectárea.

Los cambios en el área sin glaciación de la Pared Oriental no presentan variaciones considerables (**Fig. 3-28**) como sucedió en el resto de zonas anómalas anteriormente descritas. Posibles razones para esto pueden ser que la fuente de la anomalía térmica en el interior del volcán no se encuentre debajo del cráter, y posiblemente estaría ubicada hacia el extremo oeste del edificio. Otra posible razón podría estar asociada a un efecto climático debido a la presencia de corrientes de viento que provienen desde el oriente de la cuenca amazónica, y que chocan con esta zona del volcán, motivo por el cual el descongelamiento no es drástico o brusco. Posiblemente otro motivo para este comportamiento, esté asociado con el tipo de litología, presumiéndose la presencia de material menos permeable que el resto de zonas.

Fig.3-28 . Cronología temporal de la anomalía térmica de la PARED ORIENTAL a partir del 2002 al 2005 en el Volcán Cotopaxi .  
 Imágenes térmicas (izquierda), Imágenes digitales (derecha).  
 (la línea entrecortada representa las extensiones definidas en base a áreas descongeladas en roca, por la temperatura anómala presente en dicha zona).



Durante el período de estudio, la zona 4 - Pared Oriental alcanzó una temperatura máxima de 40 °C en noviembre 2002 y octubre 2004 (Fig. 3-29).

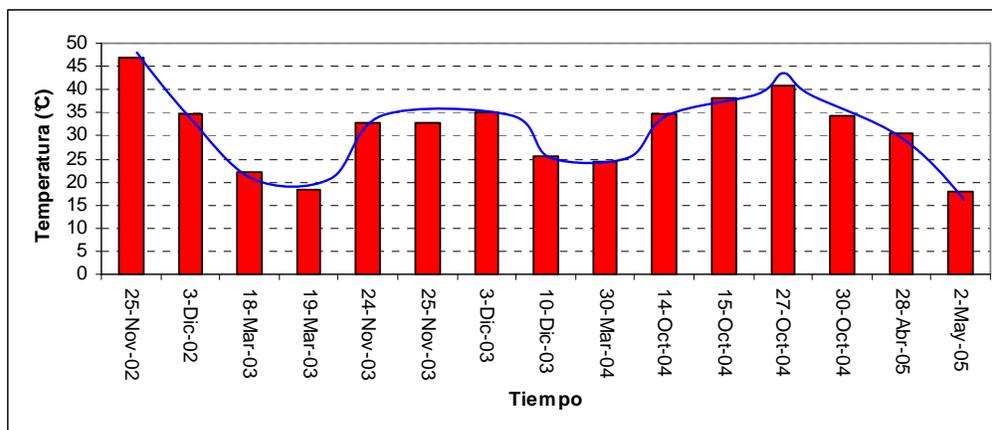


Fig. 3-29. Diagrama Temperatura vs. Tiempo de la Pared Oriental en el período 2002 – 2005

Esta zona se caracteriza además por la generación de nuevas anomalías alrededor de la zona con la anomalía de mayor área que aparecen en el borde superior derecho e izquierdo de la Pared Oriental a partir de julio 2003, y su expansión es debido a la generación de temperaturas de 13.6°C hasta 26.1°C. Estas áreas se han denominado como E.1, E.2 y E.3 (Fig. 3-30), y cada una tuvo un crecimiento en el rango de de 0.08 ha a 1.02 ha, detallándose su crecimiento en la (Tabla 3-7).

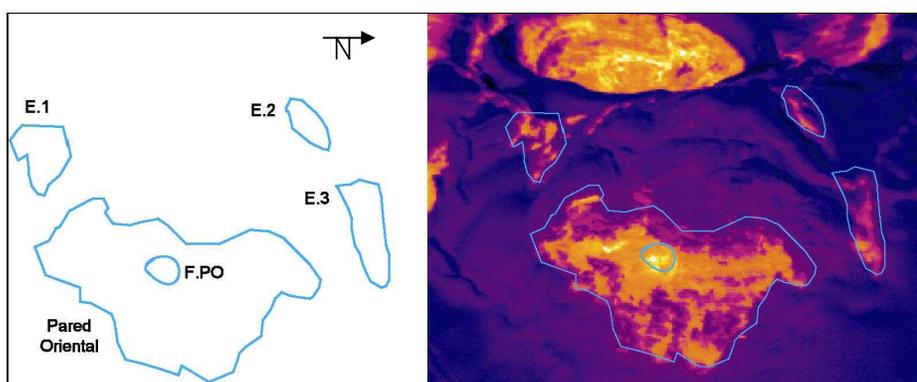


Fig. 3-30. Imagen térmica de la Pared Oriental con 1 fumarola en su interior y nuevas anomalías denominadas E.1, E.2, E.3, octubre 2004 (IG –BGR).

Fecha	05 Julio 2003	03 Diciembre 2003	30 Marzo 2004	14 Octubre 2004	28 Abril 2005	02 Mayo 2005
Área (ha)						
E.1	0.08	0.47	0.24	0.13	0.12	0.19
E.2	0.05	0.11	0.21	0.26	0.24	0.20
E.3	0.07	0.10	0.42	0.76	1.02	1.02

Tabla 3-7. Áreas aproximadas sin glaciación de las nuevas anomalías E1, E2, E3, cerca de la Pared Oriental en el período 2002 -2005. La unidad (ha) representa hectárea.

#### 3.4.4.5 Zona 5 – Pared Occidental

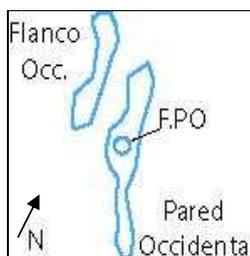


Fig. 3-31. Zona 5 comprende 2 zonas anómalas: la Pared Occidental, Flanco Occidental y una fumarola

La Zona 5 – pared occidental, (Mapa 1) está ubicada en el extremo superior occidental del volcán a 5560 msnm, comprende 2 zonas anómalas permeables que han sido denominadas como: Flanco occidental y Pared Occidental. Esta zona tiene una pendiente de 42° y está conformada litológicamente por pequeños afloramientos de lavas andesíticas, abundantes flujos de bombas de escoria, flujos con líticos, escoria y flujos de bombas de pómez (Narebski et al., 1973; Hradecká et al. 1974; Hall et al., 2005).

La pared Occidental es una de las áreas más evidentes con anomalía térmica del Cotopaxi debido a que casi siempre hay una ausencia de glaciación, por tener en su interior varios campos fumarólicos de pequeño tamaño, y una de las fumarolas más energéticas del Cotopaxi, cuyo componente de emisión principal es vapor de agua. Dicha fumarola ha generado pequeños penachos de emisión que han alcanzado varias decenas de metros de altura durante el período de estudio, y ha sido varias veces observada a simple vista desde la carretera Panamericana Sur o durante los vuelos realizados sobre el volcán. (Fig. 3-32).



**Fig.3-32.** En la Zona 5, se observa la fumarola con alta actividad energética. Rocas piroclásticas en el Anillo de Arena (Zona 2) (Foto: Andrade D, noviembre 2005).

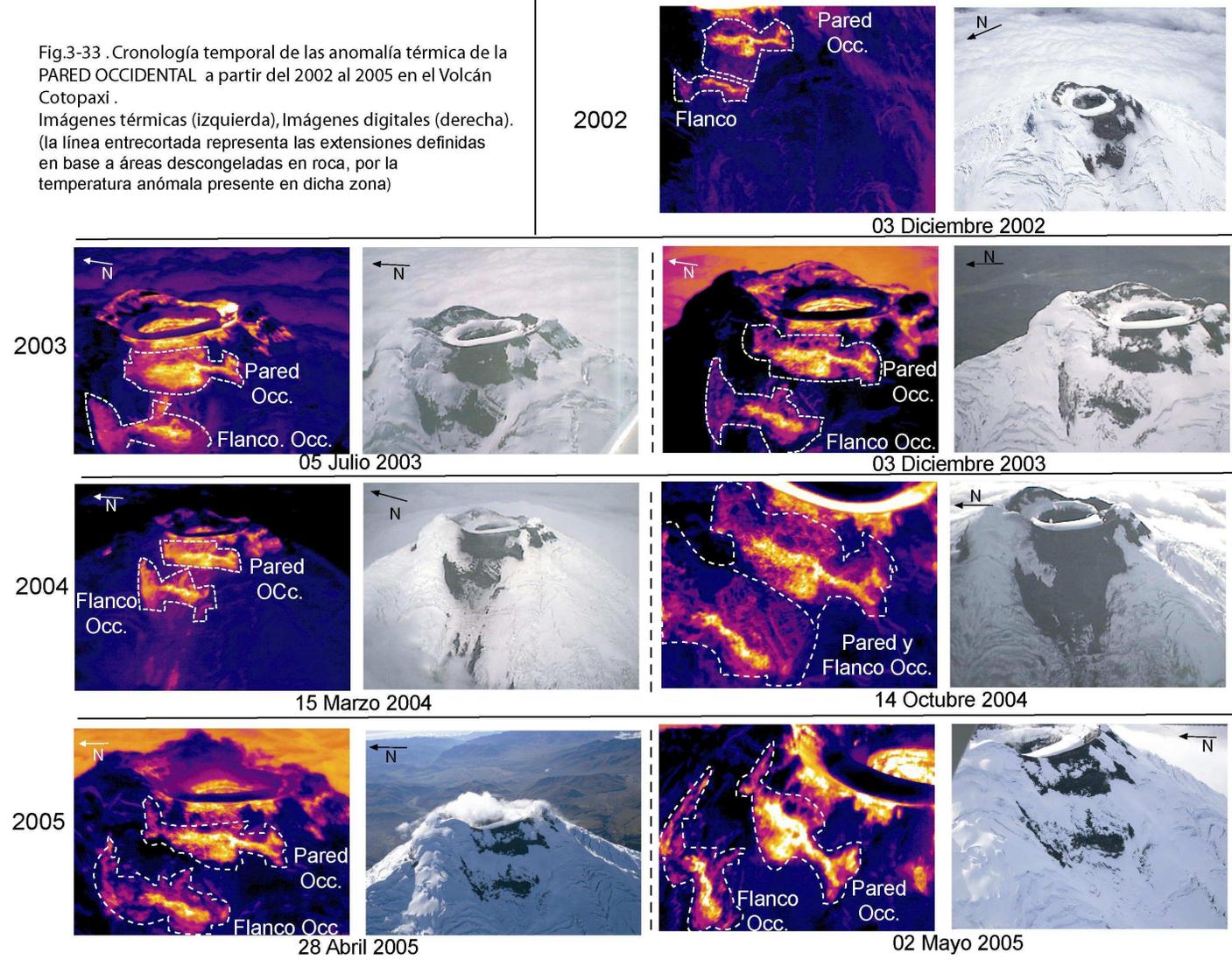
El incremento del área desprovista de glaciar/ hielo durante este estudio, se debe a la presencia de un cuerpo caliente al interior del edificio, cuyo calor es fácilmente conducido a la superficie por la alta permeabilidad de las rocas en esta zona. De las zonas detalladas anteriormente, la pared occidental es la de mayor área sin glaciar (Tabla 3-8) y mediante la cámara térmica se ha determinado que es debido a la presencia de temperaturas superiores a 15°C.

Fecha	03 Diciembre 2002	05 Julio 2003	03 Diciembre 2003	15 Marzo 2004	14 Octubre 2004	28 Abril 2005
Área (ha)	8.8	8.3	8.7	14.8	15.9	6.8

**Tabla 3-8.** Áreas aproximadas sin glaciar de la Pared Occidental en el período 2002 -2005. Nótese los valores en el 2002 (intrusión) y 2004 (una posible intrusión)

La mayor área alcanzada por el deshielo fue en el año 2004, sin embargo no estuvo asociada a la mayor temperatura alcanzada en esta zona. (Fig. 3-33)

Fig.3-33 . Cronología temporal de las anomalía térmica de la PARED OCCIDENTAL a partir del 2002 al 2005 en el Volcán Cotopaxi .  
 Imágenes térmicas (izquierda), Imágenes digitales (derecha).  
 (la línea entrecortada representa las extensiones definidas en base a áreas descongeladas en roca, por la temperatura anómala presente en dicha zona)



Las temperaturas registradas en la sub-zona denominada flanco occidental (Fig. 3-31) alcanzó una temperatura máxima de 22.1°C durante diciembre 2003 y en la zona 5 - Pared occidental alcanzó valores mayores a 35°C en noviembre 2002 (Fig. 3-34).

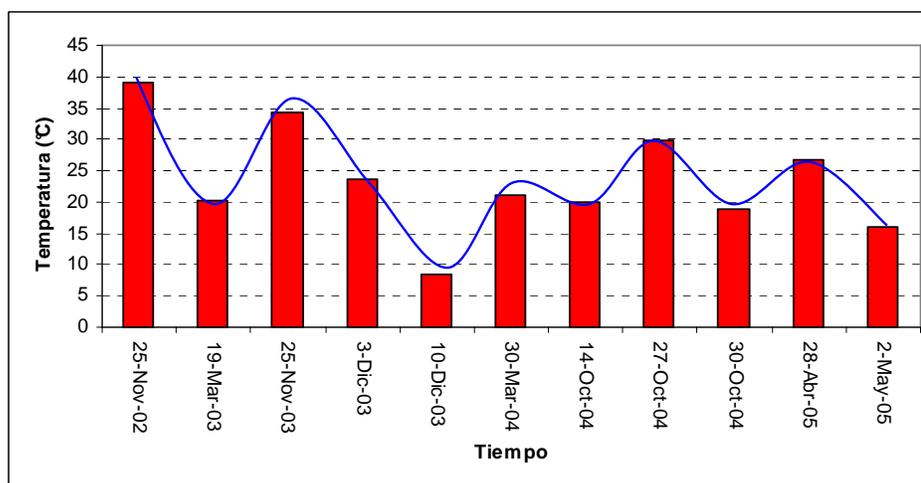


Fig. 3-34. Diagrama Temperatura vs. Tiempo de la Pared Occidental en el período 2002 – 2005

### 3.5 Interpretación Y RESULTADOS de las anomalías Térmicas en el Volcan Cotopaxi

#### 3.5.1 TRANSFERENCIA DE CALOR EN EL COTOPAXI

La transferencia de calor por conducción para el caso del volcán Cotopaxi se descarta en función de la composición litológica heterogénea del edificio (lavas riolíticas, andesíticas y tefras) y sus alrededores (basamento metamórfico). También por la influencia producida por la infiltración del agua (que tiene una alta capacidad termal) y la presencia de un importante sistema hidrotermal que generarían una reacción lenta a cambios de temperatura en el interior del Cotopaxi, en consecuencia este fenómeno se descarta en el volcán.

Por lo tanto, se plantea que la convección es el mejor modo de transferencia de calor para las condiciones del volcán Cotopaxi debido a que los

fluidos magmáticos que se movilizan al interior del edificio, con temperaturas mayores a 900°C, producen corrientes ascendente de calor (celdas convectivas), que propagan el calor en el interior del cono y se refleja en superficie como anomalías térmicas. Esto se propone tomando como cierto que el comportamiento anómalo del volcán, registrado desde el 2001, se debe a la presencia de intrusiones magmáticas.

Otro modo de transferencia del calor que debe estar presente en el Cotopaxi, es la radiación térmica, sin embargo debe ser una manera de transferencia de menor importancia que el anterior.

### **3.5.2 ORIGEN DE LA ACTIVIDAD FUMAROLICA EN EL COTOPAXI**

Las fumarolas volcánicas emiten gases que se componen principalmente de vapor de agua (H<sub>2</sub>O), dióxido de azufre (SO<sub>2</sub>), dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) y ácido sulfhídrico (H<sub>2</sub>S), y en menor cantidad sus componentes son: ácido clorhídrico (H<sub>2</sub>Cl) y ácido fluorhídrico (HF), (Wolf et al., 1872, Sigurdsson H. 2000).

El término fumarolas es usado para describir ventos que descargan vapor y/o gases magmáticos, y éstas pueden estar asociadas con sistemas hidrotermales que pueden descargar vapor a una velocidad mayor a 150 m/s. (Sigurdsson H. 2000).

Las fumarolas volcánicas son manifestaciones de actividad volcánica magmática somera, su temperatura aumenta antes de una erupción, y el cambio de sus características permite evaluar el estado de la actividad del volcán (Connor et al., 1991).

Para el caso del Cotopaxi, Narebski et al., (1973) identificaron varias fumarolas en el interior del cráter, en septiembre de 1972, con temperaturas en el rango de 80 – 81 °C. La actividad fumarólica también fue reconocida el 23 de julio 1975, cuando habitantes de la zona de Latacunga observaron durante una hora pequeñas nubes grises que parecían salir del cráter del volcán (Egred J. sin

publicar). En este mismo año, el testimonio de andinistas también dio a conocer que se detectó la presencia de gases sulfurosos desde la mitad del camino de ascensión, entre el refugio y la cima del volcán (Egred J. sin publicar).

Con respecto a este tipo de manifestación superficial, es importante recordar las observaciones de Wolf (1878) quien detectó gases similares cuando ascendía a la montaña luego de la erupción de 1877 y no en la cúspide (Egred J. sin publicar). Narebski et al., (1973) señalan que durante las campañas de trabajo geológico en el interior del cráter del volcán, realizadas en septiembre 1972, reconocieron la presencia de gases como H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub> y HCl.

Durante 1975, miembros del club de Andinismo y de la Facultad de Geología, Minas y Petróleos de la Escuela Politécnica Nacional, localizaron nuevas fumarolas a 5.125 m y 5.190 m de altura en la zona del glaciar, junto a la ruta de ascenso (Yanasacha), lo cual consideraron un fenómeno extraordinario, pues nunca antes se había advertido aquello (Egred J. sin publicar).

Las fumarolas que siempre han estado presentes desde la última erupción, en 1877, están ubicadas en Yanasacha, Cráter Interno y en la Pared Occidental (Egred com. pers., 2004).

En este estudio, con la ayuda de las imágenes térmicas, fotografías digitales y observaciones visuales, se han reconocido 5 anomalías térmicas en donde se ubican por lo menos 13 nuevos campos fumarólicos importantes. Dichos campos están ubicados en las zonas 2 - Cráter, zona 3 – Pared Sur y zona 4 – Pared Oriental, y su actividad al parecer se inició a partir del 2001 (**Anexo 3 - Mapa 1**). Dentro de cada zona se han determinado los siguientes campos:

- **Zona 2 – Cráter**; las fumarolas de mayor importancia, por su tamaño y fácil reconocimiento son 8: Grieta NW (Grieta), Sur (Sur); Alineadas1 (FAL1), Alineadas 2(FAL2), fumarola Norte (FN), fumarola sur (FS), fumarola este (FE), fumarola oeste (FW).

- Zona 3 – Pared Sur, se han reconocido 4 fumarolas en su interior: F.1, F.2, F.3, F.4.
- Zona 4 – Pared Oriental, se ha reconocido 1 fumarola.

En el Cotopaxi, la actividad de las fumarolas se manifiesta a través de las rocas piroclásticas (principalmente tefra) y por medio de las grietas presentes en los flujos de lava. La generación de nuevos campos fumarólicos desde el año 2001, obedece a la presencia de una nueva fuente de calor al interior del edificio y que ha interactuado con el sistema hidrotermal del Cotopaxi en los últimos años. Sin embargo, es importante señalar que el comportamiento de las temperaturas medidas en el volcán no tiene un patrón de conducta, sino más bien es aleatorio a través del tiempo.

A continuación se detalla el comportamiento de los campos fumarólicos y los gases emitidos por estos y que han sido monitoreados por el IG durante el período de estudio de este proyecto:

1. Técnicos del Instituto Geofísico realizaron varias jornadas de travesía en vehículo cerca del volcán Cotopaxi desde el 2001, con el equipo COSPEC (Espectrómetro de Correlación), que es utilizado en vulcanología para medir emisiones de SO<sub>2</sub>. Con ayuda de este instrumento, los técnicos no obtuvieron resultados, interpretando que las fumarolas del volcán emiten en su mayor parte vapor de agua, y por lo tanto no son de origen juvenil (magmático) (Hall, com. Pers. 2005, Sigurdsson H. 2000).

2. En el Informe anual del volcán Cotopaxi para el 2002 (Base IG), se propone que el incremento de la actividad fumarólica a partir de noviembre 2001, es producto de la interacción del nivel freático con los gases magmáticos que ascienden de una profundidad entre 4 – 5 km y aparecen en superficie a partir de los 4800 msnm.

3. Con la ayuda de la cámara térmica en noviembre 2002 y octubre 2004, se pudo determinar que las fumarolas del cráter interno presentaron

temperaturas mayores a 50°C (**Anexo 3**). Otras medidas de temperaturas mayores a 70 °C, fueron tomadas mediante una termocupla digital, que se introdujo a una profundidad de 50 cm. Estas medidas fueron tomadas por personal del IG, que ascendió al cráter del volcán en julio 2004 y noviembre 2005.

En función de todo lo anotado, se puede concluir que el incremento de la actividad fumarólica en los flancos externos e internos del cono y al interior del cráter del volcán Cotopaxi, y registrado a partir del año 2001, es producto de la interacción de un cuerpo caliente, posiblemente localizado a una profundidad mayor a 3 km bajo la cumbre, que se emplazó probablemente a finales del año 2001 y afectó el comportamiento del sistema geotérmico / hidrotermal existente en el edificio volcánico del Cotopaxi.

### **3.5.3 ANOMALIAS TERMICAS**

El análisis de las imágenes infrarrojas confirman que la cámara térmica tiene un considerable potencial para revelar procesos antes o después de una erupción en un volcán y que no pueden ser detectados a simple vista, basándose en el principio de que toda cámara infrarroja interpreta la radiación que proviene de la superficie de un objeto, en nuestro caso el volcán Cotopaxi.

Las 5 zonas anómalas encontradas en el análisis de las imágenes en este estudio son: zona 1 - Yanasacha, zona 2 -Cráter, zona 3 - Pared Sur, zona 4 - Pared Oriental y zona 5 -Pared Occidental. En términos termográficos estas zonas son manifestaciones de intensidad de radiación termal del volcán Cotopaxi.

Las temperaturas máximas medidas en las 5 zonas anómalas presentan valores mayores a 20°C durante el período de estudio y son consideradas como temperaturas anómalas debido a que dichas zonas se localizan sobre los 4500 msnm y con la influencia de un importante casquete glaciar y por lo tanto deberían tener temperaturas inferiores a los 0°C. Esto explica porque la zona occidental, desde hace pocos años, muestra un continuo descongelamiento del glaciar, al

igual que los flancos superiores sur, este y norte. Las 5 zonas anómalas que se encuentran distribuidas espacialmente alrededor de la parte superior del edificio del Cotopaxi, presentan 11 anomalías térmicas en su interior cuyos máximos valores de temperatura se registraron en los meses de noviembre 2002 y octubre 2004 (Tabla. 3-9).

	Anomalía térmica	Temperatura Máxima Puntual
1	Yanasacha	27 °C
2	Cráter Interno	55.9 °C
3	Anillo de Arena	47.3 °C
4	Anillo de Arena Sur	24.8 °C
5	Anillo de Arena 1	50.6 °C
6	Anillo de Arena 2	53.2 °C
7	Anillo de Arena 3	56.9 °C
8	Pared Sur	51.3 °C
9	Pared Oriental	46 °C
10	Pared Occidental	38 °C
11	Flanco Occidental	22.1 °C

Tabla 3-9. Temperaturas máximas de anomalías térmicas en el Cotopaxi durante el período noviembre 2002 – marzo 2005.

En la zona 1 - Yanasacha, el área desprovista de glaciar fue de 1.6 ha a 11.6 ha y las variaciones se registraron durante el período noviembre 2002 – marzo 2005. Es importante señalar, que esta zona por sus características morfológicas normalmente ha carecido de cobertura glaciar, sin embargo durante el período de estudio se determinó un crecimiento de la zona y la presencia de temperaturas anómalas (sobre los 15°C) en su interior.

En la zona 2 - Cráter, se encuentran varias evidencias para argumentar que hay una fuente de calor anómalo dentro del volcán. Estas evidencias son: a) deshielo del anillo de nieve con la disminución continua del glaciar de 14.5 ha hasta 9.4 ha; b) registro de temperaturas mayores a 30°C; y c) deterioro del anillo de nieve por el apareamiento de grietas hacia el extremo norte y pequeños embudos, siendo esta manifestación un producto de la actividad fumarólica presente en todo el borde exterior del anillo.

El mayor deshielo del glaciar en la zona 3 - Pared Sur, se produce en marzo 2004, generando un área desprovista de glaciar/nieve de 13.7 ha, máximo

valor medido durante el período de estudio. En esta misma zona se midió temperaturas superiores a 20°C.

La zona 4 - Pared Oriental ha mantenido un área desprovista de hielo/nieve de 4.7 ha en noviembre 2002 hasta 8.7 ha en marzo 2004, con una temperatura mayor a 25°C desde finales del 2003 hasta comienzos del 2005. No se ha logrado determinar si esta zona normalmente carecía de cobertura glaciar y desde cuando se origina. Sin embargo, su crecimiento y influencia térmica es claramente detallado en este estudio. A diferencia de las otras zonas, las sub-zonas de anomalías se presentaron en el borde superior derecho e izquierdo de la zona 4 - Pared Oriental. Estas áreas aparecen a partir de julio 2003 y las temperatura anómala medidas se encontraron en el rango de 13.6°C a 26.1°C. Estas sub-zonas se han denominado como: E.1, E.2 y E.3 y sus áreas sin glaciar van de 0.05 ha hasta 1.02 ha, medidos desde mediados del año 2003. La diferencia de comportamiento de esta zona se concluye por dos posibles razones, un cuerpo magmático ubicado hacia el extremo occidental y/o la presencia de rocas con diferente capacidad de conducción de calor (menor) que el resto de zonas.

La zona 5 - Pared Occidental, es una de las más importantes zonas con anomalía térmica por tamaño y persistencia en el tiempo, debido a que durante el período de estudio hay una casi continúa ausencia de glaciar. Su área desprovista de glaciar estuvo en el rango entre, 8.8 ha a 15.9 ha, medida desde diciembre 2002 a octubre 2004. Las temperaturas medidas en esta zona estuvieron sobre los 15°C, durante el período noviembre 2002 hasta octubre 2004.

Paralelo y asociado a la generación de las zonas térmicamente anómalas, se produjo un incremento de la actividad fumarólica, tanto en intensidad como en número. Los principales campos fumarólicas se localizan en los flancos externos e internos del cono y al interior del cráter, y al parecer su presencia esta influenciada por la permeabilidad de la roca (poros y grietas).

El carácter oscilatorio de las temperaturas en las 5 zonas anómalas es criterio para definir que existe una interacción entre un cuerpo magmático y el

sistema hidrotermal, que ha provocado una movilización de fluidos mediante celdas de convección dentro del sistema y que se han manifestado claramente en superficie provocando el deterioro del casquete glaciar en la parte alta del edificio.

Por lo observado durante el período de estudio, es claro que continúan actuales las evidencias de la presencia de una fuente anómala de calor al interior del edificio. Sin embargo, los valores de temperatura para las 5 zonas presentaron un carácter oscilatorio a través del tiempo, debido a las variaciones freáticas del sistema hidrotermal / geotérmico existente en la zona del cráter y los flancos superiores del Cotopaxi.

## 4 ACTIVIDAD SISMICA Y CORRELACION CON LA ACTIVIDAD TERMICA DEL VOLCAN COTOPAXI.

### 4.1 ACTIVIDAD SISMICA base (NORMAL) DURANTE EL PERIODO DEL 1989 AL 2000

La actividad sísmica del período normal o base (1989 al 2000) se caracteriza por la generación de eventos tipo largo período (LP) y volcánico-tectónicos (VT), en un promedio mensual de  $94 \pm 14$  sismos y con una relación promedio de generación de 1 VT por cada 5 LPs (Troncoso, 2005) (Fig.4-1).

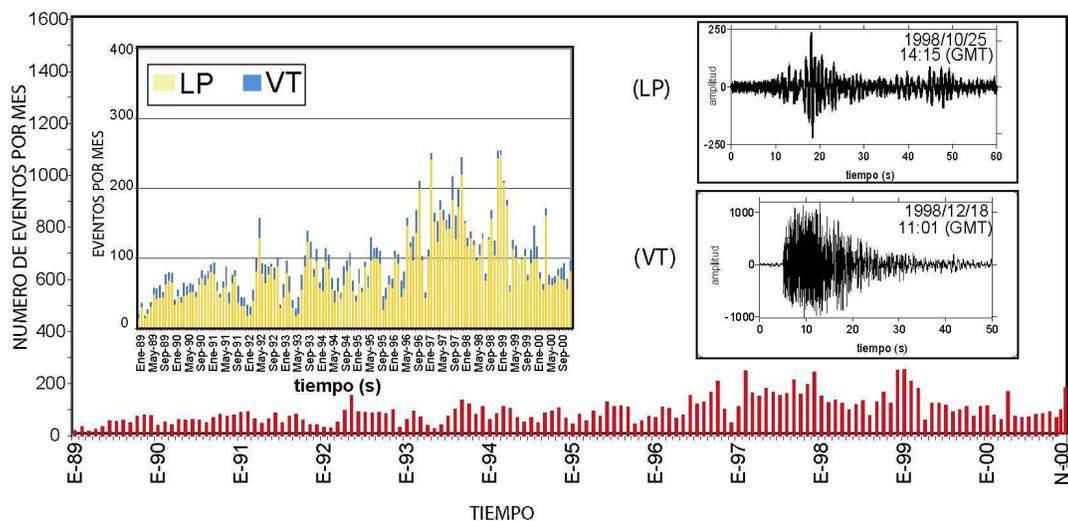


Fig.4-1. Sismicidad mensual del volcán Cotopaxi en el período 1989 –2000.

De manera general, en este período los eventos sísmicos se localizaron bajo el edificio volcánico con ligeras desviaciones hacia el sur (caso de LPs) y noreste (caso VTs), y en profundidades someras (Ruiz et al., 1998 y Muñoz et al, 2001).

No se registraron otros tipo de señales sísmicas (híbridos, tremor y explosiones) durante el período base o normal.

Los LPs (Fig. 4-2) fueron las señales sísmicas predominantemente registradas durante el período de actividad base o normal, en un número que representaba del 79 al 94 % del total de eventos registrados (Fig. 4-1).

Según Ruiz et al., (1998) los LPs son producto de la interacción de un fluido (agua infiltrada del glaciar) con un cuerpo magmático caliente, el cual fue posiblemente emplazado dentro del edificio volcánico, durante el comportamiento anómalo (incremento actividad fumarólica) registrado en 1975 (Troncoso, 2005).

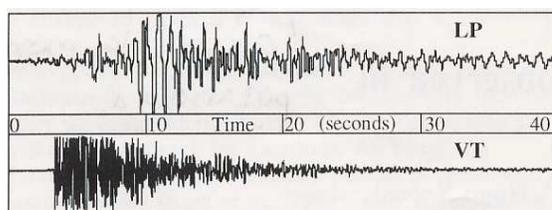


Fig. 4-2. Señal típica de un LP (traza superior) y de un VT (traza inferior) generados por el volcán Cotopaxi durante el período normal o base. Estas señales fueron registradas en la estación de VC1. (Ruiz et al., 1998).

Los VTs se han generado desde el inicio del monitoreo sísmico del volcán, pero en menor número con respecto a los LPs (Fig. 4-1). Su registro varió en el rango entre 1 a 6 eventos diarios, que representó entre el 6 y 22 % del total de eventos registrados en ese período (Troncoso, 2005), con una tasa de recurrencia pequeña pero constante (Ruiz et al., 1996, 1998).

Tomando en cuenta el mecanismos de generación de estos eventos, (Anexo 4) los LPs registrados durante este período muestra que existía un sistema de fracturas que permitía la movilización de fluidos a través de ellas, mientras la generación de VTs estaba relacionada con procesos de fractura que posiblemente respondían a cambios en el campo de esfuerzos al interior del edificio volcánico durante este período. Es decir, la sismicidad del período base se producía debido a los procesos normales generados en el sistema hidrotermal – geotérmico del volcán.

## 4.2 ACTIVIDAD SISMICA anomala DURANTE EL PERIODO DE 2001 AL 2005

El volcán Cotopaxi mostró una actividad sísmica anómala a partir de enero 2001, tuvo su clímax en noviembre a diciembre 2001 y se caracterizó por el incremento significativo del número de señales registradas (Fig. 4-3), caso máximo 7 veces mayor al nivel normal (Troncoso, 2005), y la generación de nuevos tipos de señales sísmicas como son: híbridos, tornillos y señales de tremor (Troncoso, 2005).

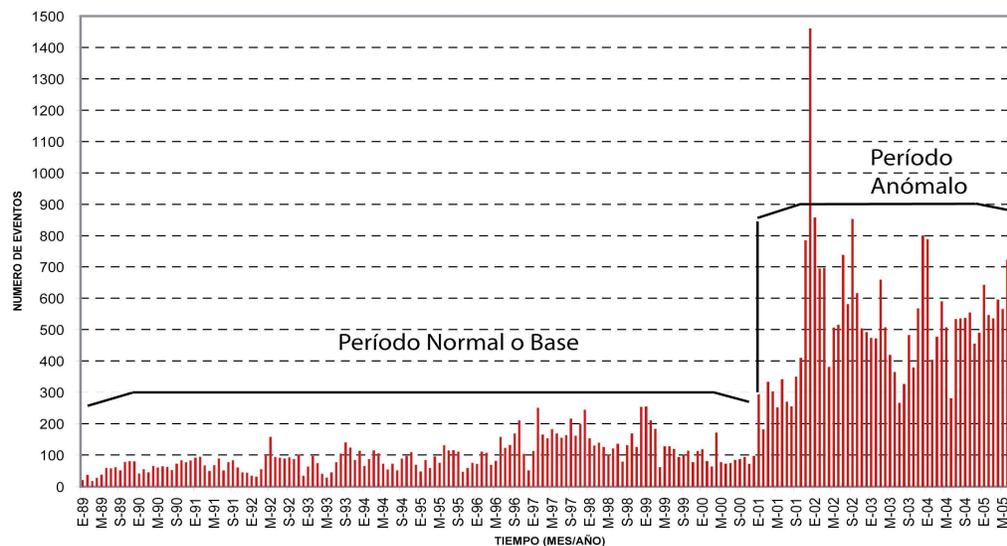


Fig.4-3. Sismicidad mensual del volcán Cotopaxi en el período 1989 –2005. (Base de datos IG, 2005).

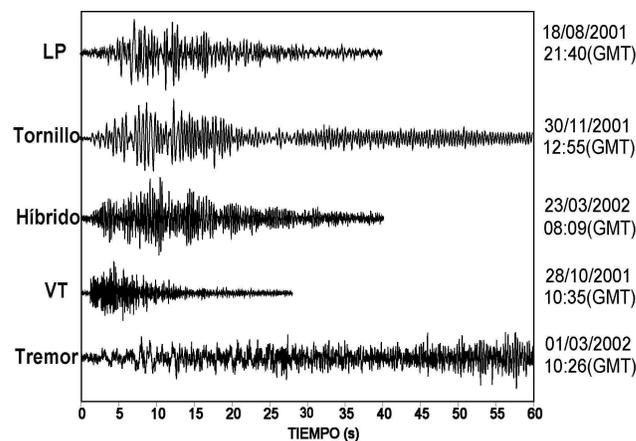


Fig.4-4. Tipos de eventos sísmicos registrados en el período anómalo del Volcán Cotopaxi.

### 1.3.1 EVENTOS DE LARGO PERIODO (LP)

Durante este período se registró un mayor número de LPs, con respecto al nivel considerado como normal o base. Dicho incremento se registra paulatinamente desde enero 2001, y es a partir de noviembre del mismo año que se remarca los cambios tanto en número como en forma de los LPs (Fig. 4-5). Es importante recalcar que la actividad luego de esta fecha no retorna a las características del nivel considerado como base.

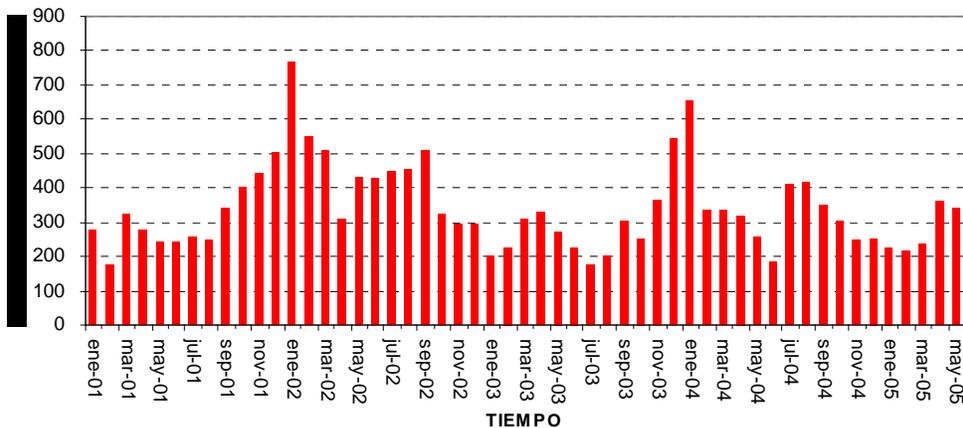


Fig.4-5. Eventos mensuales de largo periodo (LP) clásicos, grandes y tornillos,

para los años 2001-2005. Tomado de la Base de datos IG, 2005.

Por su forma de onda los LPs registrados durante el período anómalo son denominados y clasificados como: LPs clásicos, tornillos y LPs grandes (Troncoso, 2001). Los LPs clásicos mantienen las características espectrales y de forma de onda observadas durante el período base. Sin embargo, los tornillos y LPs Grandes, son señales sísmicas no registradas antes de noviembre 2001, y

que luego se registran en enjambres o crisis sísmicas (por ejemplo, aumento del número de eventos). Es importante señalar, que estos eventos no pasan a constituirse una señal normal de registro para el Cotopaxi.

A continuación se detalla las características de la actividad sísmica relacionada con los LPs (Fig. 4-5) durante el período de estudio:

#### 4.1.1 Año 2001

- En enero 2001 se registró 276 LPs, y es a partir de esta fecha que se contabilizan sobre los 150 eventos por mes, valores muy superiores a los registrados durante el período base (promedio de 84 LPs por mes) (Troncoso, 2005).
- Desde el 26 de noviembre 2001 se registran eventos tipo tornillo, que aparecen en determinados períodos de tiempo, sin llegar a ser enjambres (Troncoso, 2005).
- Desde noviembre 2001 aparecen LPs grandes (características Anexos 4) que se registran en determinados períodos de tiempo y al parecer están relacionados con enjambres sísmicos, principalmente de VTs (Troncoso, 2005).
- En diciembre de 2001 por el número de eventos registrado, los LPs no son los eventos de mayor importancia, y representan el 38% del total registrado durante este mes. Se registran además tornillos y LPs grandes (Troncoso, 2005).

#### 4.1.2 Año 2002 – 2003

- El mayor número de LPs contabilizados fue en enero 2002, con 767 eventos de este tipo (966 eventos totales registrados en este mes). En este mes se resalta el registro de dos enjambres sísmicos los días 5 y 29, con una duración promedio de dos horas y compuestos principalmente por LPs y VTs. Se continúan registrando eventos del tipo tornillo y LPs grandes. Las localizaciones realizadas durante este mes muestran que

los eventos se ubican bajo el edificio del volcán entre 1 y 10 Km de profundidad con respecto a la cumbre (Troncoso, 2005).

- De febrero a abril 2002, no se registran importantes cambios en la actividad sísmica del tipo LP, pero el número de eventos registrados se mantiene superior al nivel base (sobre 100 eventos al mes). Se muestran una disminución del número de LPs generados pasando de 548 LPs (febrero) a 310 (abril) (Troncoso, 2005).
- En mayo 2002 se registra nuevamente señales sísmicas del tipo tornillos, que se localizaron entre 1 y 3 km de profundidad bajo la cumbre (Troncoso, 2005). El día 20 se registra un enjambre sísmico con menos de dos horas de duración y conformado principalmente por LPs.
- Durante junio 2002 se registran eventos del tipo LP grandes, que se localizaron entre 1 y 4 km de profundidad con respecto a la cumbre (Troncoso, 2005).
- En julio 2002 se continúan registrando LPs grandes, dichos eventos fueron detectados en estaciones sísmicas lejanas al volcán, como son las del Antisana y Guagua Pichincha. Estos eventos se localizan bajo el edificio volcánico entre 1 y 4 km de profundidad con respecto a la cumbre (Troncoso, 2005). El día 19 se registra un enjambre sísmico de aproximadamente 5 horas de duración conformado por híbridos, VTs y LPs, siendo de menor importancia por sus número los LPs.
- En agosto 2002 se continuó registrando LPs grandes y a finales del mes aparecen eventos tipo tornillo. Estos eventos se localizaron bajo el edificio volcánico entre 1 y 4 Km de profundidad con respecto a la cumbre (Troncoso, 2005).
- En los primeros días de septiembre 2002, se registra un alto número de LPs de todos los tipos (clásicos, grandes y tornillos), sin llegar a ser un enjambre sísmico (sobre 15 eventos por día). Estos eventos se localizaron entre 1y 4 Km bajo la cumbre del volcán (Troncoso, 2005).
- Entre octubre 2002 y febrero 2003, la actividad se mantiene en niveles bajos (menos de 300 LPs por mes), y el principal evento registrado son del tipo LP grandes. No hay variación con respecto a la localización registrada en los meses anteriores para este tipo de eventos. No se

registran tornillos y/o LPs grandes durante el mes de diciembre (Troncoso, 2005).

- El 16 de marzo 2003 se registra un enjambre de HB, VT y LPs que se produce después de 5 meses de baja actividad sísmica (con un promedio de 20 sismos totales por día). La mayoría de eventos se registraron entre 1 y 3 Km de profundidad con respecto a la cumbre. Además, se generan eventos del tipo LPs grandes (Base de datos IG, 2005).
- Entre abril y agosto la actividad sísmica relacionada con eventos del tipo LP se mantiene en niveles considerados como bajos, con el registro de menos de 320 LPs por mes. No se observan cambios en la localización de los eventos durante este período de tiempo (Base de datos IG, 2005).
- En septiembre 2003 se registran dos enjambres sísmicos conformados por eventos HBs y LPs. El primer enjambre se registra el 18 septiembre y tuvo una duración aproximada de dos horas. El día 20 se registra un nuevo enjambre de aproximadamente 6 horas de duración (Base de datos IG, 2005). Se registran muy esporádicos tornillos (3 eventos durante el mes).
- Durante el mes de octubre 2003, la actividad se mantiene en un nivel bajo y sin cambios de importancia.
- En noviembre 2003 se registra la ocurrencia de un importante número de LPs y de tremor. Los LPs se localizan en una profundidad entre 1 y 5 km bajo la cumbre (Base de datos IG, 2005).
- En diciembre de 2003 se registra el mayor valor de LPs generados durante este mismo año (543 LPs de 800 sismos totales registrados durante este mes). Este tipo de eventos son principalmente del tipo grandes y se generan en forma individual (no hay enjambres). Estos eventos se localizan bajo el edificio volcánico entre 2 a 5 Km de profundidad con respecto a la cumbre del cráter (Base de datos IG, 2005).

#### **4.1.3 Año 2004**

- Durante enero 2004 se registra un importante incremento en el número de LPs, contabilizando un total de 653 eventos (788 eventos totales registrados en este mes). Además, este valor constituye el segundo pico

de importancia durante el período de estudio (Fig.4-5) La actividad sísmica tipo LP grandes es importante durante mediados de este mes (Base de datos IG, 2005). No se registran variaciones en el rango de localizaciones de estos eventos.

- En febrero 2004 se registran por primera vez LPs localizados en el flanco sur-occidental del volcán. Además, se registran LPs grandes con formas de onda (baja frecuencia al inicio) característica para períodos de alta actividad en el volcán. Los LPs se concentraron en el cráter del volcán a una profundidad de 3 km bajo la cumbre (Base de datos IG, 2005).
- Durante marzo 2004 se registra LPs de baja frecuencia con duraciones mayores a 1 minuto, y se localizan en un rango de profundidad entre 1 y 7 km bajo el nivel del cráter (Base de datos IG, 2005).
- En abril 2004 el registro de LPs se mantuvo en niveles estables y sin cambios de importancia (Base de datos IG, 2005).
- De mayo a junio 2004 el registro de LPs desciende en número de eventos con relación a los meses anteriores (Base de datos IG, 2005).
- Entre julio y septiembre 2004, se registra un incremento del número de LPs con respecto al período anterior (Base de datos IG, 2005).
- A comienzo del mes de octubre 2004 se empieza a registrar un incremento en el número de LP grandes. Estos eventos tuvieron una duración promedio de 90 segundos, baja frecuencias 0.5 – 2 Hz y pudieron ser registradas en la estación sísmica del volcán Antisana, localizada a 40 km del Cotopaxi (Base de datos IG, 2005).
- Entre noviembre y diciembre 2004, La actividad sísmica se mantuvo en niveles estables con el registro esporádico de LP grandes (Base de datos IG, 2005).

#### **4.1.4 Año 2005**

- Entre enero y marzo 2005, la actividad sísmica se mantiene estable y se registra muy esporádicamente LPs considerados como grandes (Base de datos IG, 2005).
- Durante abril 2005 se registra un ligero incremento en el número de

eventos del tipo LP, con respecto al período anterior. Se continúa registrando muy esporádicos LPs grandes (Base de datos IG, 2005).

- Durante el período de estudio, se observó que todas las secuencias de tornillos se registraron días antes de la generación de secuencia de eventos LPs grandes y al aparecer existía una vinculación directa con VTs que se registra de forma aislada o enjambres.

Según Molina et al., (2005) la actividad anómala de LPs (incremento de número y tipo de señales), registradas en el Cotopaxi desde el año 2001, es producto de la movilización de fluidos magmáticos e hidrotermales al interior del edificio volcánico.

Troncoso (2005) y Molina et al., (2005) relacionan el registro de LPs grandes durante septiembre y comienzos de octubre del 2002, a una intrusión de magma, la cual alcanzó una profundidad entre 3 y 4 km bajo la cumbre del volcán Cotopaxi.

Según Troncoso, (2005) los LPs grandes y tornillos se originan por el mismo proceso, es decir, por la perturbación ocasionada por presiones transitorias sobre las paredes de grietas de gran longitud llenas de fluido.

En general, por la localización de los LPs entre 1 y 4 Km, se asume que las grietas que movilizan los fluidos se ubican dentro del sistema hidrotermal, y los LPs son originados por una perturbación térmica de un cuerpo magmático que se moviliza o removiliza dentro del edificio volcánico, y afecta el comportamiento del sistema. El registro de estos eventos señalaría el inicio de una inyección entre octubre y noviembre 2001, y la movilización de fluidos magmáticos o intrusión de magma durante: marzo, noviembre y diciembre 2003; en marzo y octubre 2004.

Estos eventos LPs son posiblemente relacionados a la liberación de energía que fueron disparados por un VT a comienzos del mes de Octubre, entre 2 – 3 km de profundidad con respecto a la cumbre (Base de datos IG, 2005).

### 1.3.1 EVENTOS HIBRIDOS (HB)

Los eventos híbridos en el volcán Cotopaxi, se registraron a partir de marzo del 2001 (Fig.4-6). La mayoría de estos eventos se reconocieron de manera individual, pero también formaron parte de enjambres sísmicos.

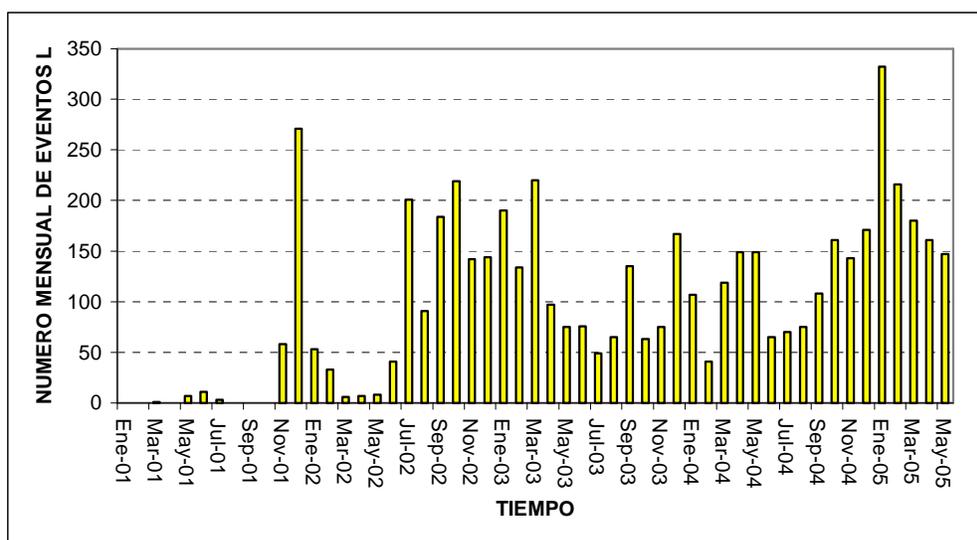


Fig. 4-6. Eventos mensual de Híbridos (HB) en el período 2001 – 2005.  
(Base de datos IG, 2005).

A continuación se detalla las características de la actividad sísmica relacionada con los HBs (Fig. 4-6) durante el período de estudio:

#### Año 2001

- Entre enero y febrero 2001 los eventos híbridos fueron ausentes en el volcán Cotopaxi (Base de datos IG, 2005).
- Entre marzo a noviembre 2001 los eventos híbridos que se registraron fueron menos del 7 % del número total de eventos generados durante este período, y se localizaron a una profundidad entre 1- 5 km bajo la cumbre del volcán. No se registraron HBs en los meses de abril, agosto y octubre (Base de datos IG, 2005).

- En diciembre 2001 se registraron varios enjambres de HBs, con un promedio de 5.5 eventos por día, siendo el registro de este mes el más alto del año 2001 y el segundo pico máximo de eventos de período de estudio (Base de datos IG, 2005).

### **Año 2002**

- De enero a mayo 2002 se registraron un número muy bajo de eventos HBs, cuyos valores representan alrededor de 0.25% del total generado durante cada mes de este período (Base de datos IG, 2005).
- Entre junio y diciembre 2002 se registró un incremento ascendente pero oscilatorio en el número de eventos HBs generados durante los meses de este período (Base de datos IG, 2005).

### **Año 2003**

- De enero a marzo 2003 los eventos HBs registrados fueron mayores a 130 eventos por mes, y durante estos meses se contabilizaron los valores más altos para el año 2003. El 16 de marzo se registra un enjambre de aproximadamente 4 horas de duración compuesto de HBs, VTs y LPs que se localizaron dentro del edificio volcánico entre 1 y 3 km de profundidad (Base de datos IG, 2005).
- A partir de abril hasta agosto 2003 se registró un número menor a 100 eventos por mes, y se observó un comportamiento descendente en los eventos generados hasta julio 2003, donde se registra 49 eventos HBs y representa el menor valor registrado durante este año (Base de datos IG, 2005).
- En septiembre 2003 se registra un incremento en el número de HBs generados, esto es debido a que se producen dos enjambres sísmicos conformados por eventos HBs y LPs. El primer enjambre se registra el 18 septiembre con una duración aproximada de dos horas. El día 20 se registra un nuevo enjambre de aproximadamente 6 horas de duración

(Base de datos IG, 2005).

- De octubre a noviembre 2003, la actividad sísmica relacionada con HBs tiene un comportamiento estable (Base de datos IG, 2005).
- En diciembre 2003 se registra un nuevo incremento en el número de HBs generados por día, sin llegar a constituir enjambres sísmicos (Base de datos IG, 2005).

#### **Año 2004**

Durante el año 2004 la actividad sísmica relacionada con HBs tuvo un comportamiento estable (no se generaron enjambres sísmicos), sin embargo el número de eventos contabilizados tuvo un comportamiento oscilatorio (Base de datos IG, 2005).

#### **Año 2005**

- En el mes de enero 2005 se registró el mayor número de eventos HBs durante el período de estudio, con un promedio de 22.3% sismos por día (Base de datos IG, 2005).
- A partir del 20 de febrero hasta marzo del 2005 se registraron eventos HBs considerados como grandes (Base de datos IG, 2005). Sin embargo, con respecto al número de eventos generados en el mes de enero 2005, se pudo notar una disminución consecutiva para los siguientes meses.

Los eventos híbridos son originados por la combinación de dos fuentes, de fractura y volumétrica (relacionada con fluidos), siendo la zona de fractura el camino necesario para permitir la movilización de fluidos. Para el caso del Cotopaxi y durante el período de estudio, el origen de los fluidos podría estar relacionado con un cuerpo magmático (magma o soluciones magmáticas) y/o fluidos infiltrados desde el cuerpo glaciar (agua). En función de las profundidades encontradas para los eventos híbridos, entre 1 y 5 Km bajo la cumbre del volcán (Base IG, 2005), se podría establecer que su origen es debido a un comportamiento anómalo del sistema hidrotermal del volcán. Este comportamiento estaría originado por el ingreso de una fuente de calor (magma o

soluciones) durante el año 2001 y que se mantiene interactuando con el sistema hidrotermal durante el presente estudio.

### 1.3.1 VOLCANO TECTONICOS (VT)

Durante el período anómalo los VTs en el volcán Cotopaxi aparecen en mayor número, formando parte de enjambres sísmicos pero sin mostrar cambios en las características definidas en el período base (Fig. 4-7).

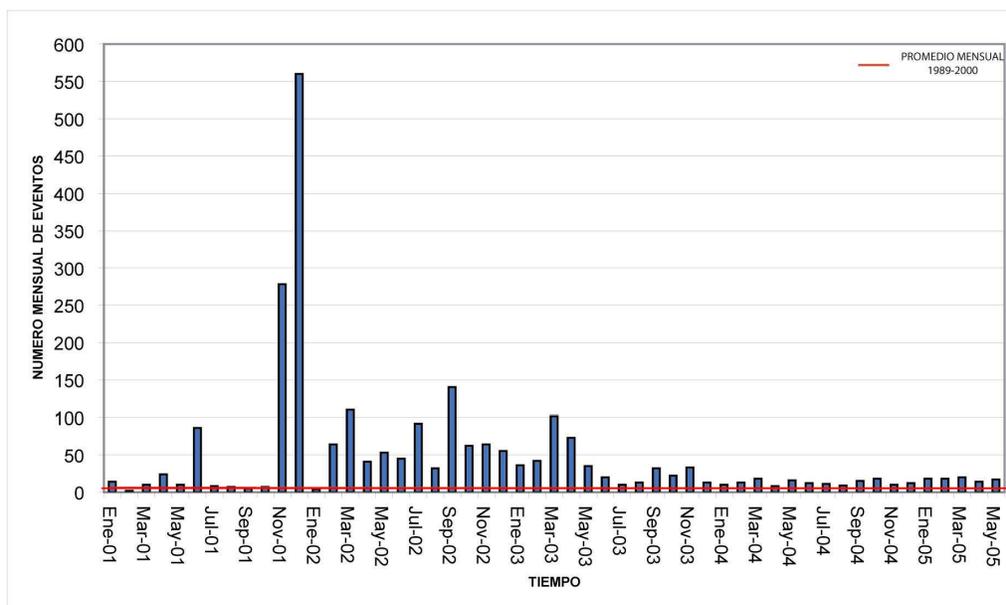


Fig.4-7. Eventos totales mensuales volcano – tectónicos para los años 2001 – 2005. La línea roja es la base considerada como actividad normal y calculada con el promedio mensual de los años anteriores. (Base de datos IG, 2005).

A continuación se detalla las características de la actividad sísmica relacionada con los VTs (Fig. 4-7) durante el período de estudio:

#### Año 2001

- Entre enero y octubre 2001 la actividad sísmica se mantuvo en niveles similares al período normal (menos de 25 eventos por mes), con incrementos en el número de VTs durante abril en 26 y junio 53 eventos (Base de datos IG, 2005).

- En noviembre 2001 se registra un importante incremento en el número de VTs, llegando a contabilizarse un total de 278 eventos (35.5% del total de eventos registrados en el mes), esta actividad se registro principalmente como enjambres sísmicos de varias horas de duración. Los eventos registrados durante el 24 y 25 de noviembre fueron localizados en la zona norte del volcán, aproximadamente a 10 Km del cráter y con una profundidad máxima de 16 Km con respecto a la cumbre. A partir del día 26 los eventos se localizan bajo el edificio volcánico, entre 1 y 5 Km de profundidad (Troncoso, 2005).
- En diciembre 2001 se registran 649 eventos que representa el 44% del total registrado durante este mes, y generan el pico de mayor importancia por número de VTs contabilizados durante todo el período de estudio (Fig. 4-7). Estos eventos se registraron principalmente como parte de enjambres sísmicos y se localizaron entre 1 y 5 km de profundidad con respecto a la cumbre (Troncoso, 2005).

#### **Año 2002 - 2005**

- Durante el 5 y 29 de enero 2001 se registró un enjambre de VTs acompañados con LPs, de una duración promedio de dos horas (Base de datos IG, 2005).
- Entre febrero 2002 y mayo 2003 la actividad sísmica se mantiene en niveles altos con respecto al período base (registro mayor a 30 eventos por mes). Estos eventos se localizaron a una profundidad de 1 - 5 km bajo la cumbre del volcán. El 19 de julio de 2002 se registra un enjambre sísmico de aproximadamente 8 horas de duración conformado por HBs, VTs y LPs. El día 15 de septiembre del 2002 se registra un enjambre de VTs de aproximadamente 7 horas de duración. (Base de datos IG, 2005). Es importante señalar que durante el mes de abril e inicios de mayo de 2003 se registró un importante número de VTs en el edificio y en sus alrededores. Entre el 7 y 8 de abril se registró 17 sismos VT que se localizaron en el flanco sur y suroriental a una profundidad de 3 km bajo el cráter. Entre el 18 y 20 de abril se registró 12 VTs en la zona norte del

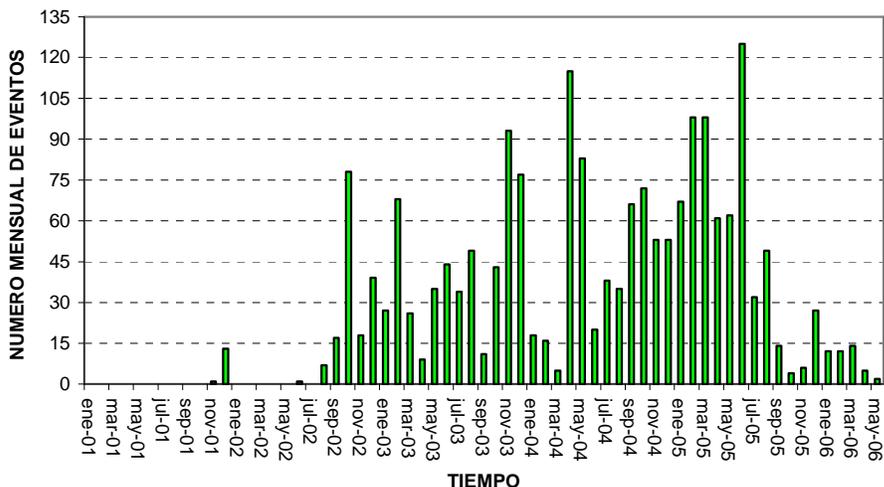
volcán, entre 3 y 10 km de profundidad con respecto a la cumbre. Entre el 29 y 30 de abril se registró 30 VTs en la zona norte y nororiental, con una profundidad de 8 km bajo la cumbre. Cabe mencionar que varios VTs de abril fueron reportados como eventos sentidos en horas de la madrugada.

- A partir de junio 2003 hasta marzo 2005 se registraron señales esporádicas de VTs, lo que mantuvo este tipo de actividad en un nivel similar al del período base (menos de 35 eventos por mes). Estos eventos se localizaron bajo el edificio y alrededor del volcán, en un radio de 15 km con una profundidad no mayor a los 5 km con respecto a la cumbre (Base de datos IG, 2005).

Según Chouet (1996), los VTs conforman la familia de eventos cuyas fuentes (tensión o cizalla) se relacionan con fracturamiento de roca frágil. En esta familia los procesos magmáticos proveen la fuente de energía para el callamiento de la roca, pero donde un fluido no está directamente involucrado en la dinámica de la fuente. Los VTs del Cotopaxi serían el resultado de la movilización de un cuerpo magmático y/o los fluidos desprendidos de este. Según Troncoso, (2005) estos eventos serían el reflejo de una movilización de fluidos magmáticos o la migración de un pequeño volumen de magma a diques o sills. La presencia de esta anomalía térmica podría haber afectado la conducta normal del sistema hidrotermal, cambiando el campo de esfuerzos y dando como resultado el fracturamiento de la roca.

### **1.3.1 EVENTOS DE TREMOR**

Los eventos de tremor aparecen a partir de noviembre 2001 como señales esporádicos y generando diversos tipos de tremor en función del contenido espectral (Fig. 4-8).



**Fig.4-8.** Eventos totales mensuales de tremor producidos en los años 2001 – 2005. La actividad anómala se manifiesta a partir del 2003. (Base de datos IG, 2005).

A continuación se detalla las características de la actividad sísmica relacionada con los VTs (Fig. 4-8) durante el período de estudio:

#### **Año 2001 - 2002**

A partir de noviembre 2001 hasta diciembre 2002 se registraron esporádicos eventos con duraciones menores a los 10 minutos (Base de datos IG, 2005).

#### **Año 2003**

Entre febrero hasta diciembre 2003 se registró un período caracterizado por un nivel bajo y moderado de sismicidad relacionado con eventos discretos (LPs, HBs y VTs), pero alto en cuanto a señales de tremor de diversos tipos (por ejemplo: espasmódico, armónico y monocromático). El tremor de baja frecuencia se registro el 29 y 30 de septiembre 2003 por varias horas de duración. El tremor espasmódico estuvo compuesto por LPs e HBs con una duración menor a los 10 minutos. El tremor de alta frecuencia con duración entre 3 a 10 minutos durante febrero y diciembre 2003 (Base de datos IG, 2005).

**Año 2004 - 2005**

Entre el año 2004 y 2005 se registraron esporádicamente bandas de tremor, principalmente del tipo de baja y alta frecuencia, con duraciones menores a los 10 minutos (Base de datos IG, 2005).

Según Chouet (1996), las señales de tremor son parte de la familia de eventos en la que los fluidos juegan un rol importante para la generación de ondas elásticas.

Para el presente estudio se considera que los eventos de tremor son el resultado de la actividad generada en el sistema hidrotermal producto de una anomalía térmica ubicada a una profundidad mayor a 2 km bajo la cumbre del volcán.

**Interpretacion y resultados sobre la sismicidad anOmala 2001-2005.**

Período Normal (1976 – 2000).-

El registro de LPs y VTs desde el inicio del monitoreo, y que se localizaban en profundidades someras indicaron que el sistema hidrotermal del volcán funcionaba desde antes de 1976. Según Ruiz et al. (1997??) la actividad sísmica era producto de la interacción de un cuerpo caliente con el agua infiltrada desde el casquete glaciar. Para Troncoso (2005), el cuerpo caliente podría haberse intruído durante el año de 1975, cuando se reportó incremento en la actividad fumarólica.

Período Anómalo (2001 – 2005).-

A partir de enero de 2001 se registra un ligero incremento en el número de LPs, que posiblemente eran generados por una mayor movilización de fluidos en el interior del edificio, sin embargo debido a que no se cuenta con las localizaciones, no se puede establecer si eran generados en la zona del sistema hidrotermal o en un nivel más profundo. Desde marzo 2001 se comienzan a

registrar esporádicos HBs y al parecer señalaban un cambio en el comportamiento interno de la actividad del volcán, que posiblemente marcaban un incremento en la cantidad y características de fluidos involucrados en el sistema hidrotermal o en un nivel más profundo. Es posible indicar que debido a que ya existía un componente de ruptura en la fuente de los eventos sísmicos, hubo cambios en el campo de esfuerzos al interior del volcán. En junio 2001, se registra un enjambre de eventos sísmicos tipo VT que respondía claramente a un cambio de esfuerzos en el interior del edificio y al parecer eran resultado de los primeros movimientos de un cuerpo magmático y/o fluidos desprendidos desde éste (Troncoso, 2005). En noviembre de 2001 se registraron enjambres sísmicos conformados principalmente por VTs, con localizaciones que variaron muy rápidamente de la zona norte (aproximadamente a 10 Km del cráter) con una profundidad máxima de 16 Km, hacia el sector bajo la cumbre del volcán con profundidades menores a los 4 Km. Estos eventos serían el reflejo de una rápida movilización de cuerpos magmáticos o la migración de un pequeño volumen de magma a diques y sills (Troncoso, 2005). La presencia de esta anomalía térmica debió afectar la conducta normal del sistema hidrotermal y al parecer dio como resultado nuevos tipos de señales sísmicas como HBs, LPs grandes, tornillos y señales de temblor, que a partir de diciembre 2001 fueron señales que ingresaron a las estadísticas del Cotopaxi. La relación de origen de estos tipos de señales sísmicas con el sistema hidrotermal es establecida en función de las localizaciones de estos eventos, bajo la cumbre del volcán entre 1 y 4 Km de profundidad. Durante el período de estudio, se establece la presencia de enjambres de VTs e HBs previo al registro de un incremento o el apareamiento de señales específicas relacionadas con movilización de fluidos (LPs clásicos, LPs grandes, tornillos y temblores). Al parecer estas crisis sísmicas marcarían la movilización de cuerpos calientes (pequeñas inyecciones magmáticas y/o fluidos magmáticos) que nuevamente afectaron el comportamiento del sistema hidrotermal. Sísmicamente se han determinado los siguientes períodos posiblemente relacionados con este tipo de actividad:

1. Movilización de fluidos de enero a junio 2002 (esporádicos enjambres de VTs). Cambio o mayor actividad del sistema

- hidrotermal de mayo a diciembre 2002 (incremento oscilatorio de HBS, secuencias de LPs grandes y tornillos)
2. Movilización de fluidos de abril a mayo 2003 (incremento de actividad tipo VT localizada en y alrededor del edificio, con varios eventos sentidos). El Cambio o la mayor actividad del sistema hidrotermal de mayo a diciembre 2003 (registro de un alto número de señales de temblor de diversos tipos y esporádicos enjambres sísmicos).
  3. El cambio o la mayor actividad del sistema hidrotermal de octubre 2004 a marzo 2005 (registro de un mayor número de eventos con el apareamiento de LPs grandes).

### **correlacion ENTRE LA ACTIVIDAD SISMICA Y LAS ANOMALAS TERMICAS durante EL PERIODO 2002 – 2005**

Durante el período de actividad sísmica base (1989 – 2000) no se realizó el monitoreo térmico, por tanto no se cuenta con esta información.

A partir del año 2002 se inicia el monitoreo térmico y para realizar la correlación con la actividad sísmica registrada durante el período anómalo (2001 - 2005) se busco una relación causa – consecuencia. Se determinó que el cambio de la actividad interna del volcán, producto de la movilización de cuerpos calientes (magma o soluciones magmáticas), alteró la actividad del sistema hidrotermal y posteriormente se reflejó en la actividad externa del volcán (incremento fumarolas, zonas térmicamente anómalas, pérdida de cobertura glaciaria en las partes altas y presencia de olor a azufre. Es importante señalar que el monitoreo térmico no ha sido realizado de manera constante y/o cíclica, por lo que se trabajó con datos puntuales y aleatorios en el tiempo, lo que limitó la correlación.

Se efectuó para el presente estudio, la correlación entre la sismicidad y la evolución de las 5 zonas anómalas del Cotopaxi, para esto se interpretó la fuente generadora de los eventos sísmicos como posible causa y las temperaturas altas anómalas de cada zona como consecuencia.

Sísmicamente se establece que en noviembre 2001 se da la movilización de un cuerpo caliente, que en las semanas y meses posteriores afectó el comportamiento del sistema hidrotermal. Sin embargo el monitoreo térmico se inicia en noviembre 2002 y no se contó con la información previo a ésta fecha. Pero, es importante señalar que desde diciembre 2001 y durante todo el año 2002 se recibieron reportes que señalaban un incremento de la actividad fumarólica, aparecimiento de nuevos campos fumarólicos, incremento del olor azufre y la presencia de zonas sin cobertura glaciar/nieve en las partes altas del volcán. Lo cual evidenció que a partir de diciembre 2001 se comienza a registrar las manifestaciones superficiales producto de la posible inyección registrada en noviembre del mismo año.

### 1.3.1 NOVIEMBRE – DICIEMBRE 2002

Mediante el monitoreo térmico realizado en noviembre y diciembre 2002 se determinó la presencia de las 5 zonas anómalas con temperaturas mayores a 24°C. Además se registró un pico máximo de 55°C en la zona del cráter, el cual representa el mayor valor de temperatura encontrado durante el período de estudio (Tabla. 4-1 y Anexo 3). Al parecer dichas temperaturas fueron consecuencia de la intrusión y movilización de fluidos magmáticos que posiblemente se ubicaron bajo 4 km de profundidad, y posteriormente alteraron el comportamiento del sistema hidrotermal; cambio que se generó desde el año 2001 (Troncoso, 2005, Molina et al., 2005). Tomando en cuenta las localizaciones determinadas para los eventos registrados desde diciembre 2001, especialmente aquellos generados por movilización de fluidos (LPs, tornillos e HBs), se asume que el sistema hidrotermal se encuentra bajo el edificio volcánico entre 1 y 3 km de profundidad con respecto a la cumbre del volcán.

Zonas Anómalas en noviembre - diciembre 2002	Tmax. (°C)	Area sin glaciar (ha)
--	------------	-----------------------

1-Yanasacha	24	1.8
2-Cráter interno / Anillo de Nieve	55.3	---
3- Pared Sur	51.3	8.5
4-Pared Oriental	46.8	4.7
5-Pared Occidental	39	8.8

**Tabla.4-1.** Las 5 Zonas anómalas con las temperaturas máximas

(excepto el anillo de nieve) y áreas sin glaciar /nieve durante Nov – Dic 2002.

Es importante señalar que el comportamiento anómalo registrado en noviembre a diciembre 2002, es consecuencia de la actividad interna del volcán registrada durante el año 2001 y con una posible nueva movilización de fluidos que continuó afectando al sistema hidrotermal durante el año 2002, y además fue evidenciado esto por las medidas de deformación tomadas con el inclinómetro electrónico, que señalaron inflación y deflación durante los meses de noviembre y diciembre 2002, respectivamente (Mothes com. pers., 2006).

En función de lo anotado, las temperaturas máximas que se obtuvieron en las 5 zonas durante estos meses sirvieron en el presente estudio como base para discutir y argumentar los datos de temperatura alcanzados inmediatamente después de una inyección magmática o movilización de fluidos magmáticos.

Entre los detalles observados durante estos meses en las zonas anómalas se destacan los siguientes:

- En la zona 2 - Cráter se reconocieron nuevas grietas en el anillo de nieve hacia el extremo norte y embudos alrededor del mismo, producto de actividad fumarólica preexistente en todo el borde exterior y de 3 nuevas fumarolas reconocidas al norte del anillo, 2 al extremo oriental y 1 en el sur del cráter.
- En la zona 4 - Pared Oriental se reconoció 1 fumarola a partir de esta fecha.

### 1.3.1 MARZO 2003

Durante marzo 2003 se registró térmicamente la permanencia de las 5 zonas anómalas y el registro de temperaturas se encontró en el rango entre 6°C a 42°C (Tabla 4-2 y Anexo 3). Al parecer estas manifestaciones fueron la constante consecuencia de las intrusiones y/o movilizaciones de fluidos registradas durante los años 2001 y 2002, ya que previo y durante el monitoreo térmico de marzo 2003 la actividad sísmica relacionada con movilización de fluidos (LPs grandes, tornillos, HBs y LPs clásicos) se mantenía en niveles bajos.

Zonas Anómalas en marzo 2003	Tmax. (°C)
1-Yanasacha	12.5
2-Cráter interno / Anillo de Nieve	41.9
3- Pared Sur	28.6
4-Pared Oriental	22.2
5-Pared Occidental	20.3

Tabla.4-2. Las 5 Zonas anómalas con las temperaturas máximas

(excepto el anillo de nieve) y áreas sin glaciación /nieve durante Marzo 2003.

Entre los detalles observados durante marzo 2003, en las zonas anómalas se destacan los siguientes:

- En la zona 2 – Cráter se reconocieron nuevas fumarolas en el extremo superior norte y suroriental del anillo de nieve que aparecieron a partir del año 2003.
- Las zonas anómalas sin glaciación en las cuales se pudo obtener su área fueron en el anillo de nieve con 15 ha y en la zona 3 - Pared Sur con 8.7 ha. En el resto de zonas no se obtuvieron resultados de áreas, por ausencia de buenas imágenes térmicas y digitales para este propósito.

### 1.3.1 NOVIEMBRE – DICIEMBRE 2003

De noviembre a diciembre 2003 se sigue registrando térmicamente la presencia de las 5 zonas anómalas y el registro de temperaturas máximas de las zonas estuvo en el rango 10 a 47 °C (Tabla 4-3 y Anexo 3). Al parecer a las consecuencias de las inyecciones y movilizaciones de fluidos magmáticos registradas en los años 2001 y 2002, se sumó una posible nueva inyección o

movilización registrada durante el 2003, que sísmicamente generó eventos relacionados con fracturas de roca en los primeros meses de este año y eventos relacionados con movilización fluidos desde mayo hasta diciembre 2003. Por lo tanto, la actividad térmica registrada durante noviembre y diciembre 2003 fue consecuencia del cambio o la mayor alteración del sistema hidrotermal entre mayo a diciembre 2003. Otra evidencia para la posible intrusión o movilización de fluidos magmáticos durante el 2003, es los datos obtenidos del inclinómetro electrónico, que señalaron un pequeño cambio inflacionario del edificio (Mothes com. pers., 2006).

Zonas Anómalas en noviembre – diciembre 2003	Tmax. (°C)	Area sin glaciar (ha)
1-Yanasacha	23.1	10.3
2-Cráter Interno / Anillo de Nieve	47.3	---
3-Pared Sur	42.4	---
4-Pared Oriental	35.1	6.8
5-Pared Occidental	35.1	8.7

Tabla.4-3. Las 5 Zonas anómalas con las temperaturas máximas

(excepto el anillo de nieve) y áreas sin glaciar / nieve Nov – Dic 2003.

Entre los detalles observados con el monitoreo térmico durante este período se señala tres nuevas anomalías térmicas aparecen en el borde superior derecho e izquierdo de la Pared Oriental a partir de julio 2003, y su expansión es debido a la generación de temperaturas de 13.6°C hasta 26.1°C y cada sub-zona tuvo un crecimiento de área sin glaciar en el rango de de 0.08 ha a 1.02 ha establecidos durante el período de estudio, lo que confirma una vez más que hay un calentamiento interno en el volcán Cotopaxi, producto de la movilización de fluidos o una nueva intrusión magmática en el interior del edificio volcánico a partir de noviembre 2002.

### 1.3.1 MARZO 2004.-

Durante marzo 2004 se continúa registrando la presencia de las 5 zonas con anomalías térmicas y con temperaturas mayores a 12 °C (Tabla. 4-4 y Anexo 3). Al parecer dicha actividad térmica fue consecuencia de las inyecciones

o movilizaciones de fluidos magmáticos registrados durante los años 2001, 2002 y 2003. Aparentemente meses previos y durante esta fecha no se registro inyecciones de fluidos, hecho que es evidenciado con las medidas de deformación (Inclinómetro) que indicaron deflación desde varios meses antes a esta fecha (Mothes com. pers., 2006).

Zonas Anómalas en marzo 2004	Tmax. (°C)	Area sin glaciar (ha)
1-Yanasacha	19.8	---
2-Cráter Interno / Anillo de Nieve	39.4	---
3-Pared Sur	---	13.7
4-Pared Oriental	24.5	8.7
5-Pared Occidental	21.2	14.8

Tabla.4-4. Las 5 Zonas anómalas con las temperaturas máximas

(excepto el anillo de nieve) y áreas sin glaciar / nieve Marzo 2004.

### 1.3.1 OCTUBRE 2004

En octubre 2004 se continúa registrando térmicamente 5 zonas con anomalías, con temperaturas mayores a 14 °C y un pico máximo de 55°C en la zona del cráter (Tabla. 4-5 y Anexo 3). Al parecer dichas temperaturas se incrementaron respecto a comienzos del 2004, debido a una mayor actividad de los fluidos en la zona del sistema hidrotermal, y que fue evidenciada por un alto número de eventos sísmicos del tipo LPs grandes y LPs clásicos. Estos eventos mostraron un incremento constante desde julio hasta octubre 2004 y posiblemente respondieron a una fuente de calor que perturbó al sistema hidrotermal, sin dar indicios de una clara movilización de dicha fuente. La alteración del sistema hidrotermal registrada desde mediados del 2004 fue evidenciado por las medidas de deformación (Inclinómetro) que indicaron Inflación durante este mismo período (Mothes com. pers., 2006).

Zonas Anómalas en octubre 2004	Tmax. (°C)	Area sin glaciar (ha)
1-Yanasacha	27.8	28.5
2-Cráter Interno / Anillo de Nieve	55.9 ---	--- 14.3
3-Pared Sur	37.8	11.2
4-Pared Oriental	40.8	6.2
5-Pared Occidental	29.9	15.9

Tabla.4-5. Las 5 Zonas anómalas con las temperaturas máximas

(excepto el anillo de nieve) y áreas sin glaciar / nieve Octubre 2004.

### 1.3.1 ABRIL - MAYO 2005

Durante el monitoreo térmico realizado de abril a mayo 2005 se determinó la permanencia de las 5 zonas anómalas y el registro de temperaturas en el rango entre 8.6 a 38.4 °C (Tabla. 4-6 y Anexo 3). Al parecer dichas temperaturas fueron consecuencia del cambio o la mayor actividad del sistema hidrotermal durante los años 2001, 2002, 2003, 2004 e inicios del 2005. La actividad sísmica registrada durante los primeros meses del año 2005, señalaban que las condiciones observadas desde mediados del 2004 se mantenían sin variación.

Zonas Anómalas abril a mayo 2005	Tmax. (°C)	Area sin glaciar (ha)
1-Yanasacha	20.4	2.2
2-Cráter Interno / Anillo de Nieve	36.4 ---	--- 9.4
3-Pared Sur	25.4	5.8
4-Pared Oriental	30.4	6.8
5-Pared Occidental	16.8	6.8

Tabla.4-6. las 5 Zonas anómalas con las temperaturas máximas

(excepto el anillo de nieve) y áreas sin glaciar / nieve Abril – Mayo 2005.

Entre los detalles observados con el monitoreo térmico durante este período se señala:

- En el anillo de nieve se observaron grietas en el extremo norte y embudos producto de la actividad fumarólica en todo el borde exterior del cráter interno.

- En abril 2005 se observó que las zonas afectadas por el deshielo del glaciar eran de menor área con respecto a los monitoreos anteriores, esto se vio especialmente en la zona 3 -Pared Sur y zona 5-Pared occidental. Esta característica fue debida a una importante caída nieve / hielo días antes al día que se realizó el monitoreo térmico, lo cual no facilitó un valor exacto de la evolución del deshielo del glaciar.

### **1.3.1 OTROS ASPECTOS IMPORTANTES ENTRE LA CORRELACION SISMICA Y TERMICA**

Para poder entender gráficamente como se desarrolla la sismicidad (causa) y anomalías térmicas (consecuencia) se presenta a continuación las correlaciones de los LPs con las temperaturas puntuales registradas en cada zona anómala en el presente estudio, El diagrama de LPs fue el más adecuado del resto de eventos sísmicos como HBs, VTs, para dicha correlación:

En las [Fig.4-9](#) hasta [Fig. 4-13](#) que son diagramas de la evolución de la sismicidad del tipo LP y las temperaturas máximas registradas en cada zona a través del tiempo, se puede observar que cada medida de temperatura es el reflejo de los cambios en la actividad sísmica registrada en los meses anteriores, especialmente los eventos generados por la movilización de fluidos.

Sin embargo, con los valores de temperaturas obtenidos en octubre 2004 se pudo observar variaciones entre 5 y 10 °C durante un mismo mes, y al parecer este comportamiento fue similar al registrado en la sismicidad meses antes, es decir, un comportamiento producto del reflejo de la causa ([Fig.4-9](#), hasta [Fig. 4-13](#)).

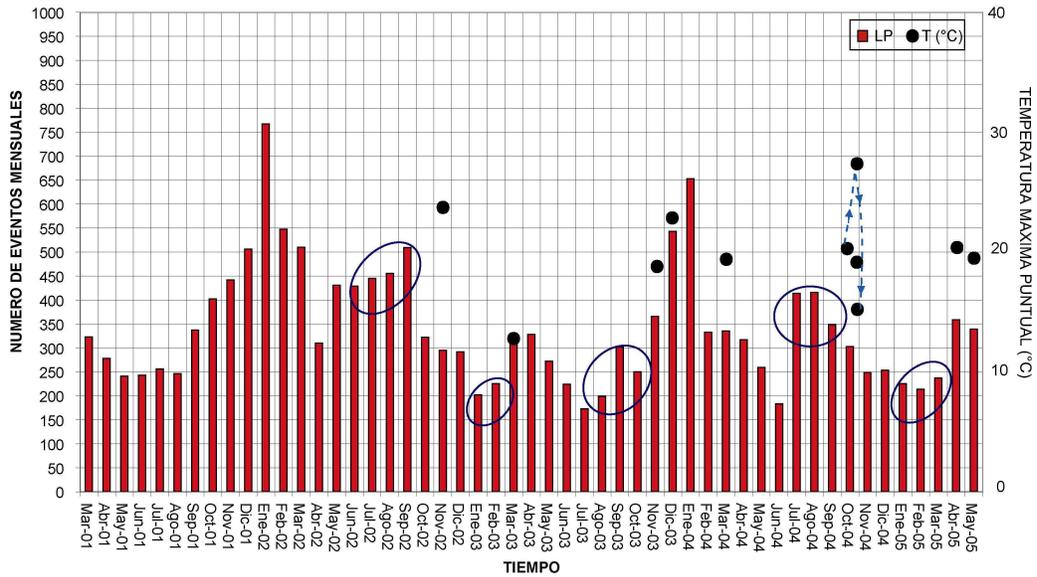


Fig.4-9. Correlación Sismicidad – Temperatura vs. Tiempo de Yanasacha durante el período 2002 – 2005. Datos térmicos puntuales entre noviembre 2002 – marzo 2005.

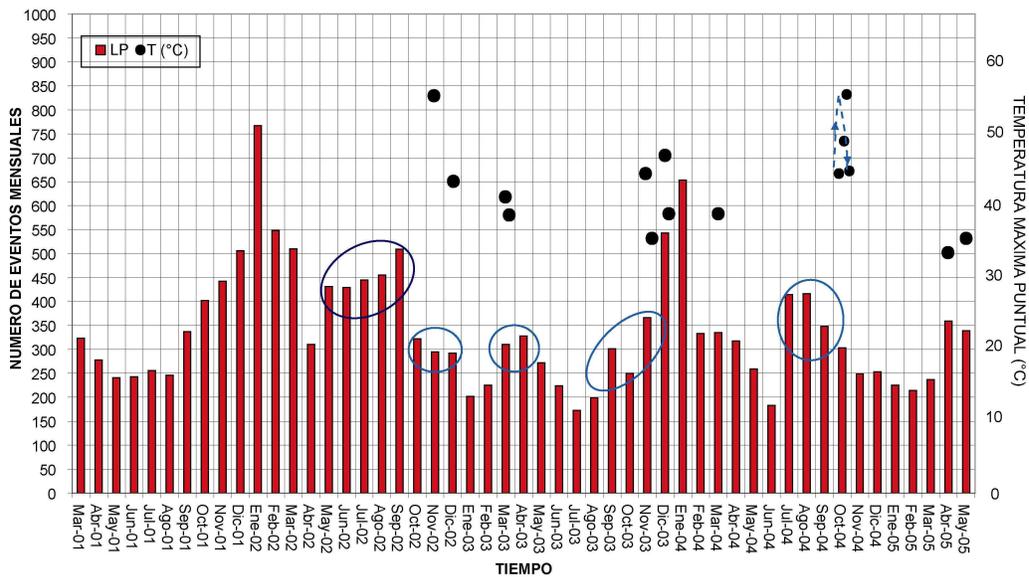


Fig. 4-10. Correlación Sismicidad – Temperatura vs. Tiempo del Cráter durante el período 2002 – 2005. Datos térmicos puntuales entre noviembre 2002 – marzo 2005.

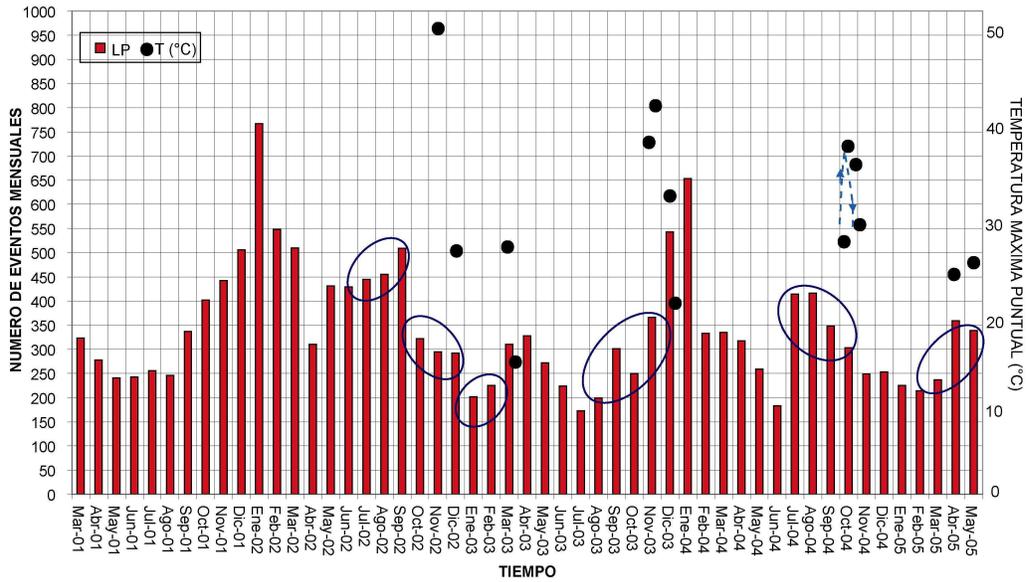


Fig.4-11. Correlación Sismicidad – Temperatura vs. Tiempo de la Pared Sur durante el período 2002 – 2005. Datos térmicos puntuales entre noviembre 2002 – marzo 2005.

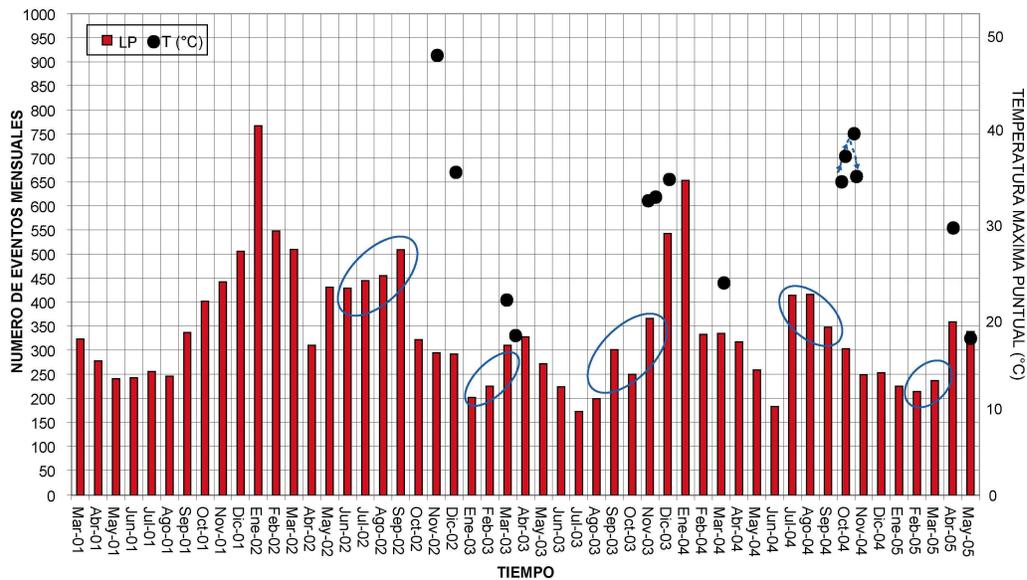


Fig.4-12. Correlación Sismicidad – Temperatura vs. Tiempo de la Pared Oriental durante el período 2002 – 2005. Datos térmicos puntuales entre noviembre 2002 – marzo 2005.

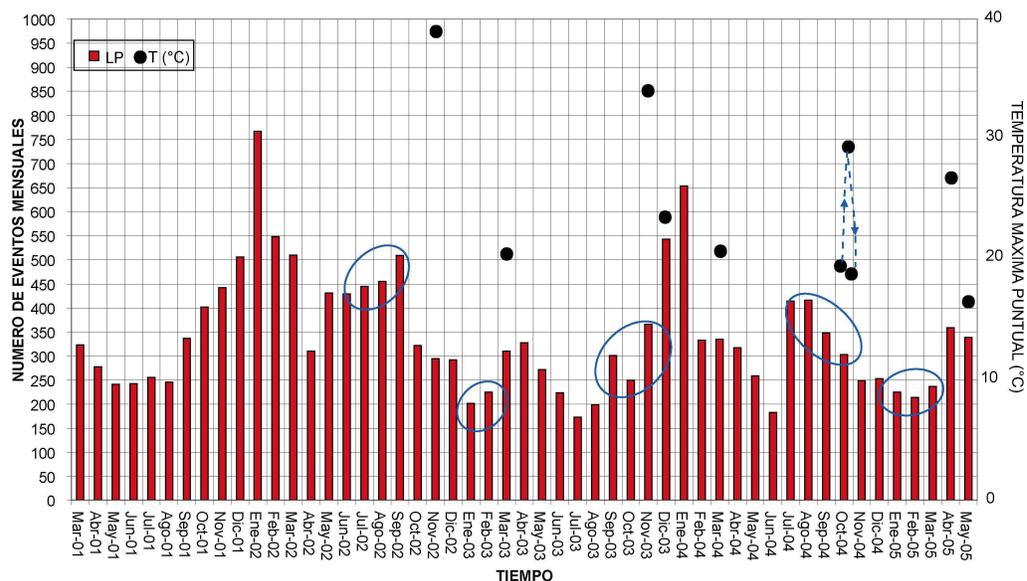


Fig.4-13. Correlación Sismicidad – Temperatura vs. Tiempo de la Pared Occidental durante el período 2002 – 2005. Datos térmicos puntuales entre noviembre 2002 – marzo 2005.

Es por esta razón que el efecto del deshielo del glaciar se produce de manera constante y por la permanencia de las temperaturas anómalamente altas en las zonas se produjo un aumento del área sin glaciar que aparentemente llegó a ser sobre 10 veces el tamaño determinado en la primera medida tomada a finales del 2002.

#### 4.3 CONCLUSIONES DE LA CORRELACION ENTRE LA ACTIVIDAD SISMICA Y LAS ANOMALIAS TERMICA DURANTE EL PERIODO 2002 – 2005.

El comportamiento oscilatorio de la sismicidad y de las temperaturas en las zonas anómalas se usó en el presente estudio como evidencia de la interacción del sistema hidrotermal con inyecciones o movilizaciones de fluidos magmáticos y su carácter superficial, es decir, se ubica a menos de 3 km de profundidad bajo el cráter.

La anomalía térmica no necesariamente ocurre simultáneamente con el incremento o el cambio de la sismicidad, esto se deduce a partir de las

observaciones realizadas en el volcán Tungurahua, en las cuales se determinó la presencia de una anomalía térmica en el viento con temperaturas magmáticas mayores a 500 °C, sin la generación de una importante actividad sísmica.

Se determinó que el cambio de la actividad interna del volcán, producto de la movilización de cuerpos calientes (magma o soluciones magmáticas), alteró la actividad del sistema hidrotermal a finales del 2001 y posteriormente se reflejó en la actividad externa del volcán con incremento de las fumarolas, desarrolló de zonas térmicamente anómalas, pérdida de cobertura glaciar en las partes altas y presencia de olor a azufre, manifestaciones que se mantuvieron con ligeras variaciones hasta el final del período de estudio.

La correlación entre la sismicidad (causa) y la evolución de las 5 zonas anómalas (consecuencia) del Cotopaxi, se realizó tomando en cuenta que los datos térmicos eran puntuales y aleatorios en el tiempo, mientras que los datos sísmicos eran continuos.

A partir de noviembre 2002 hasta marzo 2005 se registró la permanencia de 5 zonas con anomalías térmicas, las cuales se denominaron: Yanasacha, Cráter, Pared Sur, Pared Occidental y Pared Oriental, esta última conformada por tres sub-zonas (E.1, E.2, E.3) que se generaron a partir de julio 2003. El rango de temperaturas encontradas en las zonas varía entre 6 y 55 °C, valores muy superiores a los determinados como normales para las condiciones climáticas del lugar.

Los datos sísmicos de importancia por su relación con inyecciones y/o movilizaciones de fluidos magmáticos durante el período de estudio fueron:

- a)** enero a junio 2002 esporádicos enjambres de VTs,
- b)** mayo a diciembre 2002 el incremento oscilatorio de HBS, secuencias de LPs grandes y tornillos,
- c)** abril a mayo 2003 el incremento de actividad tipo VT localizada en y alrededor del edificio,
- d)** mayo a diciembre 2003 el registro de un alto número de señales de tremor de diversos tipos y esporádicos enjambres sísmicos,

e) octubre 2004 a marzo 2005 el registro de un mayor número de eventos con el apareamiento de LPs grandes.

En función de lo anterior se concluye que durante los años 2002, 2003, 2004 y 2005 existieron pequeñas intrusiones y/o movilización de fluidos magmáticos que al parecer se ubicaron bajo los 4 km de profundidad y alteraban el comportamiento del sistema hidrotermal localizado sobre los 3 km de profundidad.

Los valores de temperaturas mayores a 6°C producidos por las 11 anomalías térmicas, que son áreas con mayor temperatura dentro de una misma zona, y la generación de fumarolas provocaron el aumento del área desprovista de glaciación en la parte superior del volcán (flancos superiores y cráter interno) durante marzo 2003, noviembre – diciembre 2003, marzo – abril 2004, octubre 2004, abril – mayo 2005 con respecto a los primeros valores tomados en noviembre 2002.

Se debe indicar además que desde el año 2001 se observa una persistente fusión de la capa glaciación en los flancos superiores y en el cráter del volcán, la cual no puede ser atribuida exclusivamente a un supuesto calentamiento global, ya que a nivel mundial se ha observado que la influencia de este efecto climático es desde las zonas con menor altura hacia las de mayor altura.

Actualmente esta situación es evidente a simple vista en los flancos Occidental, Sur y Oriental del cono superior y en el anillo de nieve alrededor del cráter interno.

## 5 ACTIVIDAD SISMICA Y CORRELACION CON LA ACTIVIDAD TERMICA DEL VOLCAN COTOPAXI.

### 4.4 ACTIVIDAD SISMICA base (NORMAL) DURANTE EL PERIODO DEL 1989 AL 2000

La actividad sísmica del período normal o base (1989 al 2000) se caracteriza por la generación de eventos tipo largo período (LP) y volcánico-tectónicos (VT), en un promedio mensual de  $94 \pm 14$  sismos y con una relación promedio de generación de 1 VT por cada 5 LPs (Troncoso, 2005) (Fig.4-1).

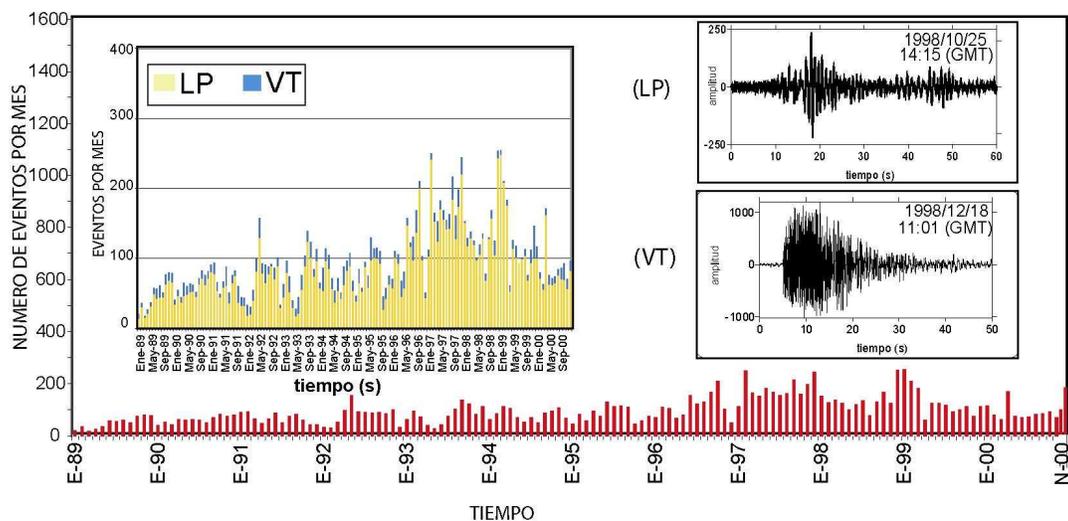


Fig.4-1. Sismicidad mensual del volcán Cotopaxi en el período 1989 –2000.

De manera general, en este período los eventos sísmicos se localizaron bajo el edificio volcánico con ligeras desviaciones hacia el sur (en el caso de LPs) y noreste (en el caso de VTs) y a profundidades someras (Ruiz et al., 1998 y Muñoz et al, 2001).

No se registraron otros tipo de señales sísmicas (híbridos, tembor o explosiones) durante el período base o normal.

Los LPs (Fig. 4-2) fueron las señales sísmicas predominantemente registradas durante el período de actividad base o normal, en un número que representaba del 79 al 94 % del total de eventos registrados (Fig. 4-1).

Según Ruiz et al., (1998) los LPs son producto de la interacción de un fluido (agua infiltrada del glaciar) con un cuerpo magmático caliente, el cual fue posiblemente emplazado dentro del edificio volcánico durante el comportamiento anómalo (incremento actividad fumarólica) registrado en 1975 (Troncoso, 2005).

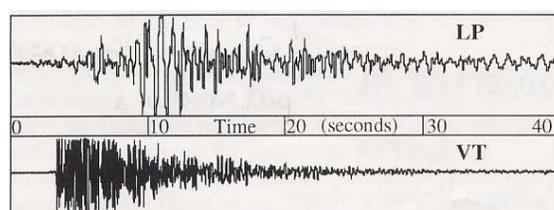


Fig. 4-2. Señal típica de un LP (traza superior) y de un VT (traza inferior) generados por el volcán Cotopaxi durante el período normal o base. Estas señales fueron registradas en la estación de VC1. (Ruiz et al., 1998).

Los VTs se han registrado desde el inicio del monitoreo sísmico del volcán pero en menor número con respecto a los LPs (Fig. 4-1). Su número varió en el rango entre 1 a 6 eventos diarios, que representó entre el 6 y 22 % del total de eventos registrados en el período indicado (Troncoso, 2005).

Tomando en cuenta el mecanismos de generación de estos eventos, (Anexo 4) los LPs registrados durante este período muestran que existía un sistema de fracturas que permitía la movilización de fluidos a través de ellas, mientras la generación de VTs estaba relacionada con procesos de fractura que posiblemente respondían a cambios en el campo de esfuerzos al interior del edificio volcánico durante este período. Es decir, la sísmicidad del período base se producía debido a los procesos normales generados en el sistema hidrotermal – geotérmico del volcán.

## 4.5 ACTIVIDAD SISMICA anomala DURANTE EL PERIODO DE 2001 AL 2005

El volcán Cotopaxi mostró una actividad sísmica anómala a partir de enero 2001, tuvo su clímax en noviembre a diciembre 2001 y se caracterizó por el incremento significativo del número de señales registradas (Fig. 4-3), en algunos momentos, 7 veces mayor al nivel normal (Troncoso, 2005), y la generación de nuevos tipos de señales sísmicas como son: eventos híbridos, tornillos y señales de tremor (Troncoso, 2005).

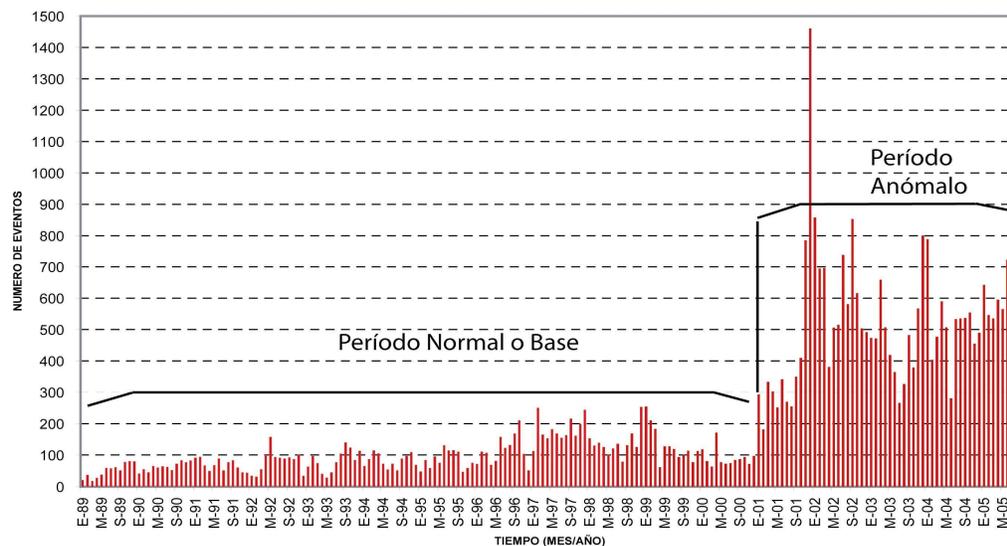
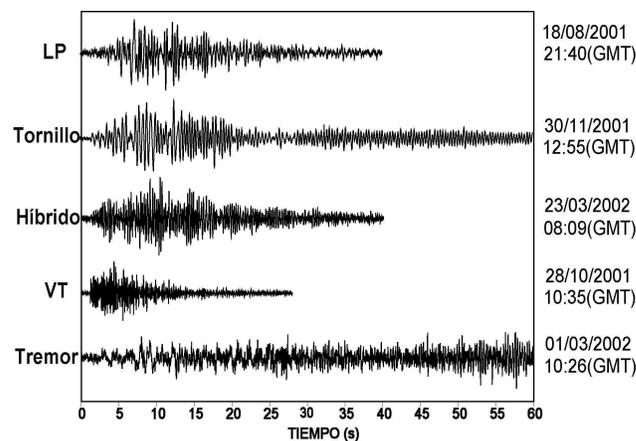
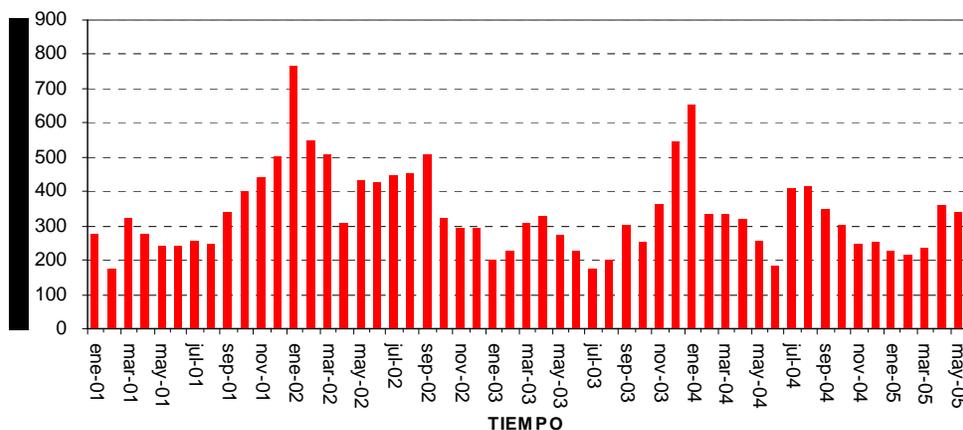


Fig.4-3. Sismicidad mensual del volcán Cotopaxi en el período 1989 –2005. (Base de datos IG, 2005).



**Fig.4-4.** Tipos de eventos sísmicos registrados en el período anómalo del Volcán Cotopaxi.  
**1.3.1 EVENTOS DE LARGO PERIODO (LP)**

Durante este período se registró un mayor número de LPs con respecto al nivel considerado como normal o base. Dicho incremento se registra paulatinamente desde enero 2001 y es a partir de noviembre del mismo año que se acentúan los cambios tanto en número como en forma de los LPs (Fig. 4-5). Es importante recalcar que la actividad luego de esta fecha no retorna a las características del nivel considerado como base.



**Fig.4-5.** Número de eventos mensuales de largo periodo (LP) clásicos, grandes y tornillos, para los años 2001-2005. Tomado de la Base de datos IG, 2005.

Por su forma de onda los LPs registrados durante el período anómalo son denominados y clasificados como: LPs clásicos, tornillos y LPs grandes (Troncoso, 2005). Los LPs clásicos mantienen las características espectrales y de forma de onda observadas durante el período base. Sin embargo, los tornillos y LPs Grandes, son señales sísmicas no registradas antes de noviembre 2001, pero se registran luego de esta fecha como en enjambres o crisis sísmicas (por

ejemplo, aumento del número de eventos). Es importante señalar que estos eventos no pasan a constituirse una señal normal de registro para el Cotopaxi.

A continuación se detalla las características de la actividad sísmica relacionada con los LPs (Fig. 4-5) durante el período de estudio:

### 5.1.1 Año 2001

- En enero 2001 se registró 276 LPs, y es a partir de esta fecha que se contabilizan sobre los 150 eventos por mes, valores muy superiores a los registrados durante el período base (promedio de 84 LPs por mes) (Troncoso, 2005).
- Desde el 26 de noviembre 2001 se registran eventos tipo tornillo, que aparecen en determinados períodos de tiempo, sin llegar a ser enjambres (Troncoso, 2005).
- Desde noviembre 2001 aparecen LPs grandes (**características Anexo 4**) que se registran en varias ocasiones y al parecer están relacionados con enjambres sísmicos, principalmente de VTs (Troncoso, 2005).
- En diciembre de 2001 por el número de eventos registrados, los LPs no son los eventos de mayor importancia y representan el 38% del total registrado durante este mes. Se registran además tornillos y LPs grandes (Troncoso, 2005).

### 5.1.2 Año 2002 – 2003

- El mayor número de LPs contabilizados fue en enero 2002, con 767 eventos de este tipo (966 eventos totales registrados en este mes). En este mes se resalta el registro de dos enjambres sísmicos los días 5 y 29, con una duración promedio de dos horas y compuestos principalmente por LPs y VTs. Se continúan registrando eventos del tipo tornillo y LPs grandes. Las localizaciones realizadas durante este mes muestran que los eventos se ubican bajo el edificio del volcán entre 1 y 10 Km de profundidad con respecto a la cumbre (Troncoso, 2005).

- De febrero a abril 2002, no se registran importantes cambios en la actividad sísmica del tipo LP, pero el número de eventos registrados se mantiene superior al nivel base (sobre 100 eventos al mes). Se observa una disminución del número de LPs generados pasando de 548 LPs (febrero) a 310 (abril) (Troncoso, 2005).
- En mayo 2002 se registra nuevamente señales sísmicas del tipo tornillos, que se localizaron entre 1 y 3 km de profundidad bajo la cumbre (Troncoso, 2005). El día 20 se registra un enjambre sísmico con menos de dos horas de duración y conformado principalmente por LPs.
- Durante junio 2002 se registran eventos del tipo LP grandes, que se localizaron entre 1 y 4 km de profundidad con respecto a la cumbre (Troncoso, 2005).
- En julio 2002 se continúan registrando LPs grandes, dichos eventos fueron detectados en estaciones sísmicas lejanas al volcán, como son las del Antisana y Guagua Pichincha. Estos eventos se localizan bajo el edificio volcánico entre 1 y 4 km de profundidad con respecto a la cumbre (Troncoso, 2005). El día 19 se registra un enjambre sísmico de aproximadamente 5 horas de duración conformado por híbridos, VTs y LPs, siendo de menor importancia por sus número los LPs.
- En agosto 2002 se continuó registrando LPs grandes y a finales del mes aparecen eventos tipo tornillo. Estos eventos se localizaron bajo el edificio volcánico entre 1 y 4 Km de profundidad con respecto a la cumbre (Troncoso, 2005).
- En los primeros días de septiembre 2002 se registra un alto número de LPs de todos los tipos (clásicos, grandes y tornillos), sin llegar a ser un enjambre sísmico (sobre 15 eventos por día). Estos eventos se localizaron entre 1y 4 Km bajo la cumbre del volcán (Troncoso, 2005).
- Entre octubre 2002 y febrero 2003, la actividad se mantiene en niveles bajos (menos de 300 LPs por mes) y el principal evento registrado es del tipo LP grande. No hay variación con respecto a la localización registrada en los meses anteriores para este tipo de eventos. No se registran tornillos y/o LPs grandes durante el mes de diciembre (Troncoso, 2005).
- El 16 de marzo 2003 se registra un enjambre de híbridos (HB, VT y LPs

que se produce después de 5 meses de baja actividad sísmica (con un promedio de 20 sismos totales por día). La mayoría de eventos se registraron entre 1 y 3 Km de profundidad con respecto a la cumbre. Además, se generan eventos del tipo LPs grandes (Base de datos IG, 2005).

- Entre abril y agosto la actividad sísmica relacionada con eventos del tipo LP se mantiene en niveles considerados como bajos con el registro de menos de 320 LPs por mes. No se observan cambios en la localización de los eventos durante este período de tiempo (Base de datos IG, 2005).
- En septiembre 2003 se registran dos enjambres sísmicos conformados por eventos HBs y LPs. El primer enjambre se registra el 18 septiembre y tuvo una duración aproximada de dos horas. El día 20 se registra un nuevo enjambre de aproximadamente 6 horas de duración (Base de datos IG, 2005). Se registran muy esporádicos tornillos (3 eventos durante el mes).
- Durante el mes de octubre 2003, la actividad se mantiene en un nivel bajo y sin cambios de importancia.
- En noviembre 2003 se registra la ocurrencia de un importante número de LPs y de tremor. Los LPs se localizan en una profundidad entre 1 y 5 km bajo la cumbre (Base de datos IG, 2005).
- En diciembre de 2003 se registra el mayor valor de LPs generados durante este mismo año (543 LPs de 800 sismos totales registrados durante este mes). Este tipo de eventos son principalmente del tipo LPs grandes y se generan en forma aislada (no hay enjambres). Estos eventos se localizan bajo el edificio volcánico entre 2 a 5 Km de profundidad con respecto a la cumbre del cráter (Base de datos IG, 2005).

### 5.1.3 Año 2004

- Durante enero 2004 se registra un importante incremento en el número de LPs, contabilizando un total de 653 eventos (788 eventos totales registrados en este mes). Además, este valor constituye el segundo pico de importancia durante el período de estudio (Fig.4-5) La actividad sísmica tipo LP grandes es importante durante mediados de este mes

(Base de datos IG, 2005). No se registran variaciones en el rango de localizaciones de estos eventos.

- En febrero 2004 se registran por primera vez LPs localizados en el flanco sur-occidental del volcán. Además, se registran LPs grandes con formas de onda de baja frecuencia al inicio. Los LPs se concentraron en el cráter del volcán a una profundidad de 3 km bajo la cumbre (Base de datos IG, 2005).
- Durante marzo 2004 se registra LPs de baja frecuencia con duraciones mayores a 1 minuto y se localizan en un rango de profundidad entre 1 y 7 km bajo el nivel del cráter (Base de datos IG, 2005).
- En abril 2004 el registro de LPs se mantuvo en niveles estables y sin cambios de importancia (Base de datos IG, 2005).
- De mayo a junio 2004 el registro de LPs desciende en número de eventos con relación a los meses anteriores (Base de datos IG, 2005).
- Entre julio y septiembre 2004, se registra un incremento del número de LPs con respecto al período anterior mencionado (Base de datos IG, 2005).
- A comienzo del mes de octubre 2004 se empieza a registrar un incremento en el número de LP grandes. Estos eventos tuvieron una duración promedio de 90 segundos, baja frecuencias 0.5 – 2 Hz y pudieron ser registradas en la estación sísmica del volcán Antisana, localizada a 40 km del Cotopaxi (Base de datos IG, 2005).
- Entre noviembre y diciembre 2004, La actividad sísmica se mantuvo en niveles estables con el registro esporádico de LP grandes, el número mensual fue mayor a 200 eventos. (Base de datos IG, 2005).

#### **5.1.4 Año 2005**

- Entre enero y marzo 2005, la actividad sísmica se mantiene estable y se registra muy esporádicamente LPs considerados como grandes (Base de datos IG, 2005).
- Durante abril 2005 se registra un ligero incremento en el número de eventos del tipo LP, con respecto al período anterior. Se continúa

registrando muy esporádicos LPs grandes (Base de datos IG, 2005).

- Durante el período de estudio, se observó que todas las secuencias de tornillos se registraron días antes de la generación de secuencia de eventos LPs grandes y al aparecer existía una vinculación directa con VTs que se registra de forma aislada o enjambres.

Según Molina et al., (2005) la actividad anómala de LPs (incremento de número y tipo de señales) registradas en el Cotopaxi desde el año 2001, es producto de la movilización de fluidos magmáticos e hidrotermales al interior del edificio volcánico.

Troncoso (2005) y Molina et al., (2005) relacionan el registro de LPs grandes durante septiembre y comienzos de octubre del 2002, a una intrusión de magma que alcanzó una profundidad entre 3 y 4 km bajo la cumbre del volcán Cotopaxi.

Según Troncoso (2005) los LPs grandes y tornillos se originan por el mismo proceso, es decir, por la perturbación ocasionada por presiones transitorias sobre las paredes de grietas de gran longitud llenas de fluido.

En general, por la localización de los LPs entre 1 y 4 Km, se asume que las grietas por donde se movilizan los fluidos se ubican dentro del sistema hidrotermal, y los LPs son originados por una perturbación térmica del sistema, debido a un cuerpo magmático que se moviliza o removiliza dentro del edificio volcánico. El considerable incremento de estos eventos registrado entre octubre y noviembre 2001 señalaría el inicio de una inyección, mientras que la actividad también intensa durante: marzo, noviembre y diciembre 2003 y en marzo y octubre 2004, la movilización de fluidos magmáticos o nuevas intrusiones de magma.

Estos eventos LPs están posiblemente relacionados a la liberación de energía que fueron disparados por un VT a comienzos del mes de Octubre, entre 2 – 3 km de profundidad con respecto a la cumbre (Base de datos IG, 2005).

### 1.3.1 EVENTOS HIBRIDOS (HB)

Los eventos híbridos en el volcán Cotopaxi, se registraron a partir de diciembre del 2001 (Fig.4-6). La mayoría de estos eventos se reconocieron de manera individual, pero también formaron parte de enjambres sísmicos en el período anómalo.

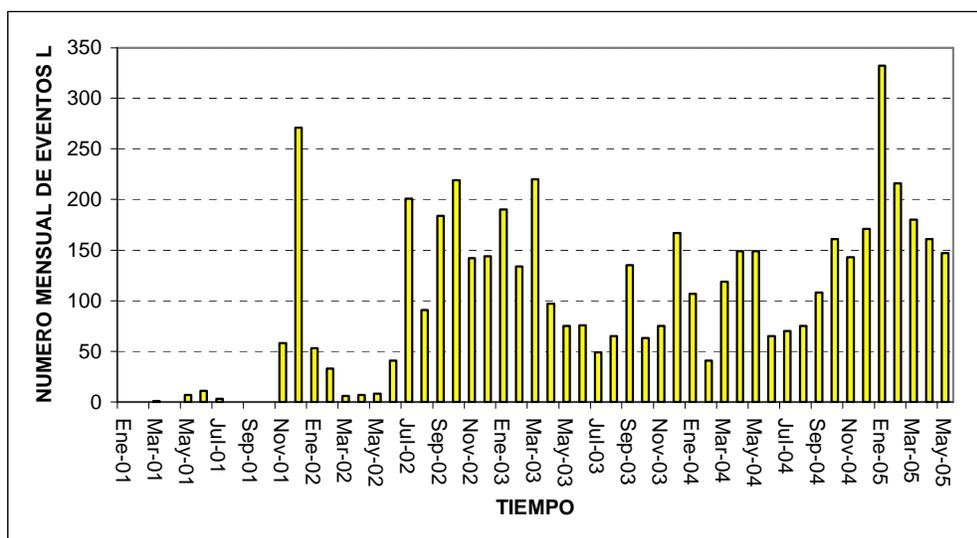


Fig. 4-6. Número de eventos mensual de Híbridos (HB) en el período 2001 – 2005. (Base de datos IG, 2005).

A continuación se detalla las características de la actividad sísmica relacionada con los HBs (Fig. 4-6) durante el período de estudio:

#### Año 2001

- Entre enero y febrero 2001 los eventos híbridos fueron ausentes en el volcán Cotopaxi (Base de datos IG, 2005).
- Entre marzo a noviembre 2001 los eventos híbridos que se registraron fueron menos del 7 % del número total de eventos generados durante este período y se localizaron a una profundidad entre 1- 5 km bajo la cumbre del volcán. No se registraron HBs en los meses de abril, agosto y

octubre (Base de datos IG, 2005).

- En diciembre 2001 se registraron varios enjambres de HBs, con un promedio de 5.5 eventos por día, siendo el registro de este mes el más alto del año 2001 y el segundo pico máximo de eventos de período de estudio (Base de datos IG, 2005).

#### **Año 2002**

- De enero a mayo 2002 se registró un número muy bajo de eventos HBs cuyos valores representan alrededor de 0.25% del total generado durante cada mes (Base de datos IG, 2005).
- Entre junio y diciembre 2002 se registró un incremento ascendente pero oscilatorio en el número de eventos HBs generados durante los meses de este año (Base de datos IG, 2005).

#### **Año 2003**

- De enero a marzo 2003 los eventos HBs registrados fueron mayores a 130 eventos por mes y durante estos meses se contabilizaron los valores más altos para el año 2003. El 16 de marzo se registra un enjambre de aproximadamente 4 horas de duración compuesto de HBs, VTs y LPs que se localizaron dentro del edificio volcánico entre 1 y 3 km de profundidad (Base de datos IG, 2005).
- A partir de abril hasta agosto 2003 se registró un número menor a 100 eventos por mes y se observó un comportamiento descendente en los eventos registrados hasta julio 2003 con 49 eventos HBs que representa el menor número registrado durante este año (Base de datos IG, 2005).
- En septiembre 2003 se registra un incremento en el número de HBs con dos enjambres sísmicos conformados por eventos HBs y LPs. El primer enjambre se registra el 18 septiembre con una duración aproximada de dos horas. El día 20 se registra un nuevo enjambre de aproximadamente 6 horas de duración (Base de datos IG, 2005).
- De octubre a noviembre 2003, la actividad sísmica relacionada con HBs tiene un comportamiento estable con eventos por mes o por día (Base de

datos IG, 2005).

- En diciembre 2003 se registra un nuevo incremento en el número de HBs, sin llegar a constituir enjambres sísmicos (Base de datos IG, 2005).

#### **Año 2004**

Durante el año 2004 la actividad sísmica relacionada con HBs tuvo un comportamiento estable (no se generaron enjambres sísmicos), sin embargo el número de eventos contabilizados tuvo un comportamiento oscilatorio mayor a 40 eventos por mes (Base de datos IG, 2005).

#### **Año 2005**

- En el mes de enero 2005 se registró el mayor número de eventos HBs durante el período de estudio, con un promedio de 22 sismos por día (Base de datos IG, 2005).
- A partir del 20 de febrero hasta marzo del 2005 se registraron eventos HBs considerados como grandes (Base de datos IG, 2005). Sin embargo, con respecto al número de eventos generados en el mes de enero 2005, se pudo notar una disminución consecutiva para los siguientes meses.

Los eventos híbridos son originados por la combinación de dos fuentes, una de fractura y otra volumétrica (relacionada con fluidos), siendo la fractura la que abre el camino para la movilización de fluidos (fuente). Para el caso del Cotopaxi y durante el período de estudio, el origen de los fluidos podría estar relacionado directamente con el cuerpo magmático (magma o soluciones magmáticas) intruido y/o con fluidos infiltrados desde el cuerpo glaciario (agua). En función de las profundidades encontradas para los eventos híbridos, entre 1 y 5 Km bajo la cumbre del volcán (Base IG, 2005), se podría establecer que su origen es debido a un comportamiento anómalo del sistema hidrotermal del volcán. Este comportamiento estaría originado por el ingreso de una fuente de calor (magma o

soluciones) durante el año 2001 y que se mantiene interactuando con el sistema hidrotermal durante el presente estudio.

### 1.3.1 VOLCANO TECTONICOS (VT)

Durante el período anómalo, los VTs en el volcán Cotopaxi aparecen en mayor número, formando parte de enjambres sísmicos pero sin mostrar cambios en las características de frecuencias definidas en el período base (Fig. 4-7).

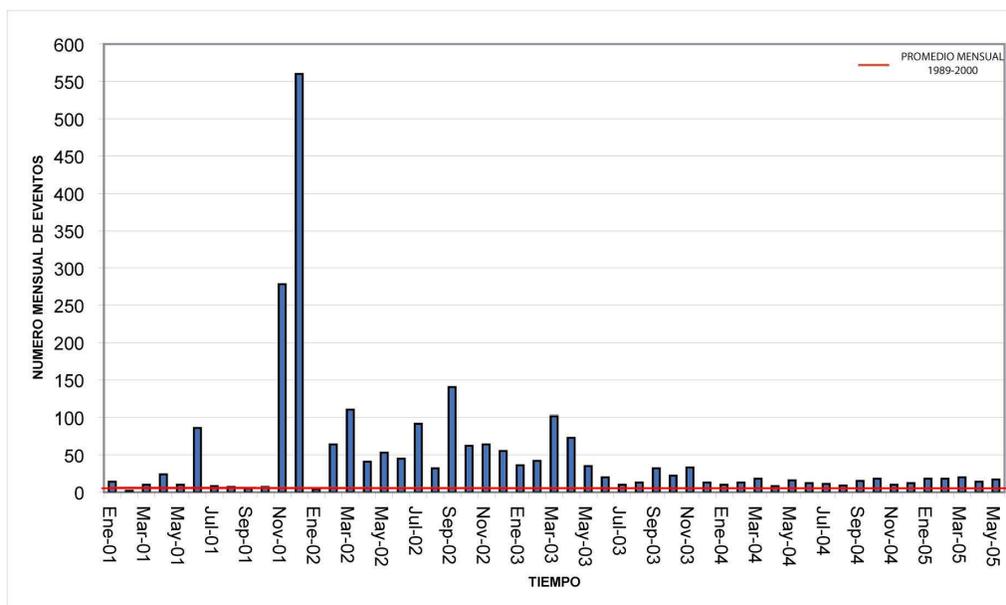


Fig.4-7. Número de eventos mensuales volcano – tectónicos para los años 2001 – 2005. La línea roja es la base considerada como actividad normal y calculada con el promedio mensual de los años anteriores. (Base de datos IG, 2005).

A continuación se detalla las características de la actividad sísmica relacionada con los VTs (Fig. 4-7) durante el período de estudio:

#### Año 2001

- Entre enero y octubre 2001 la actividad sísmica se mantuvo en niveles similares al período normal (menos de 25 eventos por mes), con incrementos en el número de VTs durante abril con 26 eventos y junio con 53 eventos (Base de datos IG, 2005).

- En noviembre 2001 se registra un importante incremento en el número de VTs, llegando a contabilizarse un total de 278 eventos (35.5% del total de eventos registrados en el mes). Esta actividad se registro principalmente como enjambres sísmicos de varias horas de duración. Los eventos registrados durante el 24 y 25 de noviembre fueron localizados en la zona norte del volcán, aproximadamente a 10 Km del cráter y con una profundidad máxima de 16 Km con respecto a la cumbre. A partir del día 26 los eventos se localizan bajo el edificio volcánico, entre 1 y 5 Km de profundidad (Troncoso, 2005).
- En diciembre 2001 se registran 649 eventos que representa el 44% del total registrado durante este mes y generan el pico de mayor importancia por número de VTs contabilizados durante todo el período de estudio (Fig. 4-7). Estos eventos se registraron principalmente como parte de enjambres sísmicos y se localizaron entre 1 y 5 km de profundidad con respecto a la cumbre (Troncoso, 2005).

#### **Año 2002 - 2005**

- Durante el 5 y 29 de enero 2001 se registró un enjambre de VTs acompañados con LPs, de una duración promedio de dos horas (Base de datos IG, 2005).
- Entre febrero 2002 y mayo 2003 la actividad sísmica se mantiene en niveles altos con respecto al período base (registro mayor a 30 eventos por mes). Estos eventos se localizaron a una profundidad de 1 - 5 km bajo la cumbre del volcán. El 19 de julio de 2002 se registra un enjambre sísmico de aproximadamente 8 horas de duración conformado por HBs, VTs y LPs. El día 15 de septiembre del 2002 se registra un enjambre de VTs de aproximadamente 7 horas de duración. (Base de datos IG, 2005). Es importante señalar que durante el mes de abril e inicios de mayo de 2003 se registró un importante número de VTs en el edificio y en sus alrededores. Entre el 7 y 8 de abril se registró 17 sismos VT que se localizaron en el flanco sur y suroriental a una profundidad de 3 km bajo el cráter. Entre el 18 y 20 de abril se registró 12 VTs en la zona norte del

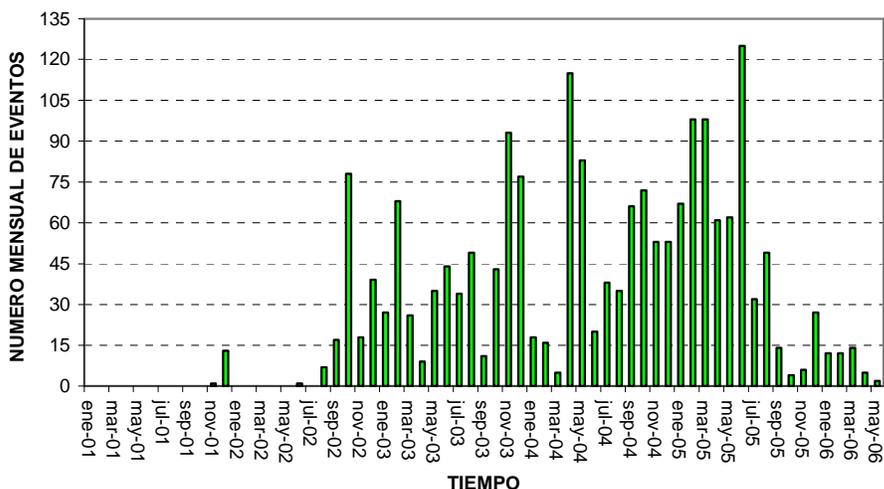
volcán, entre 3 y 10 km de profundidad con respecto a la cumbre. Entre el 29 y 30 de abril se registró 30 VTs en la zona norte y nororiental, con una profundidad de 8 km bajo la cumbre. Cabe mencionar que varios VTs de abril fueron reportados como eventos sentidos en horas de la madrugada.

- A partir de junio 2003 hasta marzo 2005 se registraron señales esporádicas de VTs lo que coloca a este tipo de eventos en un nivel similar al del período base (menos de 35 eventos por mes). Estos eventos se localizaron bajo el edificio y alrededor del volcán, en un radio de 15 km con una profundidad no mayor a los 5 km con respecto a la cumbre (Base de datos IG, 2005).

Según Chouet (1996), los VTs conforman la familia de eventos cuyas fuentes (tensión o cizalla) se relacionan con fracturamiento de roca frágil. En esta familia los procesos magmáticos proveen la fuente de energía para el cizallamiento de la roca, pero donde un fluido no está directamente involucrado en la dinámica de la fuente. Los VTs del Cotopaxi serían el resultado de la fractura causada por la presión de los fluidos en movimiento. Según Troncoso, (2005) estos eventos serían el reflejo de una movilización de fluidos magmáticos o la migración de un pequeño volumen de magma a diques o sills. La presencia de la anomalía térmica podría haber afectado la conducta normal del sistema hidrotermal, cambiando el campo de esfuerzos y dando como resultado el fracturamiento de la roca.

### **1.3.1 EVENTOS DE TREMOR**

Los eventos de tremor aparecen a partir de noviembre 2001 como señales esporádicas y generando diversos tipos de tremor en función del contenido espectral (Fig. 4-8).



**Fig.4-8.** Número de eventos mensuales de tremor producidos en los años 2001 – 2005. La actividad anómala se manifiesta a partir del 2003. (Base de datos IG, 2005).

A continuación se detalla las características de la actividad sísmica relacionada con los tremores (Fig. 4-8) durante el período de estudio:

### **Año 2001 - 2002**

A partir de noviembre 2001 hasta diciembre 2002 se registraron esporádicos eventos con duraciones menores a los 10 minutos (Base de datos IG, 2005).

### **Año 2003**

Entre febrero y diciembre 2003 se registró una actividad caracterizada por un nivel bajo y moderado de sismicidad relacionado con eventos discretos (LPs, HBs y VTs), pero alto en cuanto a señales de tremor de diversos tipos. Un tremor de baja frecuencia se registró el 29 y 30 de septiembre 2003 por varias horas de duración. El tremor espasmódico estuvo compuesto por LPs e HBs con una duración menor a los 10 minutos. El tremor de alta frecuencia con duración entre 3 a 10 minutos durante febrero y diciembre 2003 (Base de datos IG, 2005).

**Año 2004 - 2005**

Entre el año 2004 y 2005 se registraron esporádicamente bandas de tremor del tipo de baja y alta frecuencia, con duraciones menores a los 10 minutos (Base de datos IG, 2005).

Según Chouet (1996), las señales de tremor son parte de la familia de eventos en la que los fluidos juegan un rol importante para la generación de ondas elásticas con bajas y altas frecuencias y duración de varios minutos a horas.

Para el presente estudio se considera que los eventos de tremor son el resultado de la actividad generada en el sistema hidrotermal producto de una anomalía térmica ubicada a una profundidad mayor a 2 km bajo la cumbre del volcán.

**Interpretación y resultados sobre la sismicidad en Omala 2001-2005.**

Período Normal (1976 – 2000).-

El registro de LPs y VTs desde el inicio del monitoreo y su localización en profundidades someras indican que el sistema hidrotermal del volcán funcionaba desde antes de 1976. Según Ruiz et al. (1998) la actividad sísmica era producto de la interacción de un cuerpo caliente con el agua infiltrada desde el casquete glaciar. Para Troncoso (2005), el cuerpo caliente podría haberse intruído durante el año de 1975, cuando se reportó incremento en la actividad fumarólica.

Período Anómalo (2001 – 2005).-

A partir de enero de 2001 se registra un ligero incremento en el número de LPs, que posiblemente eran generados por una mayor movilización de fluidos en el interior del edificio, sin embargo debido a que no se cuenta con su ubicación, no se puede establecer si eran generados en la zona del sistema hidrotermal o en

un nivel más profundo. Desde marzo 2001 se comienza a registrar esporádicos HBs y al parecer señalan un cambio en el comportamiento interno de la actividad del volcán, marcando un incremento en la cantidad y características de fluidos involucrados en el sistema hidrotermal o tal vez en un nivel más profundo. Es posible añadir que debido a que ya existía un componente de ruptura en la fuente de los eventos sísmicos, hubo cambios en el campo de esfuerzos al interior del volcán. En junio 2001, se registra un enjambre de eventos sísmicos tipo VT que responde claramente a un cambio de esfuerzos en el interior del edificio y al parecer son los indicios de los primeros movimientos de un cuerpo magmático y/o de fluidos desprendidos desde éste (Troncoso, 2005). En noviembre de 2001 se registraron enjambres sísmicos conformados principalmente por VTs, con localizaciones que variaron muy rápidamente de la zona norte (aproximadamente a 10 Km del cráter) con una profundidad máxima de 16 Km, hacia el sector bajo la cumbre del volcán con profundidades menores a los 4 Km. Estos eventos serían el reflejo de una rápida movilización de cuerpos magmáticos o la migración de un pequeño volumen de magma a diques y sills (Troncoso, 2005). La presencia de esta anomalía térmica debió afectar la conducta "usual" del sistema hidrotermal y al parecer dio como resultado nuevos tipos de señales sísmicas como HBs, LPs grandes, tornillos y señales de tremor que a partir de diciembre 2001 fueron las señales que empezaron a ser lo común en la actividad del Cotopaxi. La relación de este tipo de señales sísmicas con el sistema hidrotermal es establecida en función de las localizaciones de estos eventos, bajo la cumbre del volcán entre 1 y 4 Km de profundidad. Durante el período de estudio, se establece la ocurrencia de enjambres de VTs e HBs previo al registro de un incremento o el apareamiento de señales específicas relacionadas con movilización de fluidos (LPs clásicos, LPs grandes, tornillos y tremores). Al parecer estas crisis sísmicas de los VTs marcarían el inicio de la movilización de cuerpos calientes (pequeñas inyecciones magmáticas y/o fluidos magmáticos) que nuevamente afectarían el comportamiento del sistema hidrotermal. Sísmicamente se han determinado los siguientes períodos posiblemente relacionados con este tipo de actividad (fuente):

4. Presión ejercida por la movilización de fluidos de enero a junio 2002 (esporádicos enjambres de VTs). Cambio o mayor actividad del

- sistema hidrotermal de mayo a diciembre 2002 (incremento oscilatorio de HBS, secuencias de LPs grandes y tornillos)
5. Presión ejercida por los fluidos de abril a mayo 2003 (incremento de actividad tipo VT localizada en y alrededor del edificio con varios eventos sentidos). Cambio o mayor actividad del sistema hidrotermal de mayo a diciembre 2003 (registro de un alto número de señales de tremor de diversos tipos y esporádicos enjambres sísmicos).
  6. El cambio o mayor actividad del sistema hidrotermal de octubre 2004 a marzo 2005 (registro de un mayor número de eventos con el apareamiento de LPs grandes).

### **correlacion ENTRE LA ACTIVIDAD SISMICA Y LAS ANOMALAS TERMICAS durante EL PERIODO 2002 – 2005**

Durante el período de actividad sísmica base (1989 – 2000) no se realizó un monitoreo térmico, por tanto no se cuenta con esta información.

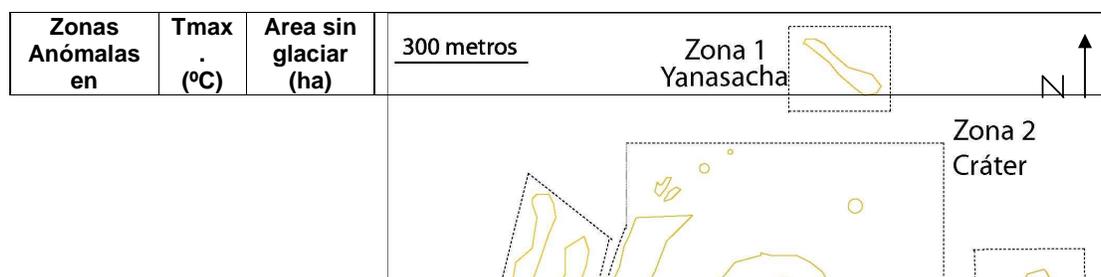
A partir del año 2002 se inicia el monitoreo térmico y para realizar la correlación con la actividad sísmica registrada durante el período anómalo (2001 - 2005) se buscó una relación causa – consecuencia. Se determinó que el cambio de la actividad interna del volcán, producto de la movilización de cuerpos calientes (magma o soluciones magmáticas), alteró la actividad del sistema hidrotermal y posteriormente se reflejó en la actividad externa del volcán (incremento fumarolas, zonas térmicamente anómalas, pérdida de cobertura glaciar en las partes altas y presencia de olor a azufre). Es importante señalar que el monitoreo térmico no ha sido realizado de manera constante, periódica y/o cíclica, por lo que se trabajó con datos puntuales y aleatorios en el tiempo, lo que limitó la correlación.

Se efectuó para el presente estudio, la correlación entre la sismicidad y la evolución de las 5 zonas anómalas establecidas del Cotopaxi, para lo cual, se interpretó la fuente generadora de los eventos sísmicos como posible causa y las temperaturas altas anómalas de cada zona como consecuencia.

Sísmicamente se establece que en noviembre 2001 ocurre la movilización de un cuerpo caliente que en las semanas y meses posteriores afectó el comportamiento del sistema hidrotermal. Sin embargo el monitoreo térmico se inicia en noviembre 2002 y no se contó con la información previa a ésta fecha. Sin embargo, es importante señalar que desde diciembre 2001 y durante todo el año 2002 se recibieron reportes que señalaban un incremento de la actividad fumarólica, aparecimiento de nuevos campos fumarólicos, incremento del olor azufre y la presencia de zonas sin cobertura glaciár/nieve en las partes altas del volcán, lo cual evidenció que a partir de diciembre 2001 se comienza a registrar las manifestaciones superficiales producto de la inyección registrada en noviembre del mismo año.

### 1.3.1 NOVIEMBRE – DICIEMBRE 2002

Mediante el monitoreo térmico realizado en noviembre y diciembre 2002 se determinó la presencia de las 5 zonas anómalas con temperaturas mayores a 24°C. Además se registró un pico máximo de 55°C en la zona del cráter, el cual representa el mayor valor de temperatura encontrado durante el período de estudio (Tabla. 4-1 y Anexo 3). Al parecer dichas temperaturas fueron consecuencia de la intrusión y movilización de fluidos magmáticos que posiblemente se ubicaron bajo 4 km de profundidad en el año 2001 (Troncoso, 2005, Molina et al., 2005). Tomando en cuenta las localizaciones determinadas para los eventos registrados desde diciembre 2001, especialmente aquellos generados por movilización de fluidos (LPs, tornillos e HBs), se asume que el sistema hidrotermal se encuentra bajo el edificio volcánico entre 1 y 3 km de profundidad con respecto a la cumbre del volcán.



noviembre - diciembre 2002		
1- Yanasacha	24	1.8
2-Cráter interno / Anillo de Nieve	55.3 ---	--- 14.5
3-Pared Sur	51.3	8.5
4-Pared Oriental	46.8	4.7
5-Pared Occidental	39	8.8

Tabla.4-1. Las 5 zonas anómalas con las temperaturas máximas

(excepto el anillo de nieve) y áreas sin glaciar /nieve durante Nov – Dic 2002.

Es importante señalar que el comportamiento anómalo registrado en noviembre y diciembre 2002, es consecuencia de la actividad interna del volcán registrada durante el año 2001 con una posible nueva movilización de fluidos que continuó afectando al sistema hidrotermal durante el año 2002. Esto fue evidenciado además por las medidas de deformación tomadas con el inclinómetro electrónico, que señalaron inflación y deflación durante los meses de noviembre y diciembre 2002, respectivamente (Mothes com. pers., 2006).

En función de lo anotado, las temperaturas máximas que se obtuvieron en las 5 zonas durante estos meses sirvieron en el presente estudio como base para discutir y argumentar los datos de temperatura alcanzados inmediatamente después de una inyección magmática o movilización de fluidos magmáticos.

Entre los detalles observados durante estos meses en las zonas anómalas se destacan los siguientes:

- En la zona 2 - Cráter se reconocieron nuevas grietas en el anillo de nieve hacia el extremo norte y embudos alrededor del mismo, producto de actividad fumarólica preexistente en todo el borde exterior y de 3 nuevas fumarolas reconocidas al norte del anillo, 2 al extremo oriental y 1 en el sur del cráter.
- En la zona 4 - Pared Oriental se reconoció 1 fumarola a partir de esta

fecha.

### 1.3.1 MARZO 2003

Durante marzo 2003 se registró térmicamente la permanencia de las 5 zonas anómalas y el registro de temperaturas se encontró en el rango entre 6°C a 42°C (Tabla 4-2 y Anexo 3). Al parecer estas manifestaciones fueron la constante consecuencia de las intrusiones y/o movilizaciones de fluidos registradas durante los años 2001 y 2002 ya que previo y durante el monitoreo térmico de marzo 2003 la actividad sísmica relacionada con movilización de fluidos (LPs grandes, tornillos, HBs y LPs clásicos) se mantenía en niveles bajos.

Zonas Anómalas en marzo 2003	Tmax. (°C)
1-Yanasacha	12.5
2-Cráter interno / Anillo de Nieve	41.9 ---
3- Pared Sur	28.6
4-Pared Oriental	22.2
5-Pared Occidental	20.3

Tabla.4-2. Las 5 Zonas anómalas con las temperaturas máximas

(excepto el anillo de nieve) y áreas sin glaciación /nieve durante Marzo 2003.

Entre los detalles observados durante marzo 2003, en las zonas anómalas se destacan los siguientes:

- En la zona 2 – Cráter se reconocieron nuevas fumarolas en el extremo superior norte y suroriental del anillo de nieve que aparecieron a partir del año 2003.
- Las zonas anómalas sin glaciación en las cuales se pudo obtener su área fueron en el anillo de nieve con 15 ha y en la zona 3 - Pared Sur con 8.7 ha. En el resto de zonas no se obtuvieron resultados de áreas, por ausencia de buenas imágenes térmicas y digitales para este propósito.

### 1.3.1 NOVIEMBRE – DICIEMBRE 2003

De noviembre a diciembre 2003 continúa registrándose térmicamente la presencia de las 5 zonas anómalas y el registro de temperaturas máximas de las zonas estuvo en el rango 10 a 47 °C (Tabla 4-3 y Anexo 3). Al parecer a las consecuencias de las inyecciones y movilizaciones de fluidos magmáticos registradas en los años 2001 y 2002, se sumó una posible nueva inyección o movilización registrada durante el 2003 que sísmicamente se manifestó con eventos relacionados con fracturas de roca en los primeros meses de este año y eventos relacionados con movilización fluidos desde mayo hasta diciembre 2003. Por lo tanto, la actividad térmica registrada durante noviembre y diciembre 2003 fue consecuencia del cambio o la mayor alteración del sistema hidrotermal entre mayo a diciembre 2003. Otra evidencia de la posible intrusión o movilización de fluidos magmáticos durante el 2003, son los datos obtenidos del inclinómetro electrónico que señalaron un pequeño cambio inflacionario del edificio (Mothes com. pers., 2006).

Zonas Anómalas en noviembre – diciembre 2003	Tmax. (°C)	Area sin glaciar (ha)
1-Yanasacha	23.1	10.3
2-Cráter Interno / Anillo de Nieve	47.3	---
3-Pared Sur	42.4	---
4-Pared Oriental	35.1	6.8
5-Pared Occidental	35.1	8.7

Tabla.4-3. Las 5 Zonas anómalas con las temperaturas máximas

(excepto el anillo de nieve) y áreas sin glaciar / nieve Nov – Dic 2003.

Entre los detalles observados con el monitoreo térmico durante este período se señala tres nuevas anomalías térmicas que aparecen en el borde superior derecho e izquierdo de la Pared Oriental a partir de julio 2003. Su expansión es debido a la generación de temperaturas de 13.6°C hasta 26.1°C y cada sub-zona tuvo un crecimiento de área sin glaciar en el rango de de 0.08 ha a 1.02 ha establecidos durante el período de estudio, lo que confirmó una vez más que hubo un calentamiento interno en el volcán Cotopaxi, producto de la movilización de fluidos o una nueva intrusión magmática en el interior del edificio volcánico entre nov2002 e inicios del 2003.

### 1.3.1 MARZO 2004.-

Durante marzo 2004 se continúa registrando la presencia de las 5 zonas con anomalías térmicas con temperaturas mayores a 12 °C (Tabla. 4-4 y Anexo 3). Al parecer dicha actividad térmica fue consecuencia de las inyecciones o movilizaciones de fluidos magmáticos registrados durante los años 2001, 2002 y 2003. Aparentemente en los meses previos y durante este mes no se registró inyecciones de fluidos (VTs haciendo presión y facilitando la movilización), hecho que es evidenciado con las medidas de deformación (Inclinómetro) que indicaron deflación desde varios meses antes a esta fecha (Mothes com. pers., 2006).

Zonas Anómalas en marzo 2004	Tmax. (°C)	Area sin glaciar (ha)
1-Yanasacha	19.8	---
2-Cráter Interno / Anillo de Nieve	39.4	---
3-Pared Sur	---	13.7
4-Pared Oriental	24.5	8.7
5-Pared Occidental	21.2	14.8

Tabla.4-4. Las 5 Zonas anómalas con las temperaturas máximas

(excepto el anillo de nieve) y áreas sin glaciar / nieve Marzo 2004.

### 1.3.1 OCTUBRE 2004

En octubre 2004 se continúa registrando térmicamente 5 zonas con anomalías con temperaturas mayores a 14 °C y un pico máximo de 55°C en la zona del cráter (Tabla. 4-5 y Anexo 3). Al parecer dichas temperaturas se incrementaron respecto a comienzos del 2004 debido a una mayor actividad de los fluidos en la zona del sistema hidrotermal, y que fue evidenciada por un alto número de eventos sísmicos del tipo LPs grandes y LPs clásicos. Estos eventos mostraron un incremento constante desde julio hasta octubre 2004 y posiblemente respondieron a una fuente de calor que perturbó al sistema hidrotermal, sin haber indicios claros de una movilización de dicha fuente, debido a que se produjeron VTs aislados en el año 2004. La alteración del sistema hidrotermal registrada desde mediados del 2004 fue evidenciado por las medidas de deformación (Inclinómetro electrónico) que indicaron una leve inflación durante este mismo período (Mothes com. pers., 2006).

Zonas Anómalas en octubre 2004	Tmax. (°C)	Area sin glaciar (ha)
1-Yanasacha	27.8	28.5
2-Cráter Interno / Anillo de Nieve	55.9 ---	--- 14.3
3-Pared Sur	37.8	11.2
4-Pared Oriental	40.8	6.2
5-Pared Occidental	29.9	15.9

Tabla.4-5. Las 5 Zonas anómalas con las temperaturas máximas

(excepto el anillo de nieve) y áreas sin glaciar / nieve Octubre 2004.

### 1.3.1 ABRIL - MAYO 2005

Durante el monitoreo térmico realizado de abril a mayo 2005 se determinó la permanencia de las 5 zonas anómalas y el registro de temperaturas en el rango entre 8.6 a 38.4 °C (Tabla. 4-6 y Anexo 3). Al parecer dichas temperaturas fueron consecuencia del cambio o la mayor actividad del sistema hidrotermal durante los años 2001, 2002, 2003, 2004 e inicios del 2005. La actividad sísmica registrada durante los primeros meses del año 2005, señalaban que las condiciones observadas desde mediados del 2004 se mantenían sin variación.

Zonas Anómalas abril a mayo 2005	Tmax. (°C)	Area sin glaciar (ha)
1-Yanasacha	20.4	2.2
2-Cráter Interno / Anillo de Nieve	36.4 ---	--- 9.4
3-Pared Sur	25.4	5.8
4-Pared Oriental	30.4	6.8
5-Pared Occidental	16.8	6.8

Tabla.4-6. las 5 Zonas anómalas con las temperaturas máximas

(excepto el anillo de nieve) y áreas sin glaciar / nieve Abril – Mayo 2005.

Entre los detalles observados con el monitoreo térmico durante este período se señala:

- En el anillo de nieve se observaron grietas en el extremo norte y embudos producto de la actividad fumarólica en todo el borde exterior del cráter interno.
- En abril 2005 se observó que las zonas afectadas por el deshielo del

glaciar eran de menor área con respecto a los monitoreos anteriores, esto se vio especialmente en la zona 3 -Pared Sur y zona 5-Pared occidental. Esta característica fue debida a una importante caída nieve / hielo días antes al día que se realizó el monitoreo térmico, lo cual no facilitó un valor exacto de la evolución del deshielo del glaciar.

### **1.3.1 OTROS ASPECTOS IMPORTANTES ENTRE LA CORRELACION SISMICA Y TERMICA**

Para poder entender gráficamente como se desarrolla la sismicidad (causa) y anomalías térmicas (consecuencia) se presenta a continuación las correlaciones de los LPs con las temperaturas puntuales registradas en cada zona anómala en el presente estudio, El diagrama de LPs fue el más adecuado del resto de eventos sísmicos como HBs, VTs, para dicha correlación porque justamente son estos eventos directamente relacionados con el cambio o mayor actividad del sistema hidrotermal por consecuencia de las intrusiones.

En la Fig.4-9 hasta la Fig. 4-13 se presentan los diagramas de la evolución de la sismicidad del tipo LP y las temperaturas máximas registradas en cada zona a través del tiempo, se puede observar que cada medida de temperatura es el reflejo de los cambios en la actividad sísmica registrada en los meses anteriores, especialmente los eventos generados por la movilización de fluidos.

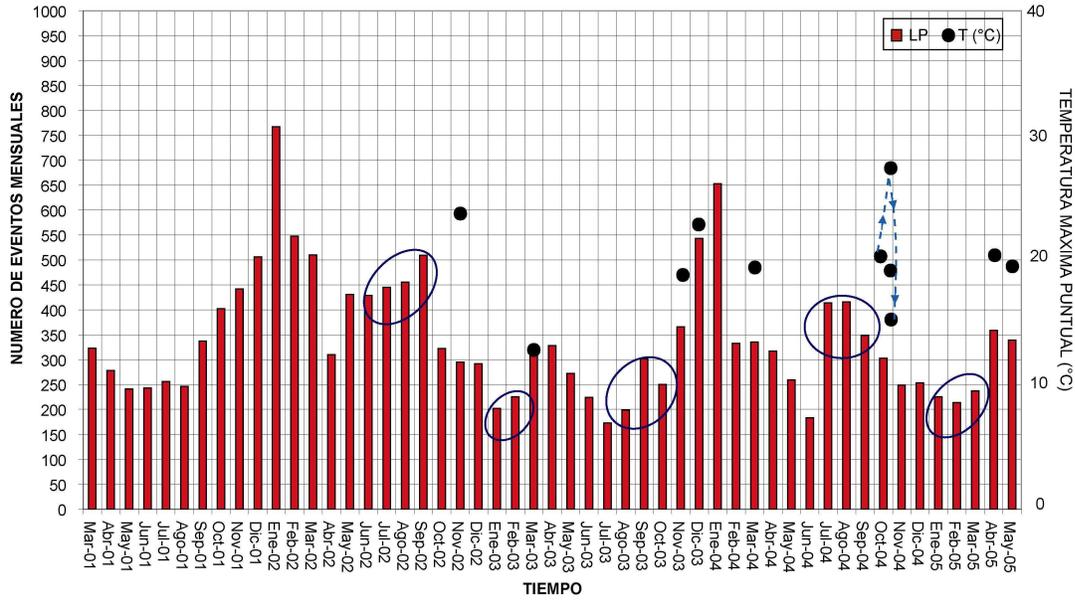


Fig.4-9. Correlación Sismicidad – Temperatura vs. Tiempo de Yanasacha durante el período 2002 – 2005. Datos térmicos puntuales entre noviembre 2002 – marzo 2005.

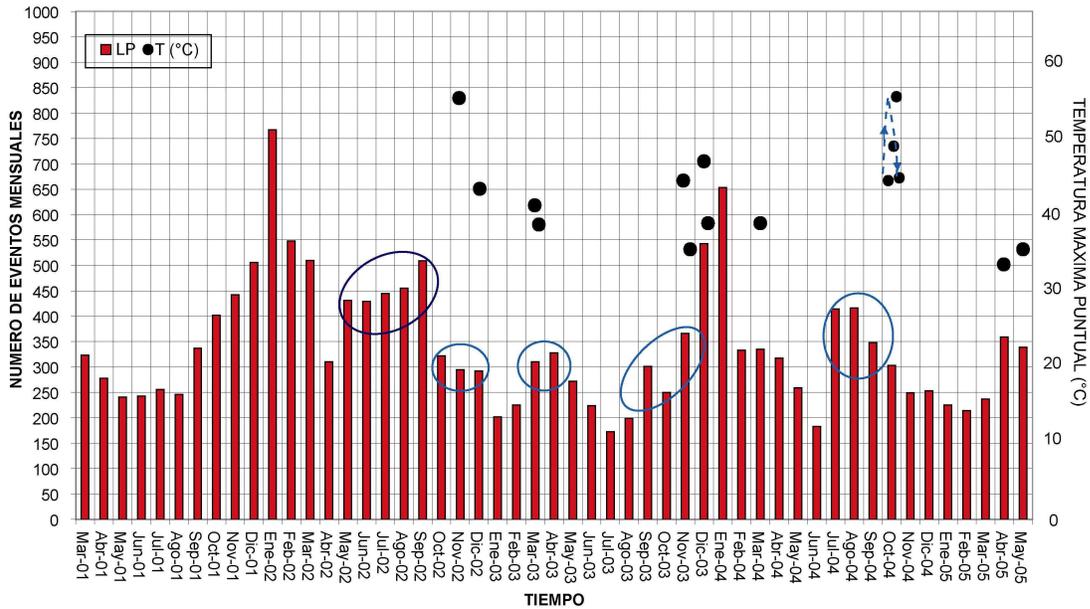


Fig. 4-10. Correlación Sismicidad – Temperatura vs. Tiempo del Cráter durante el período 2002 – 2005. Datos térmicos puntuales entre noviembre 2002 – marzo 2005.

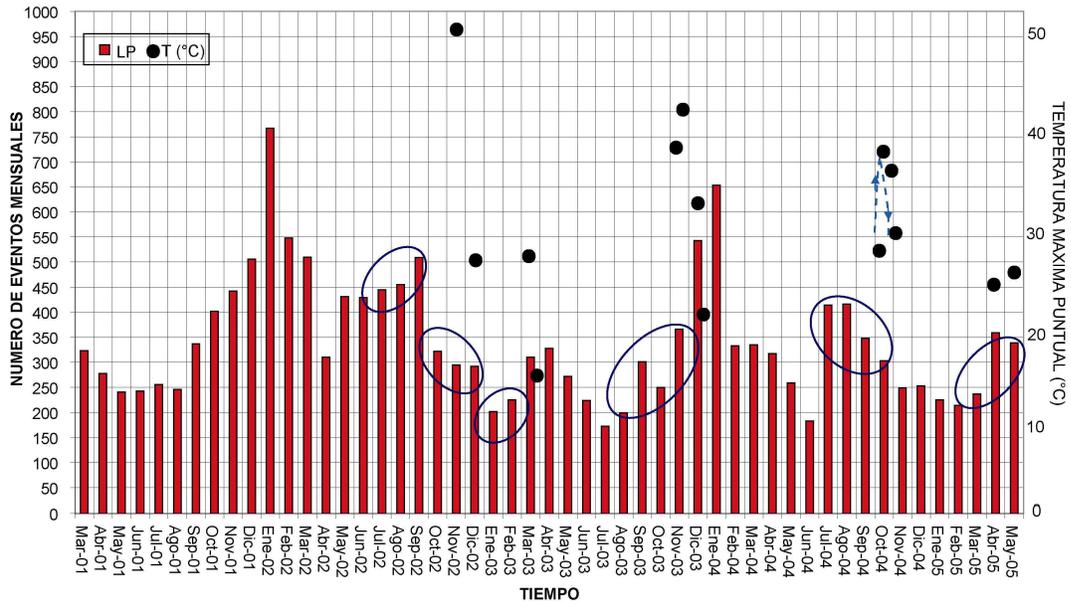


Fig.4-11. Correlación Sismicidad – Temperatura vs. Tiempo de la Pared Sur durante el período 2002 – 2005. Datos térmicos puntuales entre noviembre 2002 – marzo 2005.

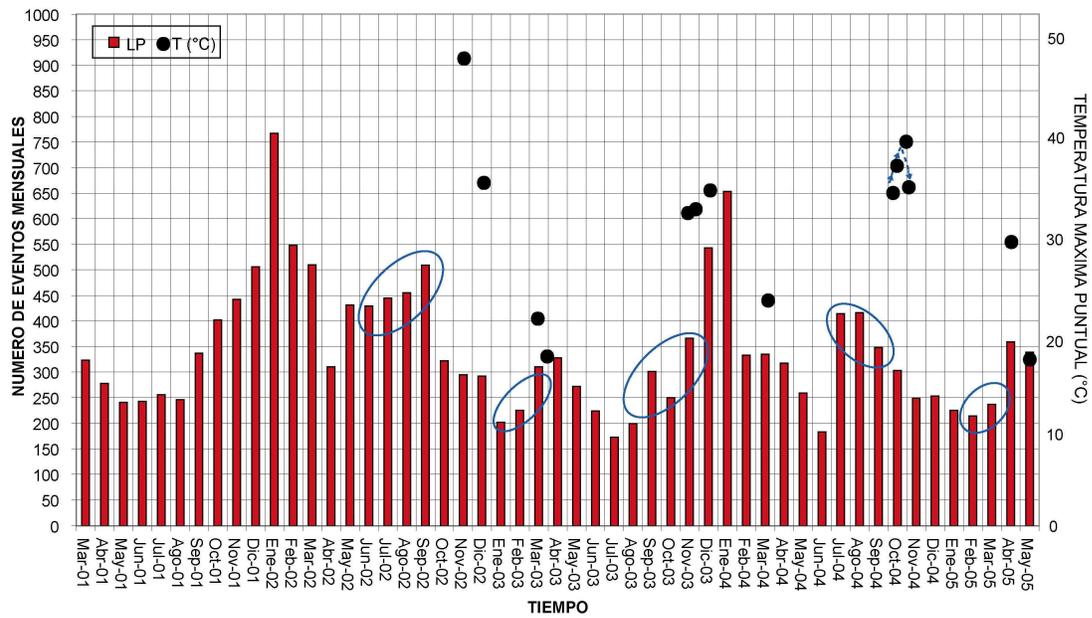


Fig.4-12. Correlación Sismicidad – Temperatura vs. Tiempo de la Pared Oriental durante el período 2002 – 2005. Datos térmicos puntuales entre noviembre 2002 – marzo 2005.

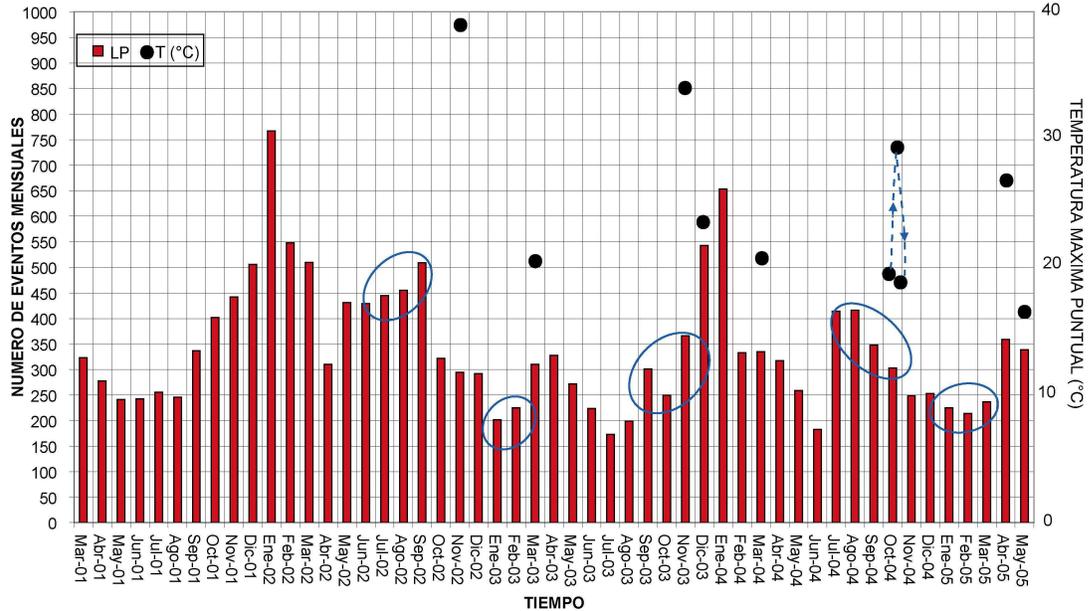


Fig.4-13. Correlación Sismicidad – Temperatura vs. Tiempo de la Pared Occidental durante el período 2002 – 2005. Datos térmicos puntuales entre noviembre 2002 – marzo 2005.

Sin embargo, con los valores de temperaturas obtenidos en octubre 2004 se pudo observar variaciones entre 5 y 10 °C durante un mismo mes y al parecer este comportamiento fue similar al registrado en la sismicidad meses antes (Fig.4-9, hasta Fig. 4-13).

Es por la permanencia de las temperaturas anómalamente altas en las 5 zonas que el efecto del deshielo del glaciar se produce de manera constante y aparentemente llegó a ser sobre 10 veces el tamaño determinado en la primera medida tomada a finales del 2002.

#### **4.6 CONCLUSIONES DE LA CORRELACION ENTRE LA ACTIVIDAD SISMICA Y LAS ANOMALIAS TERMICAS DURANTE EL PERIODO 2002 – 2005.**

La correlación de la sismicidad y de las temperaturas en las zonas anómalas se usó en el presente estudio como evidencia de la interacción del sistema hidrotermal con inyecciones o movilizaciones de fluidos magmáticos, probando además su carácter superficial, es decir, que se ubica a menos de 3 km de profundidad bajo el cráter.

La anomalía térmica no necesariamente ocurre simultáneamente con el incremento o el cambio de la sismicidad, como ya se comprobó en el volcán Tungurahua, donde se observó la presencia de una anomalía térmica en el viento con temperaturas magmáticas mayores a 500 °C sin una importante actividad sísmica.

Se determinó que el cambio de la actividad interna del volcán, producto de la movilización de cuerpos calientes (magma o soluciones magmáticas), alteró la actividad del sistema hidrotermal a finales del 2001 y posteriormente se reflejó en la actividad externa del volcán con incremento de las fumarolas, desarrollo de zonas térmicamente anómalas, pérdida de cobertura glaciaria en las partes altas y presencia de olor a azufre, manifestaciones que se mantienen con ligeras variaciones hasta el final del período de estudio.

La correlación entre la sismicidad (causa) y la evolución de las 5 zonas anómalas (consecuencia) del Cotopaxi, se realizó tomando en cuenta que los datos térmicos eran puntuales y aleatorios en el tiempo, mientras que los datos sísmicos eran continuos.

A partir de noviembre 2002 hasta marzo 2005 se registró la permanencia de 5 zonas con anomalías térmicas, las cuales se denominaron: Yanasacha,

Cráter, Pared Sur, Pared Occidental y Pared Oriental, esta última conformada por tres sub-zonas (E.1, E.2, E.3) que se generaron a partir de julio 2003. El rango de temperaturas encontradas en las zonas varía entre 6 y 55 °C, valores muy superiores a los determinados como normales para las condiciones climáticas del lugar.

Los datos sísmicos de importancia por su relación con inyecciones y/o movilizaciones de fluidos magmáticos durante el período de estudio fueron:

- a)** enero a junio 2002 esporádicos enjambres de VTs,
- b)** mayo a diciembre 2002 el incremento oscilatorio de HBs, secuencias de LPs grandes y tornillos,
- c)** abril a mayo 2003 el incremento de actividad tipo VT localizada en y alrededor del edificio,
- d)** mayo a diciembre 2003 el registro de un alto número de señales de tremor de diversos tipos y esporádicos enjambres sísmicos,
- e)** octubre 2004 a marzo 2005 el registro de un mayor número de eventos con el apareamiento de LPs grandes.

En función de lo anterior se concluye que durante los años 2002, 2003, 2004 y 2005 existieron pequeñas intrusiones y/o movilización de fluidos magmáticos que al parecer se ubicaron bajo los 4 km de profundidad y alteraban el comportamiento del sistema hidrotermal localizado sobre los 3 km de profundidad.

Los valores de temperaturas mayores a 6°C producidos por las 11 anomalías térmicas que son las áreas con mayor temperatura dentro de una misma zona, y la generación de fumarolas provocaron el aumento del área desprovista de glaciación en la parte superior del volcán (flancos superiores y cráter interno) durante marzo 2003, noviembre – diciembre 2003, marzo – abril 2004, octubre 2004, abril – mayo 2005 con respecto a los primeros valores tomados en noviembre 2002.

Se debe indicar además que desde el año 2001 se observa una persistente fusión de la capa glaciación en los flancos superiores y en el cráter del volcán, la cual

no puede ser atribuida exclusivamente a un supuesto calentamiento global, ya que a nivel mundial se ha observado que la influencia de este efecto climático es desde las zonas con menor altura hacia las de mayor altura. Actualmente esta situación es evidente a simple vista en los flancos Occidental, Sur y Oriental del cono superior y en el anillo de nieve alrededor del cráter interno.



